



HAL
open science

Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques - Approche par modélisation couplée hydrodynamique, thermique et géochimique

Olivier Douez

► **To cite this version:**

Olivier Douez. Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques - Approche par modélisation couplée hydrodynamique, thermique et géochimique. Hydrologie. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2007. Français. NNT: . tel-00198733v2

HAL Id: tel-00198733

<https://theses.hal.science/tel-00198733v2>

Submitted on 18 Dec 2007

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

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

UNIVERSITE MICHEL DE MONTAIGNE - BORDEAUX 3
INSTITUT EGID

THÈSE

EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX 3

Discipline : Science et Technologie

Spécialité : Sciences de l'eau

Présentée par

Olivier DOUEZ

Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations
paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques

-

Approche par modélisation couplée
hydrodynamique, thermique et géochimique



soutenue le 08 novembre 2007

devant la commission d'examen

M.	Emmanuel LEDOUX	Directeur de Recherche, École des Mines de Paris	Président
Mme	Christelle MARLIN	Professeur, Université Paris-Sud 11 - Orsay	Rapporteur
M.	Moumtaz RAZACK	Professeur, Université de Poitiers	Rapporteur
M.	Olivier ATTEIA	Professeur, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3	Directeur de thèse
M.	Alain DUPUY	Maître de Conférences, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3	Examineur
M.	Michel FRANCESCHI	Maître de Conférences, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3	Examineur
M.	Jean-Pierre EYGUN	Ingénieur Réservoir, TOTAL	Invité
M.	Pierre POUCHAN	Professeur Emérite, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3	Invité
M.	Dominique THIERY	Ingénieur Hydrodynamicien, BRGM	Invité

« La moindre connaissance touchant les choses
les plus hautes est plus désirable qu'une science
très certaine des choses moindres, dit Aristote »

[Saint Thomas d'Aquin -
Somme théologique, 1273]

« Les sciences n'essaient pas d'expliquer ;
c'est tout juste si elles tentent d'interpréter ;
elles font essentiellement des modèles.
Par modèle, on entend une construction mathématique qui,
à l'aide de certaines interprétations verbales,
décrit les phénomènes observés.
La justification d'une telle construction mathématique réside uniquement
et précisément dans le fait qu'elle est censée fonctionner. »

[John von Neumann]

Remerciements

Avant d'exposer les résultats de mes travaux de recherche, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont cru en moi en m'accordant leur confiance et les moyens nécessaires à leur réalisation.

Que ceux que j'aurais pu oublier m'en excusent.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à Monsieur le Professeur Pierre Pouchan pour m'avoir fait découvrir sa vision globale de l'hydrogéologie et de ses disciplines annexes et partager avec passion ses connaissances. Nos longues conversations ont fortement contribué aux résultats de ce travail. Je lui exprime ma profonde reconnaissance.

A Monsieur le Professeur Olivier Atteia pour avoir accepté l'encadrement administratif universitaire de ce travail et pour avoir tenté de m'enseigner sa vision de géochimiste de l'hydrogéologie avec l'inventivité et l'enthousiasme scientifique qui le caractérise, j'exprime mes plus respectueux remerciements.

A Monsieur Alain Dupuy, Maître de Conférences, je lui exprime ma plus profonde gratitude pour la confiance qu'il m'a accordée en me proposant ce sujet de recherche et en assurant la codirection scientifique. Toujours disponible pour les questions scientifiques, il a assuré la logistique informatique (il n'a jamais lésiné sur la ram), l'organisation administrative du financement (salaire, crédits alloués pour mes recherches), et m'a ainsi donné les moyens nécessaires pour aboutir à ce travail. Je lui exprime également mes plus sincères remerciements pour la compréhension dont il a fait preuve dans les moments d'incertitude.

A Michel Franceschi, codirecteur scientifique, j'exprime mes plus sincères remerciements pour sa présence et son aide tout au long de cette thèse, pour avoir su répondre, parfois avec patience mais toujours avec enthousiasme, à mes diverses questions sur la géochimie et l'isotopie.

A monsieur Emmanuel Ledoux, pour m'avoir fait l'honneur de présider mon jury, j'exprime mes plus sincères remerciements.

A mes rapporteurs Madame Christelle Marlin, pour ses remarques constructives sur les isotopes, et à Monsieur Moumtaz Razack avec qui j'ai fait mes premiers pas dans la modélisation hydrodynamique à l'université de Poitiers, je leur témoigne ma reconnaissance.

Je remercie également Dominique Thiery d'avoir bien voulu participer à mon jury de thèse.

Que le groupe Total, sans qui ce travail de recherche n'aurait pu voir le jour, soit remercié pour le financement de cette thèse. Je tiens à remercier plus particulièrement ses représentants, Jean-Pierre Duveau et Cyril Le Goff avec lesquels j'ai débuté ma thèse et Jean-Pierre Eygun et Yves Bayon avec qui je la termine. Ils ont tous su m'accorder leur confiance pour ce projet en suivant et en soutenant ce travail avec intérêt même si notre recherche a pu sortir quelquefois des sentiers battus.

Merci à toutes les personnes que j'ai côtoyées durant ma thèse au sein de l'institut EGID (personnel, thésards, stagiaires, ...) pour avoir rendu ce travail plus agréable et plus humain. Ma reconnaissance va aussi à tous ceux qui nous facilitent le travail au quotidien en particulier Franck, Alicia, Christine et Florence.

Un merci tout particulier à Thomas pour ses nombreux conseils, notamment en paléoclimatologie.

Je n'oublie pas les anciens " thésards " Ronan et François, les remercier seulement pour tous les conseils qu'ils ont pu m'apporter d'un point de vue scientifique (notamment sur les compéts de CB) serait trop restreint alors merci pour tout... Qu'ils soient assurés de ma profonde amitié. Ainsi que Marc, futur docteur, avec qui j'ai partagé le bureau pendant deux années et qui a su me faire profiter de sa filière de Saint-Nectaire et saucissons d'Auvergne.

Enfin aux "jeunes" thésards "Hydreau" : Arnaud, Hélène et Olivier, j'adresse tous mes encouragements... Ainsi qu'à tous les autres thésards de l'EGID.

Merci à vous tous d'avoir traversé ces trois années et demi avec moi.

A mes proches, famille et amis, qui m'ont soutenu par leur amitié et leur amour, je leur témoigne toute mon affection.

Enfin, Elouan, toi qui es né et as grandi durant cette thèse, pardonne-moi d'avoir été un papa parfois peu disponible. Myriam pour ta patience et ton soutien dans les moments de doute, je te remercie de tout mon coeur. Je vous dédie ce travail.

Résumé

L'étude des paramètres hydrodynamiques et de la charge piézométrique des aquifères ne suffit pas pour appréhender le fonctionnement hydrogéologique des grands bassins sédimentaires. Il est nécessaire de tenir compte de l'ensemble des couches et de leurs comportements hydrogéologiques sur le long terme. Ces systèmes sont en effet trop souvent analysés sur le court terme avec l'hypothèse que le régime hydrodynamique était stabilisé avant l'exploitation humaine. C'est donc sous une vision nouvelle que la compréhension de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, et plus globalement du système multicouche sud-aquitain, est abordée avec comme objectif son intégration dans un modèle hydrodynamique.

L'interprétation des données isotopiques et géochimiques a montré que seuls des transferts verticaux en complément ou non à un écoulement horizontal étaient à même d'expliquer les résultats des analyses et a permis d'exposer l'idée d'une phase de recharge importante à la fin du Pléistocène. La reconstitution du paléoclimat local a été entreprise afin de proposer un scénario des périodes potentielles de recharge du système aquifère sud-aquitain sur les 40000 dernières années. L'ensemble de ces résultats a révélé l'instabilité des conditions d'alimentation de ce multicouche et donc son état transitoire.

Une analyse majeure des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et géothermiques a été engagée et les données mises en cohérence afin de proposer un modèle couplé hydrodynamique et thermique 3D permettant d'étudier l'évolution récente mais également de longue durée. Comportant onze couches, l'extension du modèle est d'environ 32000 km². L'ajustement dans le modèle des données de température a été réalisé. Le calage en transitoire court d'exploitation avec les prélèvements et l'activité de deux stockages de gaz a été effectué. La simulation des variations eustatiques sur les derniers 100000 ans a montré la faible influence de celles-ci sur la nappe des Sables Infra-Molassiques. La simulation des variations de recharge liées aux fluctuations paléoclimatiques sur 40000 ans, objectif final de ce travail, a été exécutée et a permis d'établir trois principaux axes d'écoulement en cohérence avec les contraintes géochimiques. L'importance des transferts verticaux et horizontaux a pu être approchée à l'aide de bilans de flux. Enfin, la baisse piézométrique actuellement observée serait la conséquence des prélèvements de ces trente dernières années et, dans une moindre mesure, de la vidange naturelle du système amorcé il y a 150 ans, suite à une recharge importante au cours du Petit Âge Glaciaire.

Ce travail a mis en exergue l'existence d'échanges entre les différentes couches (aquifères et formations peu perméables), la recharge par drainance verticale importante dans certains secteurs ainsi que le régime transitoire sur plusieurs centaines voire milliers d'années avec un caractère continu. Au final, la compréhension de ce type de multicouche d'extension régionale nécessite de se détacher de la vision commune d'un fonctionnement qui n'aurait débuté qu'avec l'exploitation anthropique sur un système hydrodynamiquement stabilisé.

Mots clés : Hydrogéologie, Thermique, Géochimie, Isotopie, Modélisation, Paléo-hydrogéologie, Bassin Sud-Aquitain

Abstract

The study of the hydrodynamic parameters and the piezometric level of the aquifers is not enough to understand the hydrogeological behaviour of large sedimentary basins. It is necessary to take into account the whole of the layers and their hydrogeological behaviour on the long term. These aquifer systems are indeed too often analysed on the short term on the supposition that the hydrodynamic state was stabilized before the human exploitation. Thus it is under a new vision that the understanding of the aquifer of the Infra-Molassic Sands is approached in the aim of integrating it in a hydrodynamic model with the overall of the south-Aquitaine multi-layered aquifer system.

The interpretation of the isotopic and geochemical data showed that only vertical flows in addition or not to a horizontal flow can explain the results and it made it possible to present the idea of a major phase of recharge at the end of the Pleistocene. The reconstitution of the local paleoclimate was undertaken in order to propose a scenario of the potential periods of recharge of the south-Aquitaine aquifer system over the last 40,000 years. These results revealed the instability of the conditions of recharge of this multi-layered aquifer system and thus its transitory state.

A major study of the geological, hydrogeological and geothermical characteristics was undertaken to suggest a hydrodynamical and thermal 3D model. This model makes it possible to study the recent evolution but also the long-term trends. This model is made up of eleven layers and the extension is approximately 32,000 km². The calibration of the temperature in the model was carried out. The calibration in transient state of exploitation with the pumping and the activity of two storages of gas was done. The simulation of the eustatic variations on the last 100,000 years showed the weak influence of those variations on the Infra-Molassic Sands groundwater. The simulation of the variations of recharge according to the paleoenvironmental fluctuations over 40,000 years, final purpose of this work, was carried out and enabled to establish three principal axis of flow in coherence with the geochemical constraints. The importance of the vertical and horizontal flow could be done using water budget. To finish with, the piezometric fall currently observed would be the principal consequence of the pumping of the last thirty years and of the natural drainage of the system started 150 years ago, following an important recharge during the Little Ice Age.

This study shows the existence of exchanges between the various layers (aquifers and aquitards), the important recharge by vertical drainage in different areas and the transient-state groundwater flow over several hundreds to several thousands of years. In short, the behaviour of this type of multi-layered aquifer of regional extension requires to be detached from the common vision of a functioning which would have begun only with the anthropic exploitation on a hydrodynamical stabilized system.

Keywords : Hydrogeology, Thermic, Geochemistry, Isotope, Modeling, Paleohydrogeology, South Aquitaine Basin

Table des matières

Remerciements	3
Résumé	5
Abstract	6
Table des matières	7
Table des figures	11
Liste des tableaux	17
Liste des symboles	18
Introduction	20
1 CONCEPTS DE BASE	25
1.1 Le Bassin Aquitain	26
1.1.1 Histoire géologique du Bassin Aquitain	26
1.1.2 Les Sables Infra-Molassiques : un faciès de la molasse d'Aquitaine	35
1.1.3 Les aspects structuraux du Bassin Aquitain	37
1.2 Les aquifères profonds	46
1.2.1 L'objet de l'étude : l'aquifère Eocène des Sables Infra-Molassiques	46
1.2.2 Les aquifères d'extension régionale sus-jacents	56
1.2.2.1 L'aquifère du Miocène	56
1.2.2.2 L'aquifère de l'Oligocène	60
1.2.3 Les aquifères d'extension régionale sous-jacents	63
1.2.3.1 L'aquifère du Paléocène	63
1.2.3.2 L'aquifère du Crétacé supérieur	67
1.2.3.3 L'aquifère du Crétacé inférieur	71
1.2.3.4 L'aquifère du Jurassique supérieur et moyen	75
1.3 Géothermie du Bassin Aquitain	77
1.4 Une ressource exploitée	79
1.4.1 Prélèvements dans les aquifères profonds	79

TABLE DES MATIÈRES

1.4.1.1	Exploitation de la nappe des Sables Infra-Molassiques	79
1.4.1.2	Exploitation de la nappe du Paléocène	80
1.4.1.3	Exploitation de la nappe du Crétacé supérieur	80
1.4.2	Une exploitation singulière	82
1.4.2.1	La géothermie et le thermalisme	82
1.4.2.2	Les stockages de gaz	87
1.4.3	Evolution piézométrique des nappes profondes du Sud-Aquitain	89
2	PISTES POUR UN FONCTIONNEMENT CONCEPTUEL	94
2.1	La géochimie isotopique et les gaz rares	96
2.1.1	Les isotopes du carbone - âge des eaux	96
2.1.2	Les gaz rares en solution dans les aquifères profonds du Sud-Aquitain	101
2.1.3	Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène	102
2.2	Les variations climatiques passées et leurs conséquences	108
2.2.1	Les variations eustatiques	109
2.2.2	Reconstitution paléoclimatique	110
2.2.3	Le pergélisol et son impact sur les aquifères	119
2.2.3.1	Quelques généralités sur le pergélisol	119
2.2.3.2	Le pergélisol en Aquitaine	123
2.2.4	La géomorphologie : outil de la paléoclimatologie	132
2.2.4.1	Le modelé en surface	132
2.2.4.2	Analyse de quelques bassins versants	137
2.2.5	Les paléoclimats et la recharge des grands aquifères	139
2.3	Recherche de signatures de paléoémergences	142
2.3.1	Les cimentations siliceuses : les grès de Coudures	144
2.3.1.1	Description des grès de Coudures	144
2.3.1.2	Hypothèse de mise en place	147
2.3.1.3	Les cotes altimétriques des affleurements des grès de Coudures	148
2.3.1.4	Datation du ciment carbonaté des grès de Coudures	149
2.3.2	Les géodes siliceuses	150
2.4	En résumé...	154
3	MODELISATION	157
3.1	Modélisation en hydrogéologie : outil	159
3.2	Le modèle géologique conceptuel du Sud-Aquitain	160
3.2.1	Définition du modèle géologique	160
3.2.2	Extension géographique	161
3.2.3	Modèle géologique 3D	161
3.3	Analyse des conditions thermiques des formations modélisées	163
3.3.1	Etude du gradient géothermique	166
3.3.2	Piézométrie corrigée des effets de température	168

TABLE DES MATIÈRES

3.4	Le modèle numérique du Sud-Aquitain	174
3.5	Régime pseudo-permanent : calage et exploitation	175
3.5.1	Les conditions aux limites	178
3.5.1.1	Hydrodynamique	178
3.5.1.2	Thermique	179
3.5.2	Résultats du calage hydrodynamique et thermique	179
3.5.2.1	Hydrodynamique	179
3.5.2.2	Thermique	182
3.5.3	Simulations le long de tubes de courant - confrontation avec l'âge apparent des eaux	184
3.5.3.1	Résultats en configuration monocouche	185
3.5.3.2	Résultats sur le modèle multicouche	186
3.6	Régime transitoire court d'évolution des stockages : calage et simulations	188
3.6.1	Méthode appliquée pour la transcription des fluctuations de stockage	188
3.6.2	Un maillage raffiné	190
3.6.3	Les conditions aux limites	190
3.6.3.1	La recharge	190
3.6.3.2	Les sorties en limite du modèle	191
3.6.3.3	Les stockages : prise en compte des cycles de soutirage/injection	192
3.6.3.4	Les prélèvements	193
3.6.4	Calage en régime transitoire	194
3.6.5	Paramètres de calage	206
3.6.5.1	Paramètres hydrodynamiques	206
3.6.5.2	Paramètres thermiques	207
3.6.6	Simulations sur le modèle transitoire court	207
3.7	Modèle euristique d'évolution eustatique	210
3.7.1	Extension du modèle	210
3.7.2	Géométrie 3D pour un modèle étendu	210
3.7.3	Les paramètres du modèle d'évolution eustatique	211
3.7.4	Résultats : influence de l'évolution eustatique	214
3.8	Modèle euristique d'évolution paléoclimatique	216
3.8.1	Conditions aux limites du modèle d'évolution paléoclimatique	216
3.8.2	Evolution de la hauteur piézométrique	220
3.8.3	Les "chemins d'écoulement" déduits du modèle	224
3.8.4	Bilan de flux à l'actuel	226
3.9	En Résumé...	231
	Conclusion	233
	Bibliographie	244

Annexes	259
A Volumes annuels prélevés entre 1995 et 2004 sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (données de l'Agence de l'Eau et du rapport BRGM RP-50322 [BENHAMMOUDA et al. (1999)])	259
B Les isotopes du carbone et l'âge des eaux souterraines	263
C Ages des eaux des nappes profondes en Aquitaine	266
D Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène	269
E Quelques généralités sur la paléoclimatologie	272
E.1 Les outils de la reconstitution chronologique, climatique et stratigraphique	272
E.2 Les variations paléoclimatiques	273
F Réseau de drainage des bassins versants étudiés	277
G Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle	281
H Carte des toits des principales formations étudiées	294
I Coupes dans le modèle géométrique	297
J Calcul des hauteurs piézométriques vraies à partir des niveaux mesurés en surface	299
K Méthode appliquée pour la transcription des fluctuations de stockage dans le modèle numérique - transcription directe	302
L Equation d'état de l'eau de mer	305

Table des figures

1	Extension de la zone d'étude	21
1.1	Schéma des zones de sédimentation du Trias évaporitique (DURAND-DELGA (1980))	27
1.2	Extension et faciès du Lias (WINNOCK (1974))	28
1.3	Extension et faciès du Jurassique moyen (WINNOCK (1974))	29
1.4	Bassins de dépôts du Crétacé inférieur (WINNOCK (1974))	30
1.5	Paléogéographie du Bassin Aquitain au Crétacé supérieur (Document ANDRA-BRGM, sans référence)	31
1.6	Paléogéographie du Bassin Aquitain à l'Yprésien (Document ANDRA-BRGM, sans référence)	32
1.7	Paléogéographie du Bassin Aquitain à l'Oligo-Miocène (Document ANDRA-BRGM, sans référence)	34
1.8	Schéma paléogéographique du Bassin d'Aquitaine à la fin du Bartonien (BEA et KIEKEN (1971))	36
1.9	Modèle schématique du talus progradant yprésien (MOUILLAC et al. (1985))	36
1.10	Schéma géologique de la progradation est-ouest de la plate-forme d'Aquitaine occidentale au Paléogène inférieur (CAVELIER et al. (1997))	37
1.11	Schéma structural de la base du Tertiaire (KIEKEN (1973))	38
1.12	Toponymie des principaux bassins et rides de l'Aquitaine (BRUNET (1991))	40
1.13	Coupe géologique schématique de la Structure de Roquefort (GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée)	40
1.14	Coupe géologique schématique de Créon d'Armagnac (GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée)	41
1.15	Coupe géologique de Barbotan (d'après PLATEL (1990))	42
1.16	Coupe schématique géologique de la structure de Cézan-Lavardens (GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée)	42
1.17	Coupe schématique géologique nord-sud de la structure d'Audignon (GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée)	43
1.18	Coupe géologique synthétique dans le secteur d'Eugénie-les-Bains (LABAT (1998))	44
1.19	Carte isobathes de la base de la molasse (stockages d'Izaute et Lussagnet) (LABAT (1997))	45
1.20	Coupe géologique schématique entre Bordes et Geaune (d'après POUCHAN, sans référence)	45
1.21	Limite d'extension de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques	47
1.22	Ecorché à la base de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques	48
1.23	Carte de transmissivité (en Darcy mètre) de l'aquifère Eocène (LABAT (1998) d'après BEICIP (1984))	49
1.24	Esquisse piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques (Institut EGID (1999))	50
1.25	Température des Sables Infra-Molassiques (BEICIP (1984))	53
1.26	Minéralisation de la nappe des Sables Infra-Molassiques (ANDRE (2002))	54
1.27	Principales zones géochimiques fixées par la composition chimique des eaux (ANDRE (2002))	54
1.28	Schéma d'écoulement raisonné résultant des contraintes géochimiques (ANDRE (2002))	55

TABLE DES FIGURES

1.29	Limites d'extension de l'aquifère du Miocène (FABRIOL <i>et al.</i> (1997))	57
1.30	Zones de communications potentielles entre l'aquifère du Miocène et de l'Oligocène (HOSTEINS (1982))	58
1.31	Surface piézométrique de la nappe du Miocène (d'après SDAGE 1996)	59
1.32	Limites d'extension de l'aquifère de l'Oligocène (MAUROUX et DANNEVILLE (1996))	61
1.33	Zones de communications potentielles entre l'aquifère de l'Oligocène et de l'Eocène ou Crétacé (HOSTEINS (1982))	62
1.34	Extension des faciès aquifères du Paléocène (HOUSSE et MAGET (1977))	65
1.35	Piézométrie de la nappe du Paléocène (Institut EGID (1999))	66
1.36	Disposition schématique des faciès de l'aquifère du Crétacé supérieur (HOUSSE et MAGET (1977))	67
1.37	Limites d'extension des faciès aquifères du Crétacé supérieur sur la zone d'étude (d'après HOUSSE et MAGET (1977) ; MAUROUX et DANNEVILLE (1996))	68
1.38	Esquisse piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur (d'après MAUROUX et DANNEVILLE (1996))	70
1.39	Extension de l'aquifère du Crétacé inférieur (HOUSSE et MAGET (1977))	73
1.40	Extension de l'aquifère du Jurassique supérieur et moyen (d'après MAUROUX et DANNEVILLE (1996))	76
1.41	Carte du gradient géothermique en Aquitaine (HOUSSE et MAGET (1977))	78
1.42	Evolution des prélèvements dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques	79
1.43	Prélèvements dans la nappe des Sables Infra-Molassiques en 1995 (en m ³)	80
1.44	Prélèvements dans la nappe du Paléocène en 1995 (en m ³) (d'après les données de BOURGINE <i>et al.</i> (1999))	81
1.45	Prélèvements dans la nappe du Crétacé supérieur en 1995 (en m ³) (d'après les données de BOURGINE <i>et al.</i> (1999))	82
1.46	Carte de position des thermes actuellement exploités dans le secteur d'étude	84
1.47	Evolution de la pression au droit des stockages d'Izaute et Lussagnet	89
1.48	Position des ouvrages de suivis piézométriques	90
1.49	Evolution de la profondeur du niveau de l'eau des Sables Infra-Molassiques pour les forages subissant les effets des stockages de gaz	91
1.50	Evolution de la profondeur du niveau de l'eau des Sables Infra-Molassiques pour les forages ne subissant pas ou peu les effets des stockages de gaz	91
1.51	Evolution de la profondeur du niveau de l'eau pour les forages de Bordes (proximité des affleurements des Sables Infra-Molassiques)	92
1.52	Evolution de la profondeur du niveau de l'eau pour les forages ne subissant pas ou peu les effets des stockages de gaz : autres Aquifères	92
2.1	Courbe de calibration des âges radiocarboniques CalPal_SFCP_2005 Courbe de calibration des âges radiocarboniques CalPal_SFCP_2005 de l'Université de Cologne (Weninger B., Jöris O. et Danzeglocke U.)	97
2.2	Distribution des âges apparents des eaux des Sables Infra-Molassiques	99
2.3	Age apparent des eaux des Sables Infra-Molassiques (ans cal. ¹⁴ C B.P.)	99
2.4	Distribution de l'âge apparent des eaux des aquifères profonds captifs en Aquitaine	100
2.5	Solubilité des gaz rares en fonction de la température (BENSON (1976) dans DEWONCK (2000))	101
2.6	Evolution paléoclimatique au sud du Bassin Aquitain (BLAVOUX <i>et al.</i> (1993)) - Températures déduites à partir des teneurs en gaz rares des eaux	102

TABLE DES FIGURES

2.7	Relation entre les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques - précipitations actuelles	103
2.8	Relation entre les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des aquifères du Paléocène et du Crétacé supérieur . . .	104
2.9	Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Paléotempératures issues des gaz rares	105
2.10	Relation $\delta^2\text{H}$ - Paléotempératures issues des gaz rares	105
2.11	A- Évolution de la température déduite des valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ et des gaz rares des aquifères du Sud-Aquitain - B : évolution de la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte GRIP au Groënland (Courbe rouge - JOHNSEN <i>et al.</i> (2001))	107
2.12	Reconstruction à haute résolution de l'évolution du niveau des océans (THOMPSON et GOLDSTEIN (2006))	109
2.13	Remontée post-Dernier Maximum Glaciaire du niveau des océans (RODHE)	110
2.14	Evolution du trait de côte du golfe de Gascogne entre le Dernier Maximum Glaciaire et l'actuel . .	111
2.15	Paléoclimat en Europe pendant la dernière grande glaciation (LABEYRIE (2006))	113
2.16	Les étapes de la déglaciation après le Dernier Maximum Glaciaire (LABEYRIE (2006))	115
2.17	Corrélation de différentes données climatiques pour l'Holocène	117
2.18	Paramètres climatiques reconstruits à partir de données polliniques et des données de niveau du lac Locle (Jura) entre 6000 et 12000 ans cal. B.P. (MAGNY <i>et al.</i> (2001))	118
2.19	Différence de température par rapport au présent depuis l'an 0 (MOBERG <i>et al.</i> (2005))	119
2.20	Représentation schématique des variations de température en fonction de la profondeur (d'après VIDSTRAND (2003))	122
2.21	Limites méridionales du pergélisol du sud de l'Europe au cours du Dernier Maximum Pléni-glaciaire selon différents auteurs (TEXIER (1996))	124
2.22	Répartition des différentes formes périglaciaires identifiées dans le sud de la France à basse altitude (moins de 200 m) (TEXIER (1996))	124
2.23	Extension du pergélisol en France au Dernier Maximum Glaciaire (20000 ans BP) - Cartographie ANDRA-CNF-INQUA 1999 (VAN VLIET-LANOË (2000))	125
2.24	Profondeur maximale potentielle atteinte par le pergélisol en Aquitaine	126
2.25	Variations de la température de la zone d'hétérothermie sous pergélisol	127
2.26	Étude du pergélisol : simulation du gradient de température en régime permanent	128
2.27	Evolution de la profondeur atteinte par le front d'un pergélisol en 2 millions d'années	129
2.28	Schéma du modèle 2D vertical pour l'étude d'un pergélisol en régime instationnaire	130
2.29	Conditions de température imposées à la surface du modèle d'étude d'un pergélisol en régime instationnaire	130
2.30	Evolution des températures entre 0 mètres et 3000 mètres de profondeur - centre du modèle	131
2.31	Gradient de températures à $t \approx 20000$ ans B.P.	131
2.32	Evolution des températures en profondeur de 0 mètre et 500 mètres de profondeur entre 17000 ans B.P. et 25000 ans B.P.	132
2.33	Illustration du régime hydrologique dans des conditions tempérées (A-B) et dans des conditions périglaciaires (C-D) (BOGAART <i>et al.</i> (2003))	133
2.34	PE index et densité de drainage (MELTON (1957))	135
2.35	Pente de quelques bassins versants de l'Agenais	137
2.36	PE index de quelques bassins versants de l'Agenais	138
2.37	Corrélations de données paléohydrogéologiques et paléoclimatiques pour une définition des phases de recharge des aquifères profonds en Aquitaine	140
2.38	Silice dissoute pour différents échantillons d'eau des Sables Infra-Molassiques en fonction de la température par rapport aux zones de saturation du quartz et de la calcédoine	143

TABLE DES FIGURES

2.39	Localisation des grès de Coudures	145
2.40	Cote altimétrique des grès de Coudures	148
2.41	Position et datation des échantillons de grès de Coudures	150
2.42	Corrélation : hauteurs des grès de Coudures et courbe paléoclimatique	151
2.43	Localisation des géodes récoltées sur la structure d'Audignon	151
2.44	Géodes en place dans la partie altérée des formations maestrichtiennes carbonatées sur la structure d'Audignon	152
2.45	Géode de calcédoine éclatée	152
2.46	Géode de calcédoine présentant différentes phases concentriques avec un dépôt blanchâtre friable au centre	153
2.47	Partie rosâtre de géode analysée aux Rayons X	153
2.48	Schéma conceptuel de la réponse de la charge hydraulique de la nappe des Sables Infra-Molassiques au cours du temps	155
3.1	Coupe schématique synthétique pour un projet de modèle conceptuel	161
3.2	Emprise du modèle (en noir) et zone d'intérêt (en bleu)	162
3.3	Masse volumique et viscosité de l'eau en fonction de la température (corrélation BURGER et al. (1985) ; valeurs réelles LEFEBVRE (1994))	164
3.4	Température moyenne de surface en Aquitaine (données Météo France)	166
3.5	Gradient géothermique moyen sur l'emprise du modèle	167
3.6	Température observée au toit de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques	168
3.7	Température observée au toit de l'aquifère du Paléocène	168
3.8	Température observée au toit de l'aquifère du Crétacé supérieur	169
3.9	Température observée au toit du socle	169
3.10	Esquisse piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques	170
3.11	Esquisse piézométrique de la nappe du Paléocène	171
3.12	Esquisse piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur	171
3.13	Zones potentielles d'artésianisme de la nappe des Sables Infra-Molassiques	173
3.14	Communications entre les aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Jurassique	173
3.15	Superposition des piézométries des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène	174
3.16	Maillage du modèle numérique	175
3.17	Vision 3D du modèle hydrogéologique et thermique multicouche	176
3.18	Visualisation 3D de différentes couches sous FEFLOW®	177
3.19	Potentiels imposés disposés sur le modèle en régime pseudo-permanent	178
3.20	Température imposée à la surface et au toit du socle dans le modèle	180
3.21	Superposition des isopièzes esquissées/simulées en régime pseudo-permanent - A - Aquifère des Sables Infra-Molassiques, B - Aquifère du Paléocène	181
3.22	Comparaisons : charge observée/charge simulée	182
3.23	Comparaison : température observée/température simulée	182
3.24	Température simulée au toit des formations	183
3.25	Extension et zone raffinée du modèle pour la simulation de tubes de courant	184
3.26	Tubes de courant avec marqueurs isochrones sur la partie est de l'emprise modèle	185
3.27	Tubes de courant avec marqueurs isochrones sur la partie ouest de l'emprise modèle	186
3.28	Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau \approx 19500 ans	187
3.29	Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau \approx 28000 ans	187
3.30	Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau \approx 31000 ans	188

TABLE DES FIGURES

3.31	Evolution de la pression de gaz en tête de forage en fonction du volume de gaz injecté	189
3.32	Zones raffinées du maillage pour le modèle transitoire	191
3.33	Disposition de la recharge pour le modèle transitoire court	191
3.34	Conditions aux limites disposées pour le modèle transitoire court	192
3.35	Piézométrie au droit du stockage d'Izaute	193
3.36	Piézométrie au droit du stockage de Lussagnet	193
3.37	Conditions aux limites au droit des stockages de gaz	194
3.38	Points de contrôle de la hauteur piézométrique	195
3.39	Chroniques piézométriques observées - simulées 1	196
3.40	Coupe structurale sous la station thermale de Barbotan (BEL et GUILLEMINOT (1993))	197
3.41	Chroniques piézométriques observées - simulées 2	198
3.42	Chroniques piézométriques observées - simulées 3	199
3.43	Chroniques piézométriques observées - simulées 4	200
3.44	Chroniques piézométriques observées - simulées 5	201
3.45	Chroniques piézométriques observées - simulées 6	202
3.46	Chroniques piézométriques observées - simulées 7	204
3.47	Chroniques piézométriques observées - simulées 8	205
3.48	Valeurs de perméabilité intégrées dans le modèle multicouche	206
3.49	Valeurs d'emmagasinement spécifique proposées pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques	207
3.50	Evolution piézométrique simulée avec et sans exploitation - 1/2	208
3.51	Evolution piézométrique simulée avec et sans exploitation - 2/2	209
3.52	Extension du modèle d'évolution eustatique	211
3.53	Bloc 3D du modèle d'évolution eustatique	211
3.54	Conditions aux limites du modèle d'évolution eustatique	212
3.55	Fluctuations de la condition aux limites du modèle multicouche au droit de l'Océan Atlantique sous FEFLOW (d'après THOMPSON et GOLDSTEIN (2006) et RODHE)	212
3.56	Perméabilité intégrée dans le modèle multicouche d'évolution eustatique	213
3.57	Points de contrôle virtuels du modèle d'évolution eustatique	214
3.58	Evolution de la hauteur piézométrique sur l'ensemble du modèle en fonction des variations du niveau océanique	215
3.59	Evolution de la hauteur piézométrique sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques en fonction des variations du niveau océanique pour des valeurs de charge supérieures à +120 m NG	215
3.60	Zones de recharge potentielle pour un modèle d'évolution paléoclimatique	217
3.61	Evolution de la recharge - transitoire long - 1/2	218
3.62	Evolution de la recharge - transitoire long - 2/2	219
3.63	Pourcentage de recharge par rapport à l'actuel	219
3.64	Evolution des charges simulées en fonction des contraintes paléoclimatique sur les Sables Infra-Molassiques pour quelques points	221
3.65	Comparaison des charges calculées par le modèle paléoclimatique avec les hauteurs piézométriques actuelles : aquifère des Sables Infra-Molassiques	222
3.66	Comparaison des charges calculées par le modèle paléoclimatique avec les hauteurs piézométriques actuelles : aquifère du Paléocène	223
3.67	Surface piézométrique simulée de la nappe des Sables Infra-Molassiques - A - Au Dernier Maximum Glaciaire, B - Après la phase intense de recharge du Dernier Maximum Glaciaire	224
3.68	Trajectoire de particules sur le modèle d'évolution paléoclimatique - A - Aquifère des Sables Infra-Molassiques, B - Aquifère du Paléocène	225

TABLE DES FIGURES

3.69	Bilan des flux horizontaux sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	227
3.70	Bilan des flux verticaux et horizontaux sur l'aquifères des Sables Infra-Molassiques sur quelques secteurs ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	228
3.71	Bilan des flux horizontaux sur l'aquifère du Paléocène ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	229
3.72	Bilan des flux au droit de la zone de contact direct entre les aquifères du Paléocène et des Sables Infra-Molassiques ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	230
3.73	Bilan des flux sur la zone ouest : aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	231
74	Zones d'écoulement définies par le modèle hydrodynamique	239
75	Schéma conceptuel 3D du fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques de la zone sud - secteur est	240
B.1	Courbe de calibration des âges radiocarboniques CalPal_SFPCP_2005	265
D.1	Evolution de la teneur en ^{18}O des océans et de l'atmosphère (SHACKLETON (2000))	270
E.1	Stades isotopiques marins (MARTINSON <i>et al.</i> (1987)) et correspondance avec les unités climatostratigraphiques terrestres	273
E.2	Evolution de l' ^{18}O - SPECMAP (d'après IMBRIE <i>et al.</i> (1984))	274
E.3	Paramètres orbitaux de Milankovitch	275
E.4	Succession des événements de Dansgaard/Oeschger dans les archives glaciaires du Groënland mise en évidence par le signal ^{18}O de la glace (GROUSSET (2003))	276
F.1	La Bausse	278
F.2	La Gandaille	279
F.3	La Tancanne	280
G.1	Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère des Sables Infra-Molassiques	281
G.2	Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère du Paléocène	282
G.3	Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère du Crétacé supérieur	282
H.1	Cartes du toit des faciès sableux de l'éocène et des grès à Nummulites (Sables Infra-Molassiques) en m NG	295
H.2	Cartes du toit des aquifères du Paléocène et du Crétacé supérieur (en m NG)	296
I.1	Coupe A-A'	297
I.2	Coupe B-B'	298
I.3	Coupe C-C'	298

Liste des tableaux

1.1	Utilisation de la géothermie dans le sud du Bassin Aquitain	83
1.2	Caractéristiques des différents réservoirs de Barbotan	85
1.3	Les sources à proximité de la station thermale d'Eugénie-les-Bains - données issues de NARTET (1988)	87
1.4	Les stockages de Lussagnet et Izaute en quelques chiffres	88
2.1	Age calibré des eaux des Sables Infra-Molassiques	98
2.2	Teneur en isotopes lourds de l'eau corrigée en fonction de l'altitude, sans correction de l'effet orographique à Campistrous	104
2.3	Paléotempératures estimées à partir des équations 2.3 et 2.4 en fonction des teneurs en ^{18}O et ^2H	106
2.4	Conductivité thermique moyenne des roches en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$	128
2.5	Résumé des changements du climat et des processus hydrologiques pendant les derniers Périglaciaire et Pléniglaciaire basés sur les indices paléoclimatiques (pollen, insectes, traces périglaciaires, etc. . .), sédimentologiques et géomorphologiques [d'après BOGAART et <i>al.</i> (2003)]	134
2.6	Cinq classes de climat définies par THORNTHWAITE (1931) à partir du PE index	136
2.7	Six de climat définies par THORNTHWAITE (1931) à partir du TE index	137
2.8	PE index pour divers bassins de la zone d'étude	138
2.9	PE index calculé sur la période 1961-1990 à Agen et Toulouse	139
2.10	TE index calculé à partir des paléotempératures	139
2.11	Grès de Coudures en profondeur : données apportées par les logs validés du BRGM	145
2.12	Tableau récapitulatif de la "stratigraphie locale" [FEINBERG (1964)]	146
2.13	Cortège de minéraux lourds des Sables Infra-Molassiques (%)	147
2.14	Grès de Coudures - datations	149
3.1	Hauteur piézométrique corrigée des effets de températures pour les différentes nappes	170
J.1	Valeurs des coefficients de la formule de ROWE et CHOU (1970)	301

Liste des symboles

Symbole	Nom	Unité	Dimension
g	accélération de la pesanteur	m.s^{-2}	L.T^{-2}
C_f	capacité calorifique de l'eau	$\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$	$\text{L}^2.\text{T}^{-2}.\Theta^{-1}$
h	charge hydraulique	m	L
h_{corr}	charge hydraulique corrigée	m	L
h_{mes}	charge hydraulique mesurée	m	L
β_f	coefficient de compressibilité de l'eau	Pa^{-1}	$\text{M}^{-1}.\text{L.T}^2$
β_s	coefficient de compressibilité du solide	Pa^{-1}	$\text{M}^{-1}.\text{L.T}^2$
β_t	coefficient de compressibilité total	Pa^{-1}	$\text{M}^{-1}.\text{L.T}^2$
S	coefficient d'emmagasinement	-	-
S_S	coefficient d'emmagasinement spécifique	m^{-1}	L^{-1}
λ_f	conductivité thermique de l'eau	$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$	$\text{M.L.T}^{-3}.\Theta^{-1}$
λ_s	conductivité thermique du solide	$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$	$\text{M.L.T}^{-3}.\Theta^{-1}$
z	cote	m	L
Q	débit	$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$	$\text{L}^3.\text{T}^{-1}$
D_h	diffusivité hydraulique	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$	$\text{L}^2.\text{T}^{-1}$
D_t	diffusivité thermique du milieu	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$	$[\text{L}^2.\text{T}^{-1}]$
e	épaisseur de la couche	m	L
Ψ_{cond}	flux conductif	W.m^{-2}	M.T^{-3}
Ψ_{conv}	flux convectif	W.m^{-2}	M.T^{-3}
φ	flux géothermique	W.m^{-2}	M.T^{-3}
G	gradient géothermique	°C.m^{-1}	$\Theta.\text{L}^{-1}$
ρ_f	masse volumique de l'eau	kg.m^{-3}	M.L^{-3}
ρ_s	masse volumique du solide	kg.m^{-3}	M.L^{-3}
K_F	perméabilité de fractures	m.s^{-1}	L.T^{-1}
K_M	perméabilité de matrice	m.s^{-1}	L.T^{-1}
K_{eq}	perméabilité équivalente	m.s^{-1}	L.T^{-1}
k	perméabilité intrinsèque	m^2	L^2
K	perméabilité ou conductivité hydraulique	m.s^{-1}	L.T^{-1}

Liste des symboles

Symbole	Nom	Unité	Dimension
ω	porosité	-	-
ω_c	porosité cinématique	-	-
p	pression hydrostatique	Pa	$M.L^{-1}.T^{-2}$
χ	salinité de l'eau	$kg.m^{-3}$	$M.L^{-3}$
θ	température	°C	Θ
t	temps	s	T
q	terme source ou débit volumique prélevé	$m^3.s^{-1}/m^3$	T^{-1}
T	transmissivité	$m^2.s^{-1}$	$L^2.T^{-1}$
μ	viscosité dynamique	Pa.s	$M.L^{-1}.T^{-1}$
u	vitesse du fluide	$m.s^{-1}$	$L.T^{-1}$

Introduction

Les eaux souterraines représentent aujourd'hui un véritable enjeu dans le cadre affirmé d'un développement durable. Les aquifères profonds des grands bassins sédimentaires constituent une ressource potentielle considérable tout en étant quasiment insensibles aux phénomènes de surface comme les pollutions et les variations climatiques saisonnières.

La compréhension du fonctionnement global des grands systèmes aquifères multicouches (Bassin Parisien, Bassin Aquitain, ...) est indispensable pour répondre aux différentes préoccupations actuelles et futures de notre société quant à la ressource en eau : production d'eau potable, eau hydrothermale et géothermale, réservoir potentiel de stockage souterrain de gaz. . .

De tels systèmes sont suivis depuis plusieurs décennies par le biais de chroniques piézométriques, mais ces dernières sont de plus en plus influencées par l'exploitation des nappes souterraines par les forages. Ces mesures piézométriques actuelles ne reflètent donc plus une image du régime hydrodynamique naturel à long terme des aquifères. Par ailleurs, il est généralement admis que l'histoire transitoire de ces aquifères a débuté avec les sollicitations anthropiques, et que préalablement ces systèmes se trouvaient dans un état de régime hydrodynamique permanent ou stabilisé. Pourtant, l'analyse isotopique des eaux profondes indique une origine très ancienne (eaux fossiles), ce qui semble mettre en évidence une importante inertie des systèmes aquifères multicouches pouvant atteindre plusieurs centaines voire milliers d'années (exemples : Bassin Parisien [JOST (2005)], système aquifère nubien au nord-est de l'Afrique [THORWEIHE et HEINL (2002)]). Devant ce constat, la question du mode de renouvellement s'impose : est-il continu dans le temps ou discontinu sous forme de périodes de recharge au cours de phases climatiques plus propices ? Recharge continue ou discontinue ? Cerner le mode de fonctionnement est d'importance stratégique à l'heure du changement climatique.

La vision actuelle des écoulements induite par l'exploitation humaine et une vision historique fonction des contraintes de forçage paléoclimatique et décrite par la géochimie isotopique sont complémentaires afin d'appréhender le fonctionnement global des systèmes aquifères profonds. Ce travail de recherche tentera de concilier les deux visions afin de comprendre le fonctionnement hydrodynamique global d'un grand système aquifère profond en s'appuyant sur un cadre géologique très détaillé et une démarche de modélisation rigoureuse.

Le contexte scientifique et la problématique :

La moitié sud du Bassin Aquitain semble un terrain idéal pour analyser le fonctionnement d'un système aquifère multicouche (Figure 1). Couvrant une superficie d'environ 50000 kilomètres carrés, les nappes profondes du Bassin Sud-Aquitain constituent une ressource stratégique économique et sociétale majeure du fait du faible développement des nappes superficielles. De plusieurs milliards de mètres cubes d'eau, cette réserve est dans l'ensemble de bonne qualité pour l'alimentation en eau potable.

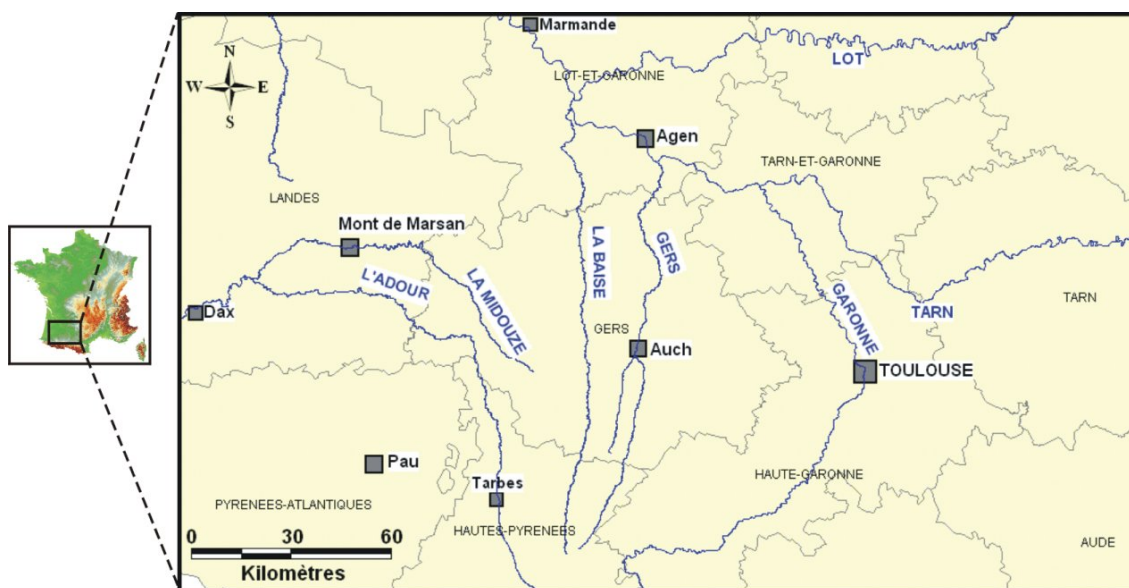


FIG. 1 – Extension de la zone d'étude

La géologie et la géométrie de l'Aquitaine occidentale sont assez bien détaillées du fait des recherches pétrolières entreprises dès le milieu des années 1940, investigation qui se poursuit de nos jours en particulier pour les stockages de gaz.

Ainsi, se trouve-t-on relativement bien renseigné grâce à l'outil géophysique et aux forages de recherche de la géologie profonde de l'ensemble sud-aquitain et de ses aspects structuraux et sédimentaires.

En raison de la géomorphologie complexe souterraine liée aux divers accidents structuraux, les aquifères profonds remontent le long de structures au droit desquelles le thermalisme est bien développé. La géométrie des couches et les particularités hydrodynamiques des terrains se prêtent également aux stockages de gaz. Deux stockages de gaz naturel (Lussagnet et Izaute) sont ainsi développés dans l'aquifère des sables éocènes appelés communément Sables Infra-Molassiques et sont exploités par la société Total Infrastructure Gaz France (TIGF). C'est sur cet aquifère, représentant la plus grosse réserve en eau, la moins profonde et de bonne qualité du sud de l'Aquitaine, que porte cette étude ; nappe dont le niveau piézométrique n'a cessé de baisser depuis les premières mesures réalisées dans les années 1970. Le niveau piézométrique dans certains ouvrages a ainsi chuté de plus de 20 mètres au cours des 20 dernières années. Cette baisse est également visible sur les nappes sous-jacentes du Paléocène et du Crétacé supérieur.

Les rôles respectifs du régime naturel et de la pression anthropique (stockage de gaz et prélèvements) sur cette baisse observée n'ont jamais été définis. La problématique de la recharge se pose alors, d'autant plus lorsque l'on regarde la faible surface des affleurements et les données des paramètres isotopiques qui montrent des eaux anciennes (plusieurs milliers d'années). D'autres questions restent également en suspens concernant les écoulements internes au système sur :

- les directions des écoulements au sein de ce réservoir et ce sur l'ensemble de l'extension de cet aquifère dans le Sud-Aquitain,
- les échanges entre cet aquifère et ceux sous-jacents et leurs sens d'écoulement,
- le rôle des épontes sur les échanges entre aquifères mais également sur la recharge de ce réservoir des Sables Infra-Molassiques.

Telles sont notamment les questions qui nous ont poussés à tenter de comprendre le comportement hydrodynamique global de cet ensemble multicouche du Sud-Aquitain (aquifères et aquitards).

Des objectifs :

Après avoir défini le fonctionnement conceptuel du système aquifère multicouche sud-aquitain, dans sa globalité, sur le court et le long termes, le but est d'intégrer ce modèle théorique dans un outil de modélisation numérique afin de vérifier l'évolution temporelle des écoulement souterrains. Le modèle numérique se doit d'être le plus réaliste possible, c'est pourquoi il doit intégrer l'ensemble des couches permettant de simuler le comportement de la nappe des Sables Infra-Molassiques, c'est-à-dire les aquifères mais également les aquitards. Outre l'aspect purement hydrodynamique, habituellement le seul à être simulé, le modèle, pour s'approcher de la réalité, tiendra compte des conditions thermiques qui règnent en profondeur et sera en partie contraint par les résultats des données isotopiques et géochimiques.

Une démarche :

Les trois parties composant ce mémoire retracent la démarche entreprise pour atteindre les objectifs. Dans un premier temps, l'analyse du contexte géologique et hydrogéologique local, nécessaire pour appréhender la complexité du multicouche sud-aquitain est proposée.

Les grands traits géologiques et structuraux sont abordés afin d'esquisser les contours des aquifères localisés dans ce système multicouche. Les zones structurales d'intérêt sont précisément exposées.

Les formations aquifères sont ensuite détaillées ; l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, objet principal de cette étude, l'est plus particulièrement. L'extension de ces réservoirs, leur géométrie, leurs conditions de gisement ainsi que la géochimie des eaux sont présentées.

L'exploitation de ces nappes, notamment pour la ressource en eau thermique et pour le stockage de gaz, et les conséquences qui leurs sont liées sont énoncées. Enfin, l'évolution piézométrique des derniers trente ans est exposée.

Le deuxième chapitre s'attache à établir un fonctionnement global conceptuel et à long terme du système aquifère multicouche sud-aquitain.

Cette analyse s'est tout d'abord portée sur les paramètres géochimiques et isotopiques. Ces traceurs fournissent en effet des informations précieuses sur l'écoulement des nappes, les aires d'alimentation, les échanges entre nappes... L'âge des eaux par le biais du ^{14}C , les teneurs en ^{18}O et ^2H et en gaz rares ont ainsi été étudiés. Ces données ont permis de définir une phase de recharge majeure au cours de la fin de la période quaternaire (plus particulièrement autour du Dernier Maximum Glaciaire) et de montrer l'aspect transitoire de la recharge de l'aquifère.

Ceci a mis en évidence qu'il n'était pas possible d'évoquer un fonctionnement durable sans un essai de reconstitution paléohydrogéologique de la nappe profonde depuis la fin du Pléistocène, période qui avait vu s'opérer de grands changements climatiques. Notre recherche s'est alors dirigée sur les conditions paléoclimatiques à même d'expliquer cette recharge importante, et par la suite vers la définition de créneaux potentiels de recharge en fonction du temps. Une reconstitution chronologique des variations paléoclimatiques du Sud-Ouest de la France est ainsi proposée à partir de l'étude bibliographique de divers documents relatifs au Quaternaire.

Ce travail a permis de constater, notamment et selon toute vraisemblance, la présence d'un pergélisol au cours de la période la plus froide (Dernier Maximum Glaciaire). Selon nos hypothèses et en accord avec diverses études sur le pergélisol, la fonte de celui-ci aurait pu occasionner une alimentation accrue des aquifères profonds. La profondeur atteinte par cet hypothétique pergélisol dans le Sud-Aquitain a dès lors été recherchée.

Dans le but de vérifier l'aspect transitoire du fonctionnement des nappes profondes selon les forçages paléoclimatiques, la recherche de traces susceptibles d'avoir été laissées par des paléoémergences à différentes altitudes a été réalisée et les résultats exposés.

A partir de la synthèse de ces données, un modèle conceptuel de l'évolution de la surface piézométrique à long terme est proposé.

Le dernier chapitre est consacré à la modélisation numérique hydrodynamique des écoulements souterrains, à court et long termes, du système aquifère multicouche sud-aquitain.

Après avoir défini le modèle hydrogéologique conceptuel retenu pour la modélisation, les conditions thermiques régnant au sein du système multicouche sont abordées. La prise en compte de ces conditions dans le modèle est en effet indispensable pour respecter au mieux les conditions de gisement au sein des aquifères. L'étude de ces paramètres thermiques a permis de reconstituer une carte du gradient géothermique et de proposer de nouvelles esquisses piézométriques qui tiennent compte des conditions thermiques. Les hypothèses que l'on peut en déduire sont discutées.

La démarche pour parvenir au modèle final d'évolution à long terme en fonction des conditions paléoclimatiques se décompose de la façon suivante :

- Un premier modèle en régime "pseudo-permanent" a été réalisé afin de calibrer les données thermiques et de constater les écoulements et échanges entre les aquifères.
- Le système a ensuite été analysé sous l'aspect d'un transitoire court avec la prise en compte des prélèvements et des stockages.

- Avant d’aborder le modèle d’évolution paléoclimatique, un modèle de l’évolution eustatique a été effectué afin de constater ou non un éventuel impact des variations océaniques à long terme sur la nappe des Sables Infra-Molassiques.
- Enfin, le modèle d’évolution à long terme en fonction des conditions paléoclimatiques a été réalisé sur l’ensemble du système aquifère multicouche sud-aquitain, objectif ultime de ce travail.

En conclusion, nous nous proposons de revenir sur la démarche adoptée et sur les améliorations qui pourraient être apportées pour la poursuite de ce projet. Les différents résultats présentés sont également confrontés avec ceux issus d’études (données de l’isotopie et de la géochimie) sur ce multicouche aquifère mais également avec ceux d’autres grands aquifères de bassins sédimentaires.

Finalement, une vision sensiblement plus complexe du fonctionnement de ces grands aquifères multicouches profonds de bassins sédimentaires que celles admises jusqu’ici est suggérée.

Chapitre 1

CONCEPTS DE BASE

Sommaire

1.1 Le Bassin Aquitain	26
1.1.1 Histoire géologique du Bassin Aquitain	26
1.1.2 Les Sables Infra-Molassiques : un faciès de la molasse d'Aquitaine . . .	35
1.1.3 Les aspects structuraux du Bassin Aquitain	37
1.2 Les aquifères profonds	46
1.2.1 L'objet de l'étude : l'aquifère Eocène des Sables Infra-Molassiques . . .	46
1.2.2 Les aquifères d'extension régionale sus-jacents	56
1.2.3 Les aquifères d'extension régionale sous-jacents	63
1.3 Géothermie du Bassin Aquitain	77
1.4 Une ressource exploitée	79
1.4.1 Prélèvements dans les aquifères profonds	79
1.4.2 Une exploitation singulière	82
1.4.3 Evolution piézométrique des nappes profondes du Sud-Aquitain	89

1.1 Le Bassin Aquitain

1.1.1 Histoire géologique du Bassin Aquitain

Le Bassin Aquitain, largement ouvert vers l'ouest sur l'Océan Atlantique, se présente comme une vaste dépression triangulaire limitée par des reliefs. Sa bordure est constituée au nord par la partie australe du Massif Armoricaïn, à l'est par le Massif Central et au Sud par la Chaîne Pyrénéenne. Ces reliefs sont séparés par le seuil du Poitou au nord et par le seuil de Naurouze au sud-est qui permettent respectivement la délimitation avec le Bassin Parisien et le Bassin Méditerranéen. Vers l'ouest, le Bassin Aquitain se prolonge sous l'océan par le plateau continental du Golfe de Gascogne.

A l'intérieur de ce cadre se développe le bassin formé par une série de dépôts sédimentaires hétérogènes, presque exclusivement d'ères Mésozoïque et Cénozoïque, les terrains primaires n'affleurant que sur la marge orientale, au voisinage du Massif Central.

La "flexure Celtaquitaine", accident structural majeur, qui s'étend selon une ligne Arcachon-Toulouse sépare le Bassin Aquitain en deux entités distinctes de subsidence et donc de dépôts. Alors qu'au sud une série complète de sédimentation dans une zone fortement subsidente est observée, au nord la plate-forme plus stable et moins profonde n'a développé qu'une sédimentation partielle de haut-fond.

Plusieurs ouvrages relatent l'histoire géologique du bassin et les connaissances actuelles sont principalement dues à la recherche d'énergie fossile initiée dès le début des années 1940 avec la découverte de gisements de gaz et de pétrole en bordure nord-pyrénéenne (sondages profonds, prospection géophysique) et plus modestement aux travaux de recherche d'eau.

La synthèse de l'histoire géologique du Bassin Aquitain qui suit, retracée ici de façon non exhaustive, a pour objectif de poser les bases du cadre géologique et structural utiles à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique global de ce système.

Elle s'appuie sur de nombreuses études régionales d'ampleur et d'intérêt divers [JACQUOT (1870); REPELIN (1928); DAGUIN (1948); VATAN (1945); SCHOELLER (1941); DUPOUY-CAMET (1952); CROUZEL (1956); PRATVIEL (1972); KIEKEN (1973); SCHOEFFLER (1973); B.R.G.M. et *al.* (1974); HOUSSE et MAGET (1977); BESBES et *al.* (1978); BEICIP (1984); CAPDEVILLE (1987); DUBREUILH (1987); SOROSTE (1987); SZTRAKOS et *al.* (1997); SZTRAKOS et *al.* (1998); GELY et SZTRAKOS (2001); SERRANO (2001)].

Les terrains sédimentaires, d'une épaisseur pouvant dépasser plusieurs kilomètres (fosse de Tarbes), reposent sur un socle paléozoïque métamorphisé et tectonisé, plus ou moins érodé au cours de l'orogénèse hercynienne [HOUSSE et MAGET (1977)].

La connaissance de la morphologie et de la profondeur du socle paléozoïque a pu être initiée à la faveur des études de reconnaissances pétrolières qui comptent plus de 1500 forages et plusieurs milliers de kilomètres de profils sismiques profonds à travers tout le Bassin Aquitain.

La fin de l'ère Paléozoïque (**Permien**) voit une phase d'érosion intense et le comblement des zones basses par des matériaux détritiques terrigènes. Ces premiers dépôts annoncent la phase de sédimentation majeure qui va se dérouler durant les ères suivantes.

C'est au début de l'ère **Mésozoïque**, au cours du **Trias**, que les premiers traits du Bassin Aquitain se dessinent avec une phase de transgression marine vers le nord et le démantèlement des chaînes hercyniennes. La série complète de dépôts triasiques n'est présente qu'au sud de la flexure "Celtaquitaine", la transgression marine ne franchissant vraisemblablement la flexure "Celtaquitaine" au nord qu'au cours du Trias supérieur.

Ainsi, le compartiment nord est caractérisé par des formations argilo-évaporitiques et détritiques alors que le sud présente successivement des argiles gréseuses (Trias inférieur), des carbonates (Trias moyen) et une épaisse assise de sel et d'anhydrite (Trias supérieur) (Figure 1.1). Cette dernière semble être à l'origine des phénomènes d'halocinèse reconnus dans ce secteur selon DUPOUY-CAMET (1952).

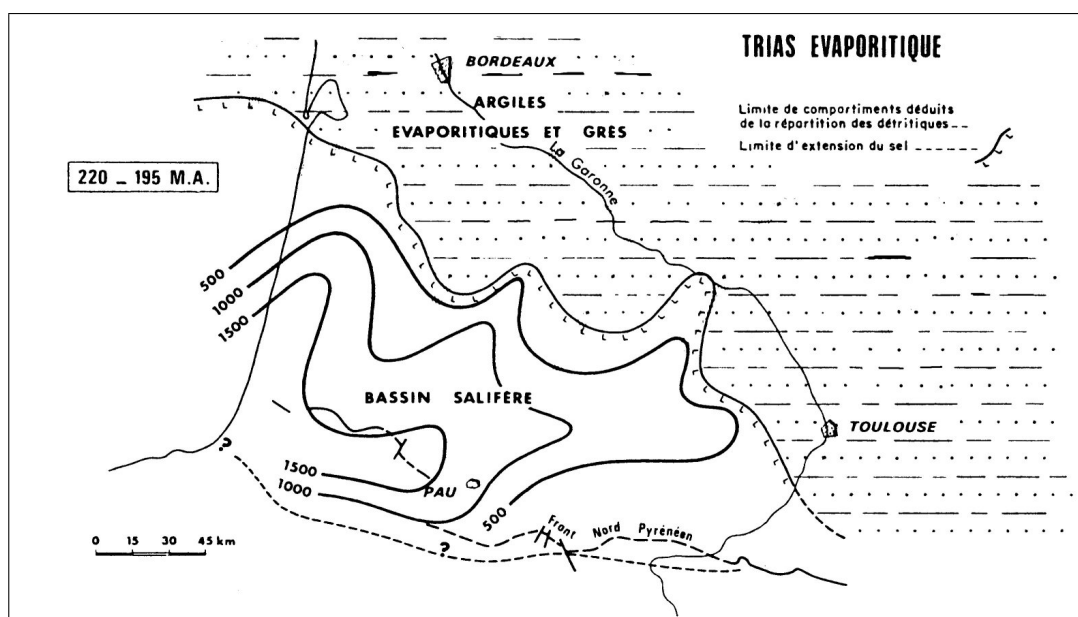


FIG. 1.1 – Schéma des zones de sédimentation du Trias évaporitique [DURAND-DELGA (1980)]

Le **Jurassique** voit la transgression marine se poursuivre intensément vers le nord.

Au **Lias inférieur**, la sédimentation se fait en mer peu profonde et est marquée aujourd'hui par des calcaires dolomitiques et des dolomies. Différentes séquences évaporitiques amènent à des dépôts de halite (Figure 1.2).

Au **Lias moyen**, l'union entre les eaux du Bassin Aquitain et du Bassin Parisien s'effectue au droit du "Seuil du Poitou", la sédimentation est de type plateforme externe et les dépôts présentent une alternance de faciès argileux et carbonatés.

Au **Lias supérieur**, les conditions de sédimentation sont vraisemblablement les mêmes qu'au Lias moyen, les faciès de dépôts présentent une succession de bancs carbonatés, la partie sommitale étant essentiellement argileuse ou argilo-carbonatée.

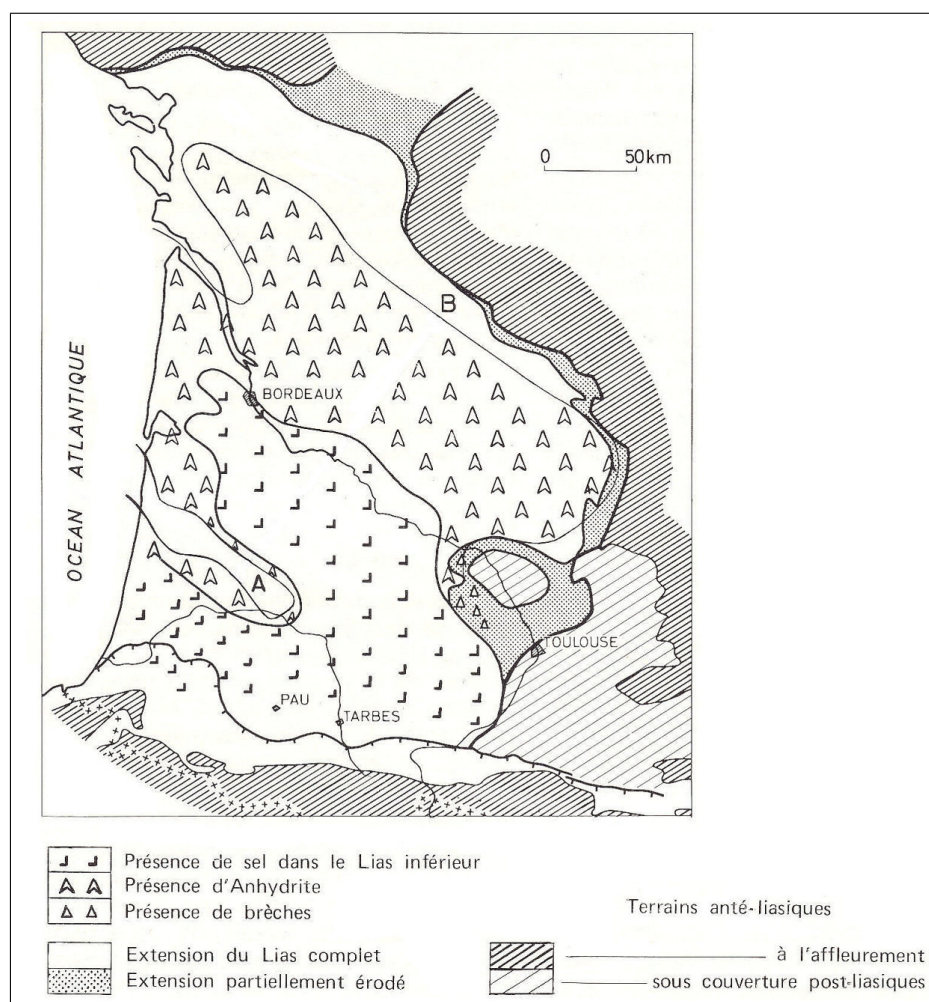


FIG. 1.2 – Extension et faciès du Lias [WINNOCK (1974)]

Au **Dogger**, l'ouverture du Bassin Aquitain vers l'ouest se prolonge, la sédimentation se fait sur un domaine de plate-forme avec une différenciation de dépôts d'est en ouest séparée par une barrière récifale d'orientation nord-sud. Alors que dans la partie orientale la sédimentation est principalement carbonatée, la zone occidentale correspond à une aire plus subsidente avec des faciès de dépôts calcaréo-argileux et marneux (Figure 1.3).

De l'**Oxfordien** au **Kimméridgien inférieur**, les conditions de sédimentation et les faciès de dépôts sont similaires à la période précédente (Dogger).

Le **Kimméridgien supérieur** et le **Portlandien** sont marqués par le retrait de la mer, amorcé à la fin du Kimméridgien inférieur, et par une sédimentation en milieu fermé avec des calcaires et dolomies. A la fin de cette période, une phase tectonique importante conjuguée à la phase de régression entraînent la division de l'Aquitaine en trois sous-bassins : Charente, Parentis et Adour.

Suite à la phase de régression du Jurassique terminal, la sédimentation durant le **Crétacé inférieur** reste localisée dans deux secteurs subsidents, le premier, situé au centre ouest (Bassin de Parentis), le second

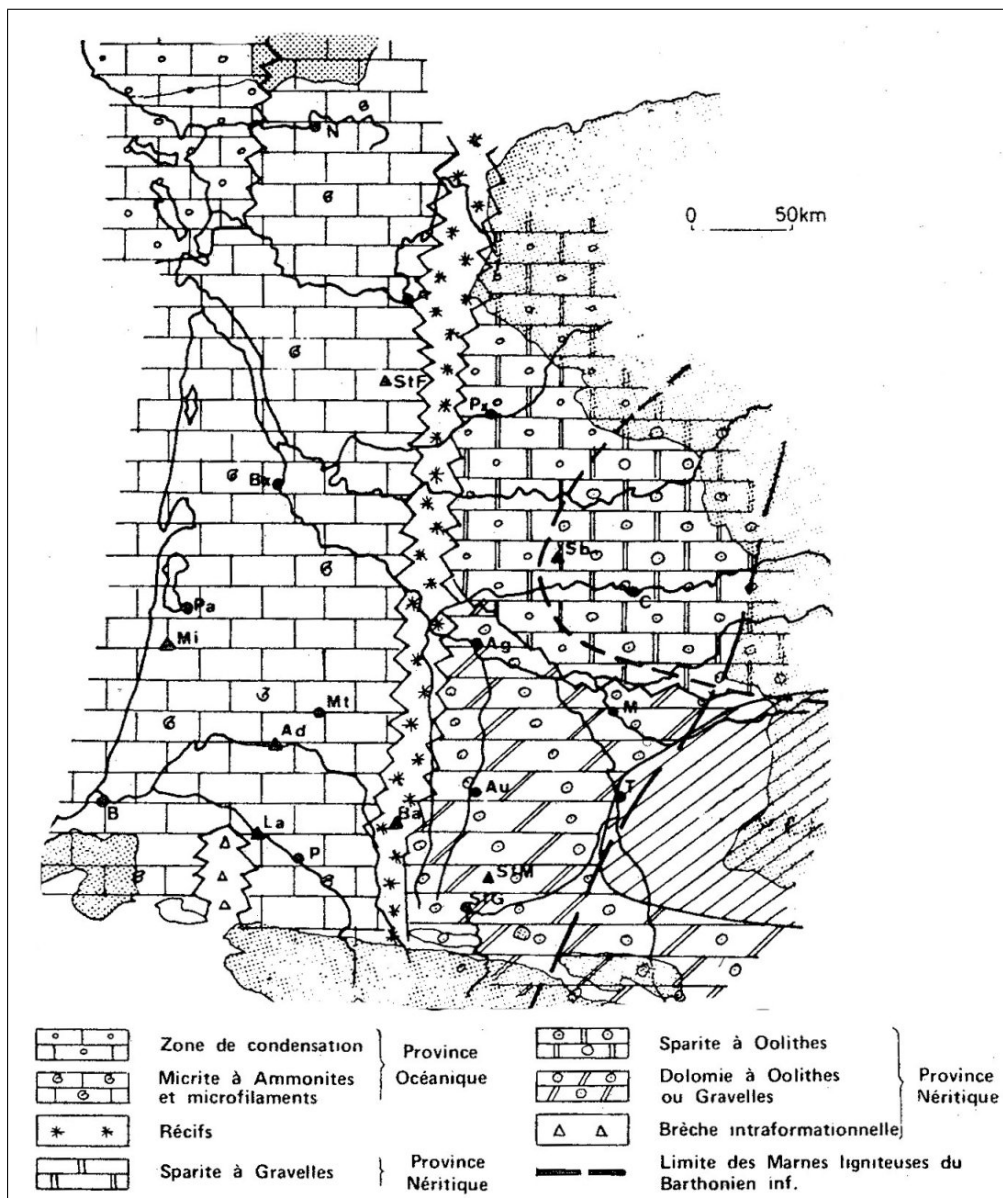


FIG. 1.3 – Extension et faciès du Jurassique moyen [WINNOCK (1974)]

plus au sud (Bassins de l'Adour et de Mirande) (Figure 1.4). Ces deux zones sont le siège d'une phase sédimentaire importante. Jusqu'à l'**Aptien inférieur**, le faciès de dépôts est principalement carbonaté selon une phase de transgression qui se poursuit. La sédimentation s'intensifie durant l'**Aptien inférieur** jusqu'à l'**Albien** avec des dépôts de séries très épais, argileux au centre et carbonatés sur la zone de plate-forme [HOUSSE et MAGET (1977)].

Les terrains jurassiques émergés sont le siège d'une érosion importante, l'accumulation des produits qui en résultent (de type flysch) entraîne par leur poids un phénomène d'halocinèse. Les sels triasiques mobilisés vont être à l'origine des formations diapiriques du sud des Landes et de la Chalosse.

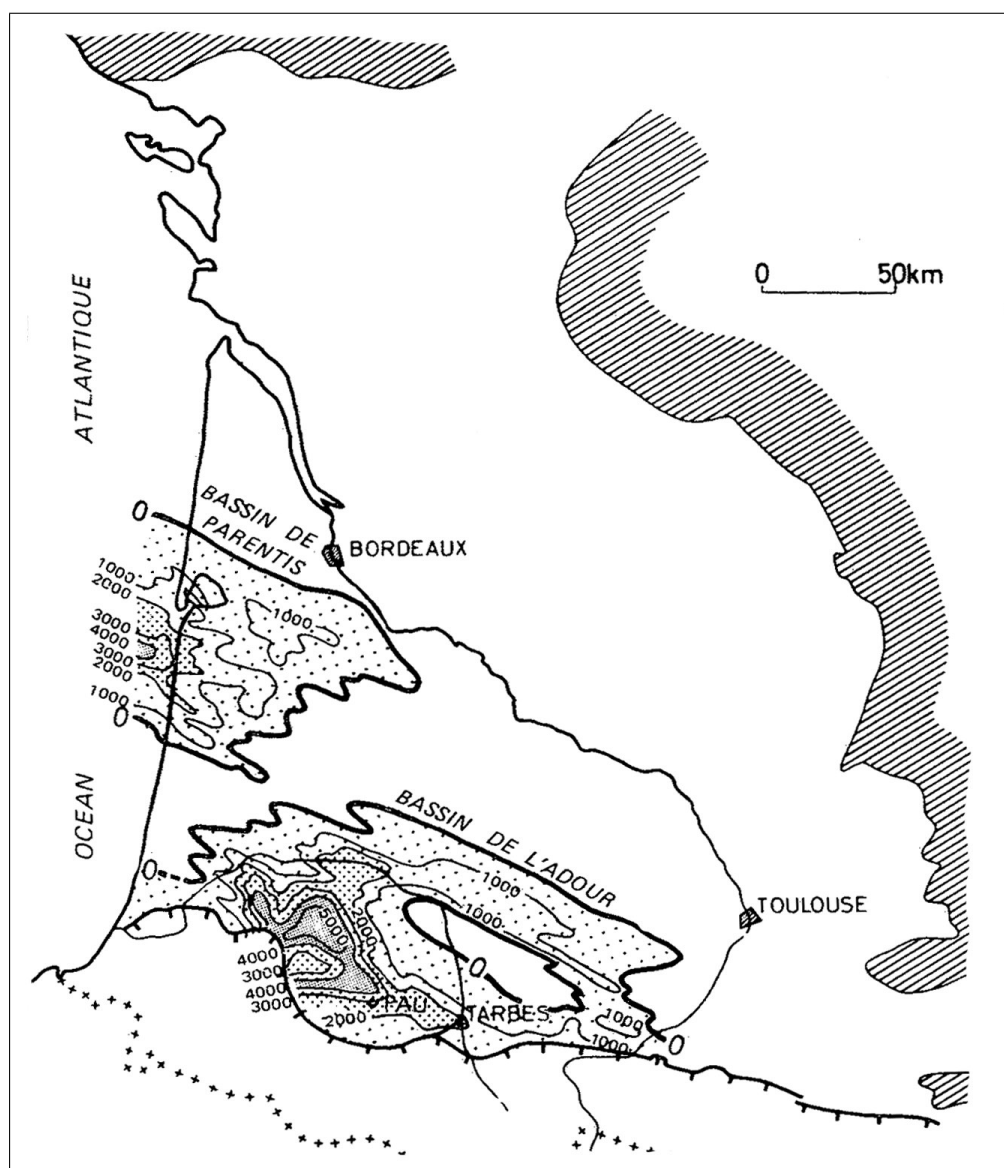


FIG. 1.4 – Bassins de dépôts du Crétacé inférieur [WINNOCK (1974)]

Au **Crétacé supérieur**, durant le **Cénomanién**, une transgression majeure recouvre la totalité du Bassin Aquitain. La paléogéographie se présente selon deux domaines distincts, ainsi, la majeure partie du bassin est marquée par un domaine de plate-forme alors que s'individualisent les deux sillons subsidents amorcés au Crétacé inférieur. La plate-forme carbonatée va recevoir une épaisse série calcaréo-dolomitique, localement marneuse pouvant atteindre quelques centaines de mètres d'épaisseur, tandis que la sédimentation des deux zones profondes est composée de séries marno-calcaires puis de formations très épaisses de type flysch.

Au **Turonien**, la transgression marine se poursuit et la jonction avec la mer du Bassin Parisien se produit au droit du seuil du Poitou.

Jusqu'au **Santonien**, le domaine de plate-forme s'étend, la sédimentation est de type carbonatée (formation de Jouansalles).

Une phase de régression s’amorce au **Campanien** et la paléogéographie est similaire à la période précédente ; la sédimentation est caractérisée par un calcaire marneux à silex et glauconie (formation de Pé-Marie).

A la fin de l’ère Mésozoïque, au cours du **Maestrichtien**, le schéma sédimentaire est représenté par une progradation d’est en ouest avec des dépôts qui s’uniformisent sur la totalité du bassin. Ces dépôts, principalement marneux, sont représentés localement par les couches de Dumes sur la plate-forme tandis que les marnes de Nay remplissent les sillons subsidents (Figure 1.5).

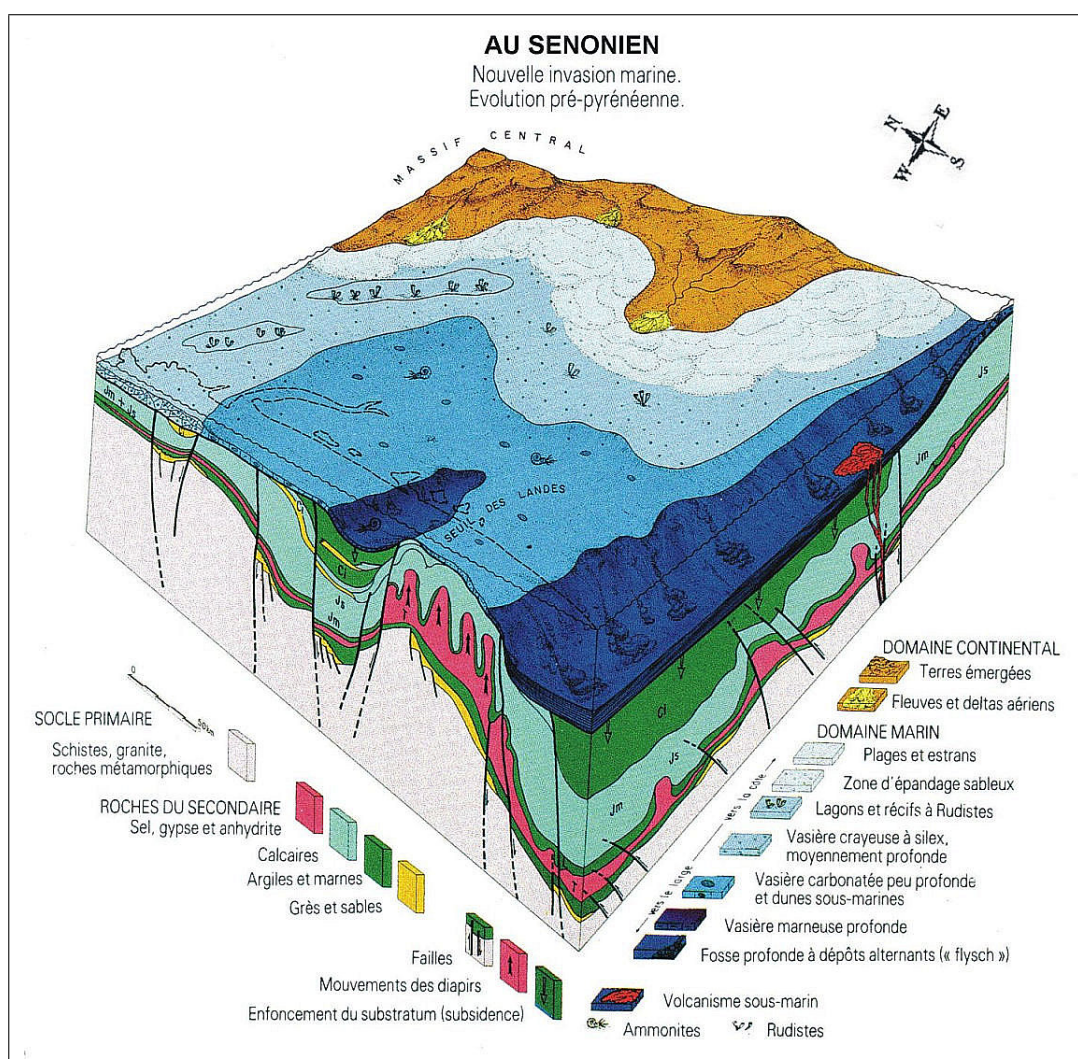


FIG. 1.5 – Paléogéographie du Bassin Aquitain au Crétacé supérieur
[Document ANDRA-BRGM, sans référence]

L’histoire du **Cénozoïque** est complexe, différentes phases de transgression et régression jalonnent cette période avec pour conséquences des alternances de phases de dépôts marins et terrigènes.

Au début de cette ère, la paléogéographie se maintient avec la poursuite du cycle régressif. Au cours du **Paléocène**, la sédimentation est circonscrite au sud de la "flexure Celtaquitaine".

Les parties septentrionales et orientales sont marquées par des dépôts de types palustres et lacustres. La

zone la plus occidentale est le siège d'une sédimentation carbonatée de plate-forme fortement dolomitisée à la base, tandis que les fosses subsidentes subissent un comblement par des dépôts de type flysch avec toutefois quelques séquences carbonatées importantes (calcaires de Lasseube).

Au début de l'Eocène, durant la période **yprésienne**, la phase tectonique pyrénéenne s'amorce avec l'exhaussement d'une partie des Pyrénées Centrales et Orientales ainsi que le surhaussement du Massif Central. Le paysage se modifie également avec la surélévation des axes structuraux au sud de la "flexure Celtaquitaine" (St Gaudens-Pau, Audignon-Louer Magescq) et l'intensification des phénomènes diapiriques qui ont pour conséquence l'accentuation des synclinaux notamment ceux de la région de Tarbes-Arzacq et du Bas-Adour. Un système progradant d'orientation est-ouest se met en place sur la plate-forme, les sédiments viennent combler graduellement le sillon nord-pyrénéen (Figure 1.6).

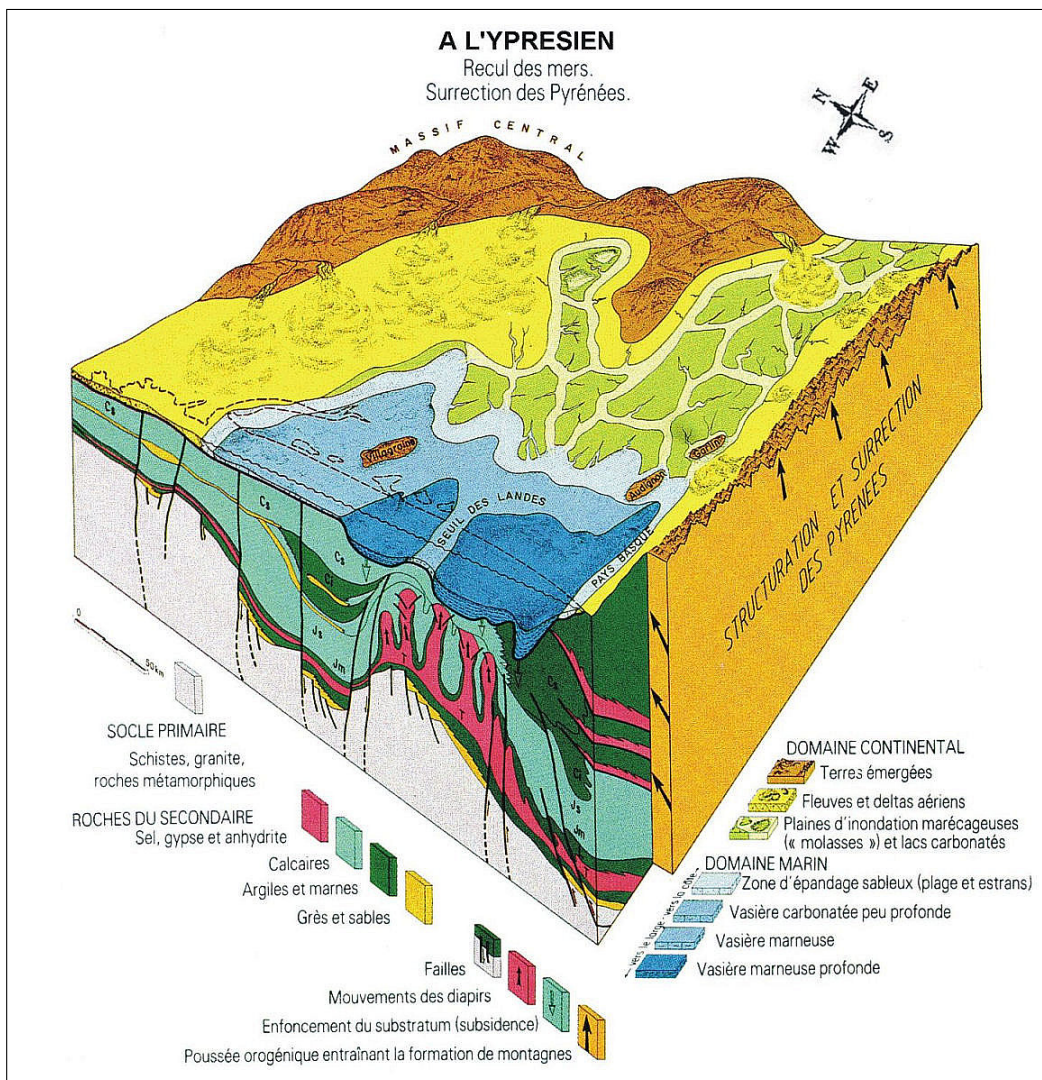


FIG. 1.6 – Paléogéographie du Bassin Aquitain à l'Yprésien
[Document ANDRA-BRGM, sans référence]

La partie orientale est marquée par le dépôt de matériaux sableux et argileux continentaux. Vers l'ouest, l'âge de mise en place des formations est soumis à controverses, certains auteurs les datant à l'Yprésien d'autres au **Lutétien** (période où la surrection pyrénéenne atteint son maximum); les dépôts, formés de sables littoraux, fluviatiles ou deltaïques ("grès à Nummulites" et "sables de Lussagnet") sont communément désignés sous l'appellation "Sables Infra-Molassiques". Ils correspondent au faciès détritique de la base de la "molasse". A l'ouest d'une ligne Pau - Mont-de-Marsan - Langon, les sables cèdent la place à des calcaires gréseux et des marnes de plate-forme puis au niveau du littoral actuel à des marnes pélagiques.

L'érection pyrénéenne Lutétienne et l'érosion qui s'en suit amènent au comblement progressif de l'ensemble du Bassin par des sédiments détritiques terrigènes hétérogènes. Ces formations molassiques constituées de marnes gréseuses recouvrent les Sables Infra-Molassiques. L'accumulation de ces matériaux dans le sillon nord-pyrénéen forme les "poudingues de Palassou".

A la fin du **Bartonian**, progressivement, l'aire couverte par le domaine océanique se réduit. Un épisode régressif provoque un arrêt de la sédimentation et la mise en place de bassins endoréiques avec formation d'évaporites, représentées par du gypse [CROUZEL (1956) ; BEA et KIEKEN (1971)], et de dolomies [PEREBASKINE (1951)]. Le dépôt de faciès molassique demeure dans la partie est et progresse vers l'ouest ; ces formations passent latéralement à des sédiments calcaréo-gréseux.

Au **Priabonien**, la paléogéographie n'est plus affectée par la "flexure Celtaquitaine" et le Bassin Aquitain connaît une régression. A l'est, les produits détritiques s'épandent sur de vastes surfaces dans des milieux lacustres ou lagunaires. Dans la zone centrale, les dépôts sont formés de calcaires dans un domaine régi par les variations eustatiques. A l'ouest, les formations de calcaires néritiques attestent des dépôts en milieu marin. Un prisme de progradation se met en place montrant des phases de régression à la fin de l'Eocène de l'Oligocène et du Miocène. A la fin de la période Eocène, le sillon nord-pyrénéen est totalement comblé.

A l'**Oligocène**, le relief aquitain est relativement plat, excepté dans la région d'Agen où un golfe profond subsiste. Le **Stampien** est marqué par une transgression marine, avec formation de dépôts calcaires ("calcaire à Astéries") en domaine de plate-forme à l'ouest. A l'est, l'érosion et le nappage (épandage) des formations détritiques terrigènes se poursuivent tandis que des calcaires se forment dans les milieux limniques.

Au **Chattien**, une période de forte régression est marquée par des niveaux de marnes et de calcaires lacustres et la progression vers l'ouest des dépôts de matériaux d'origine continentale (Figure 1.7).

Au **Néogène**, le **Miocène** est marqué par des saillies brutales du domaine marin imputables à la concurrence entre des phénomènes de subsidence et des apports de produits de l'érosion continentale, notamment au cours de l'Aquitainien où des marnes se déposent jusqu'aux environs d'Agen.

Durant l'**Hévetien**, se déposent des formations non consolidées sableuses à argilo-sableuses à débris coquilliers en mer peu profonde. L'aire émergée est recouverte par de grands lacs à fond plat, peu profonds et étendus [CROUZEL (1956)]. Les calcaires, d'origine lacustre ou palustre, tels que les calcaires blancs et les calcaires gris de l'agenais [CROUZEL et MEYER (1975)] constituent généralement les dépôts continentaux. Le **Miocène moyen** est également marqué par le vaste recouvrement de la partie centrale

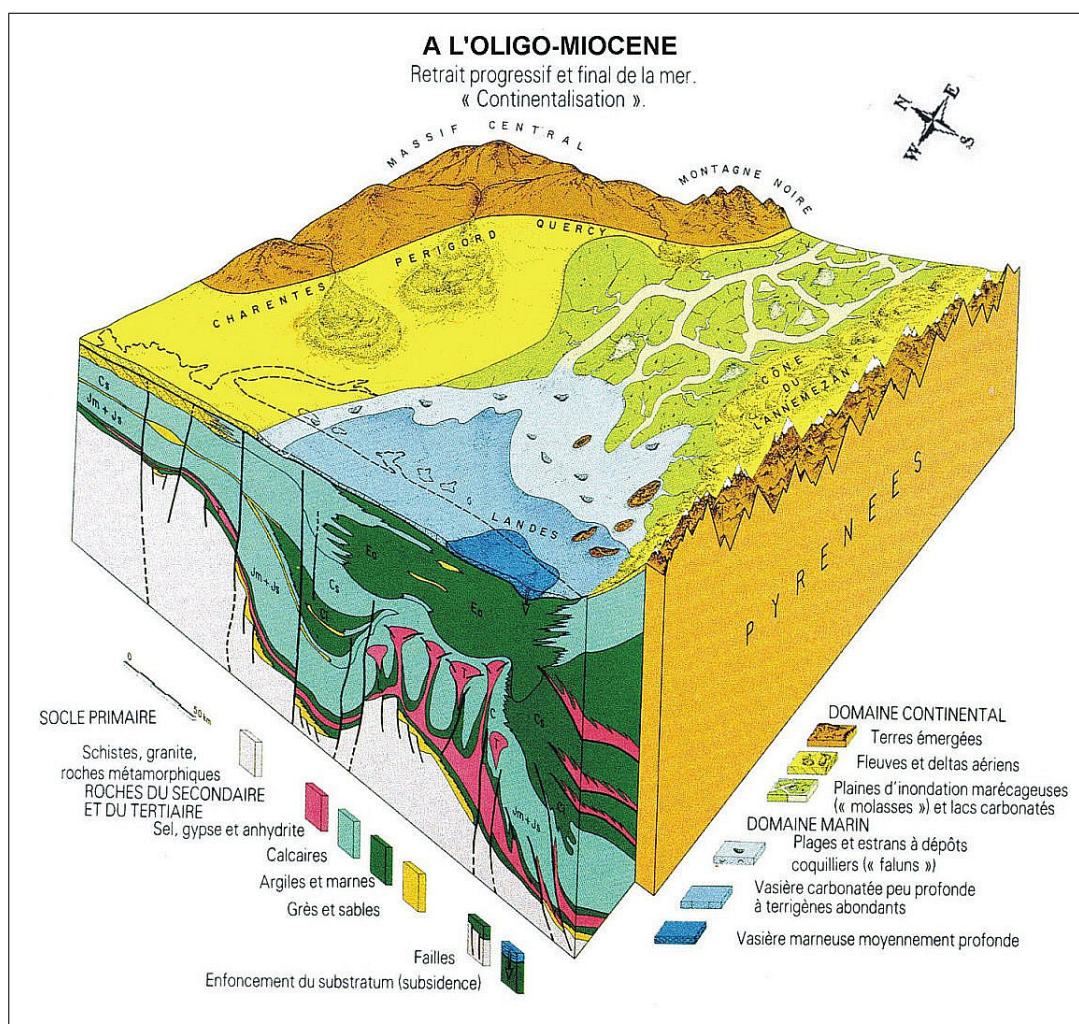


FIG. 1.7 – Paléogéographie du Bassin Aquitain à l’Oligo-Miocène
[Document ANDRA-BRGM, sans référence]

du Bassin d’Aquitaine par les "sables fauves", d’une zone s’étendant depuis le Gers et la Chalosse jusqu’au bassin d’Arcachon [DUBREUILH *et al.* (1995) et GARDERE (2005)].

Le **Miocène supérieur** se caractérise par une nette régression et la fin de la période de dépôts molassiques débutée à l’Eocène moyen.

Au **Pliocène**, ne subsiste qu’une bande étroite marine en bordure du littoral actuel, du Bassin d’Arcachon et au sud de Soustons [VIGNEAUX (1975)] avec pour dépôts des marnes sableuses. La sédimentation, largement continentale, est dépendante de la morphodynamique fluviale (Garonne).

La fin du Pliocène est caractérisée par un important changement climatique avec des cycles glaciaire/ interglaciaire très brutaux qui vont se raccourcir et s’amplifier au cours du **Quaternaire** et qui marqueront les dépôts durant cette dernière ère.

Au cours du **Pléistocène**, un important phénomène d'éolisation recouvre de sables plus du tiers du Bassin Aquitain (Landes et Médoc). Les autres vestiges de cette période se concentrent sur des aires plus restreintes. C'est le cas des dépôts fluviaux qui se développent principalement dans la vallée de la Garonne et du Lot ainsi que dans les bassins de la Dordogne et de l'Adour ; et des dépôts de pente issus de phénomènes de gélifraction surtout localisés dans la partie nord du bassin (Charente et Périgord). La fin du Pléistocène et l'**Holocène** voient la dernière remontée océanique qui marque les contours actuels de la ligne de rivage.

1.1.2 Les Sables Infra-Molassiques : un faciès de la molasse d'Aquitaine

L'entité molassique revêt dans le cadre de l'étude toute son importance par son faciès détritique de la base qui constitue les Sables Infra-Molassiques. L'hydrogéologie et la géochimie de la nappe des Sables Infra-Molassiques sont de plus fortement dépendantes de l'ensemble molassique supérieur.

Selon FOUCAULT et RAOULT (2001) la molasse est *"une formation sédimentaire détritique épaisse, composée de couches turbiditiques et de couches terrigènes non turbidiques (grès, conglomérats) déposées dans une zone orogénique en fin de tectonisation, et typiquement en discordance avec les couches sous-jacentes. La molasse caractérise non pas un litho-faciès mais un faciès"*.

De par la nature des matériaux détritiques qui la forment, la molasse aquitaine est un matériau assez hétérogène dont l'aspect est très variable. Très mate, elle peut être de teinte grise, rose ou rouge et est souvent bariolée et parfois tachetée [CROUZEL (1956)].

Les éléments qui la composent peuvent être de natures diverses : principalement des grains de quartz (du tiers à la moitié de la masse totale) mais aussi des fragments de roches diverses (morceaux de silex, grès, dolomies, calcaires, roches granitiques et métamorphiques...), et d'autres minéraux en quantité moins importante (micas, feldspaths, hématite, grenats...). Le classement des éléments est imparfait avec un mélange de différentes tailles. La matrice qui englobe ces différents éléments est essentiellement formée de calcaires marneux.

La molasse est également riche en matériaux évaporitiques et plus particulièrement en gypse qui est reconnu dans de nombreux sites [CROUZEL (1956)].

A la fin du Bartonien, les dépôts de gypse se localisent dans tout le sud du Bassin Aquitain (Figure 1.8), mais c'est dans les formations miocènes que se trouvent en majorité ces dépôts séliniteux.

Ce gypse se présente généralement en lamelles ou rognons dans les argiles continentales miocènes, les plus importants gisements étant localisés dans le Burdigalien. Des bancs gypseux ont été signalés dans le Lauragais aux alentours de Mas-Sainte-Puelle [BEA et KIEKEN (1971)].

L'entité "Sables Infra-Molassiques" regroupe des horizons divers dont les faciès diffèrent selon les conditions locales de dépôts. Il convient d'utiliser le terme "Infra-Molassique" en faisant référence au faciès sableux/gréseux localisé à la base de la molasse plutôt que le terme "Sous-Molassique", plus ambigu, qui désigne la totalité des formations stratigraphiques sous-jacentes à la molasse.

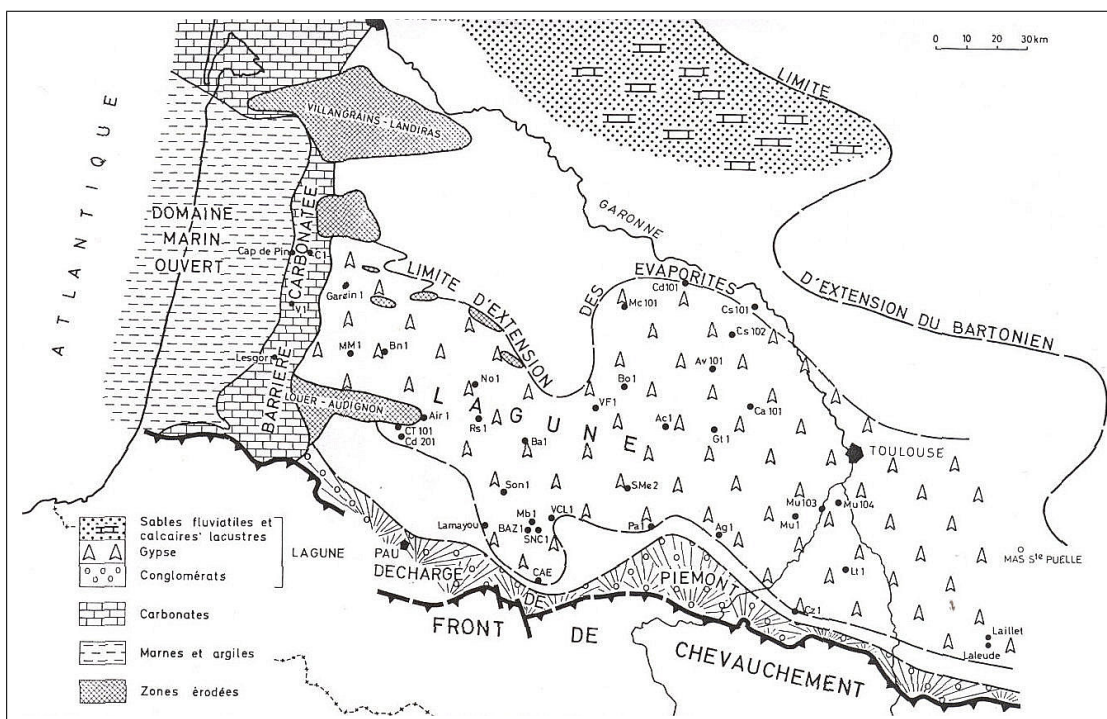


FIG. 1.8 – Schéma paléogéographique du Bassin d'Aquitaine à la fin du Bartonien [BEA et KIEKEN (1971)]

Ainsi, les Sables Infra-Molassiques concentrent des dépôts littoraux ou deltaïques sous forme de séquences progradantes ("grès à Nummulites" et "sables de Lussagnet", "sables inférieurs"), ainsi que des sables et argiles à graviers continentaux ("Sidérolithique du Périgord", "grès d'Issel"). Cette vision de progradation des dépôts tertiaires du Bassin Aquitain est proposée par CURNELLE *et al.* (1980).

Quelques années plus tard, le même concept est révélé dans les Bassins de Tarbes et d'Arzacq. Cette progradation débute durant l'Yprésien supérieur et va progresser de l'est vers l'ouest pour se terminer avant l'érection pyrénéenne lutétienne [MOUILLAC *et al.* (1985)]. Cette progradation sédimentaire est signalée et interprétée à partir de marqueurs obliques selon des techniques de stratigraphie séquentielle mais ne tient pas compte du diachronisme des Sables Infra-Molassiques (Figure 1.9).

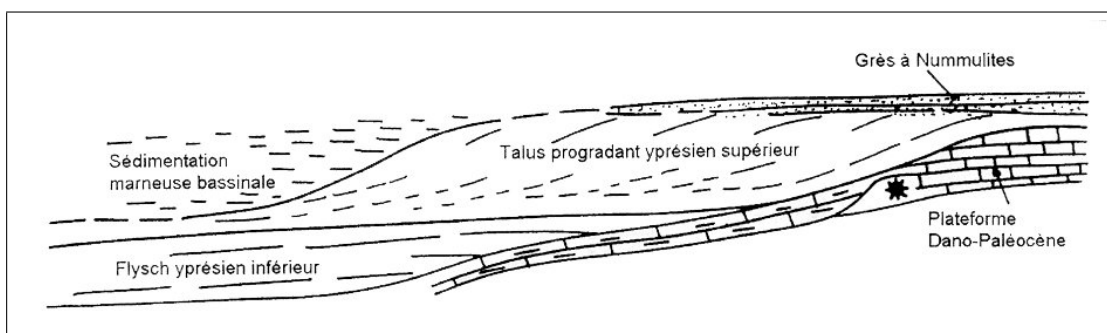


FIG. 1.9 – Modèle schématique du talus progradant yprésien [MOUILLAC *et al.* (1985)]

Un schéma géologique inédit prenant en compte le diachronisme des Sables Infra-Molassiques et des grès à Nummulites ainsi que leurs irrégularités géométriques est proposé par CAVELIER *et al.* (1997). Les faciès lithostratigraphiques et biostratigraphiques des formations cénozoïques, depuis le domaine de plate-forme jusqu'aux zones subsidentes de dépôts, sont intégrés dans le schéma géologique (Figure 1.10).

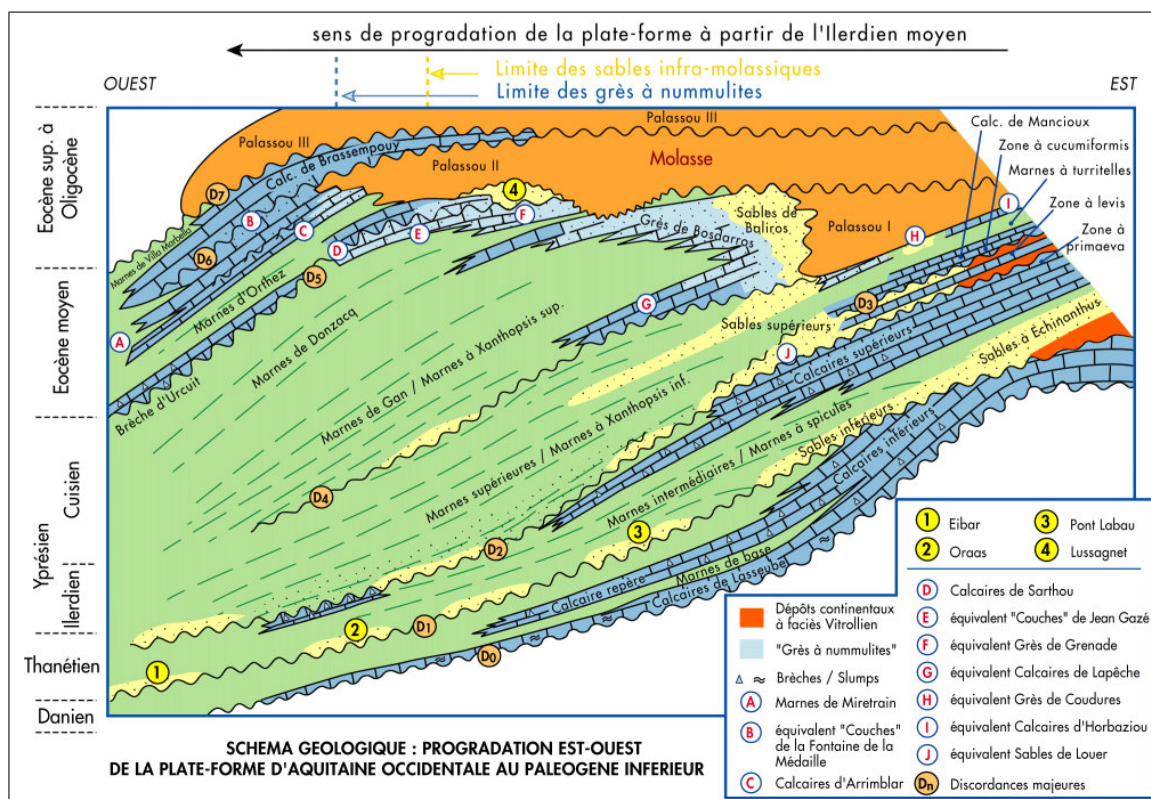


FIG. 1.10 – Schéma géologique de la progradation est-ouest de la plate-forme d'Aquitaine occidentale au Paléogène inférieur [CAVELIER *et al.* (1997)]

1.1.3 Les aspects structuraux du Bassin Aquitain

Un cadre structural régional :

Le contexte tectonique anté-Crétacé semble relativement calme, le Bassin Aquitain étant séparé en deux par la flexure Celtaquitaine et limité au sud par une série de failles de période hercynienne et de direction parallèle à la future chaîne pyrénéenne.

Au Crétacé inférieur, une phase structurale majeure est causée par une **extension tectonique**. La séparation des plaques Ibérique et Européenne entraîne l'ouverture du Golfe de Gascogne. Cette ouverture provoque, entre ces deux plaques, un décrochement sénestre est-ouest le long d'une faille transformante identifiée comme la faille nord-pyrénéenne [LE PICHON *et al.* (1970)] et la création de bassins subsidents tels que ceux de Parentis, Tarbes et du Bas-Adour (Figure 1.4).

L'accumulation de dépôts dans ces zones conduit à des phénomènes d'halocinèse le long des bordures

faillées avec la mobilisation des sels triasiques qui sont à l'origine des rides salifères et des diapirs du Bassin Aquitain.

Au Crétacé supérieur (Sénonien) débute une **déformation compressive** lors de la collision des plaques Européenne et Ibérique. Cette phase se prolonge jusqu'à l'Oligocène et est à l'origine de l'orogénèse pyrénéenne. Elle engendre la flexuration de la plaque continentale vers le sud et la création du sillon nord pyrénéen.

Le modelé structural de la base du tertiaire montre une complexité croissante du nord vers le sud. La carte des isobathes de la base du Tertiaire [KIEKEN (1973); B.R.G.M. et al. (1974)] met en évidence trois secteurs correspondant à trois panneaux structuraux différents limités par des flexures ou des failles. On distingue du nord au sud (Figure 1.11) :

- Un **panneau nord** dont les limites correspondent au nord à la bordure du Bassin Aquitain, représenté par la pointe orientale du Massif Armoricain et le seuil du Poitou, le Massif Central à l'est et la flexure Celtaquitaine au sud. Cette plateforme se présente comme un ensemble monoclinal peu structuré à pendage faible et régulier vers le sud-ouest. Les dépôts tertiaires y sont peu représentés et les séries, peu épaisses, ne dépassent jamais 600 mètres.

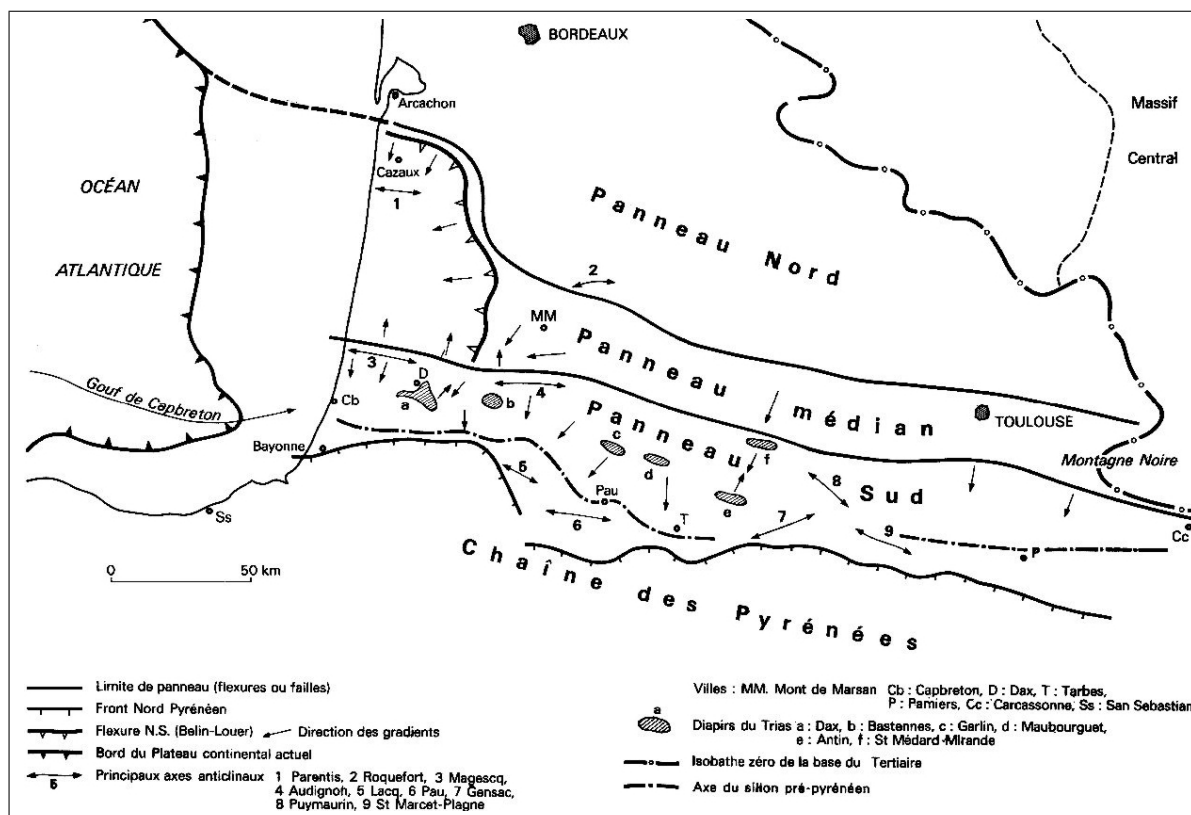


FIG. 1.11 – Schéma structural de la base du Tertiaire [KIEKEN (1973)]

- Un **panneau médian** situé au sud de la zone précédente. Celui-ci est limité au sud par un axe traversant de l'est vers l'ouest Carcassonne, Mirande, Audignon et Magescq. Vers l'est, la bordure australe montre un système de failles et de flexures au sud des plis de la Montagne Noire et des structures

de Muret et de Mirande. Plus à l'ouest, cette limite est également marquée par un système de failles présentant d'importants rejets au niveau des flancs nord des structures d'Audignon et de Magescq. Le secteur ouest de ce panneau, limité à l'est par une ligne Louer-Belin, est fortement subsident alors que la zone plus orientale est calme avec tout de même un gradient vers l'ouest.

- Un **panneau sud**, complexe, qui correspond au sillon nord-pyrénéen. La limite sud est représentée approximativement par le front nord pyrénéen, constituée non pas par un accident continu mais par un système de failles chevauchantes qui se relaient latéralement. Ce panneau, fortement subsident, dont la base des formations molassiques peut atteindre plus de 3000 mètres de profondeur, a subi des phénomènes d'halocinèse importants au cours du Cénozoïque par la migration salifère des sels triasiques : soit dans le plan de failles limitant le bassin nord (Louer et Audignon), soit à la faveur d'accidents nord-ouest - sud-est, Garlin, Antin et St-Médard (rejeux d'accident hercyniens vraisemblablement).

L'ensemble aquitain est donc marqué par une série d'antiformes et de synformes dont l'orientation présente deux directions principales (Figure 1.12). Ces directions sont la conséquence des différentes phases de tectogenèse du Bassin Aquitain sous l'influence de l'orogénèse pyrénéenne et des structures héritées des périodes hercynienne à crétacé. A la première direction, nord-ouest - sud-est, correspondent les rides de Brocas-Bordères, Izaute, St-Médard, Garlin et Lacq ainsi que les synformes de Mirande, Arzacq et Tarbes. A la seconde direction est-ouest se rapportent les antiformes de Villagrains-Landiras, Roquefort, Audignon et Meillon.

Quelques points particuliers structuraux de la zone d'étude :

- La flexure Celtaquitaine en détail :

Les rides anticlinales, étroites, le long de la flexure Celtaquitaine sont espacées d'une dizaine de kilomètres. D'ouest en est, les anticlinaux de Roquefort des Landes, de Créon d'Armagnac-Barbotan, et de Cézán-Lavardens font affleurer les terrains tertiaires et crétacés (Roquefort, Barbotan, Cézán-Lavardens) voire jurassique (Créon d'Armagnac). Quelques points particuliers comme Barbotan et Cézán-Lavardens ont été le siège, jusqu'il y a peu, de résurgences directes de nappes profondes et plus particulièrement de celles des Sables Infra-Molassiques. Certaines de ces sources sont captées ou ont été captées dans le cadre d'activités thermales.

La structure de Roquefort :

Marquée en son coeur par un affleurement Crétacé, la structure de Roquefort est formée par un anticlinal dissymétrique déversé vers le nord par un système de failles longitudinales inverses [PLATEL (1990)]. A ce déversement vers le nord correspond un flanc sud, à faible pendage, et un flanc nord, court très redressé, voire inverse ou chevauchant. La limite du flanc sud est représentée par une faille normale. Ces deux failles bordières présentent cet anticlinal en position de horst [GUILLEMIN et KRAUSE (2000)]. Les rejets sont importants de part et d'autre de l'anticlinal, de l'ordre de 400 à 500 m au sud, et dénotent que la continuité de la formation des Sables Infra-Molassiques n'est donc pas assurée dans cette zone. C'est aussi le cas dans la partie nord, bien que ce rejet soit plus faible (environ 100 mètres) (Figure 1.13).

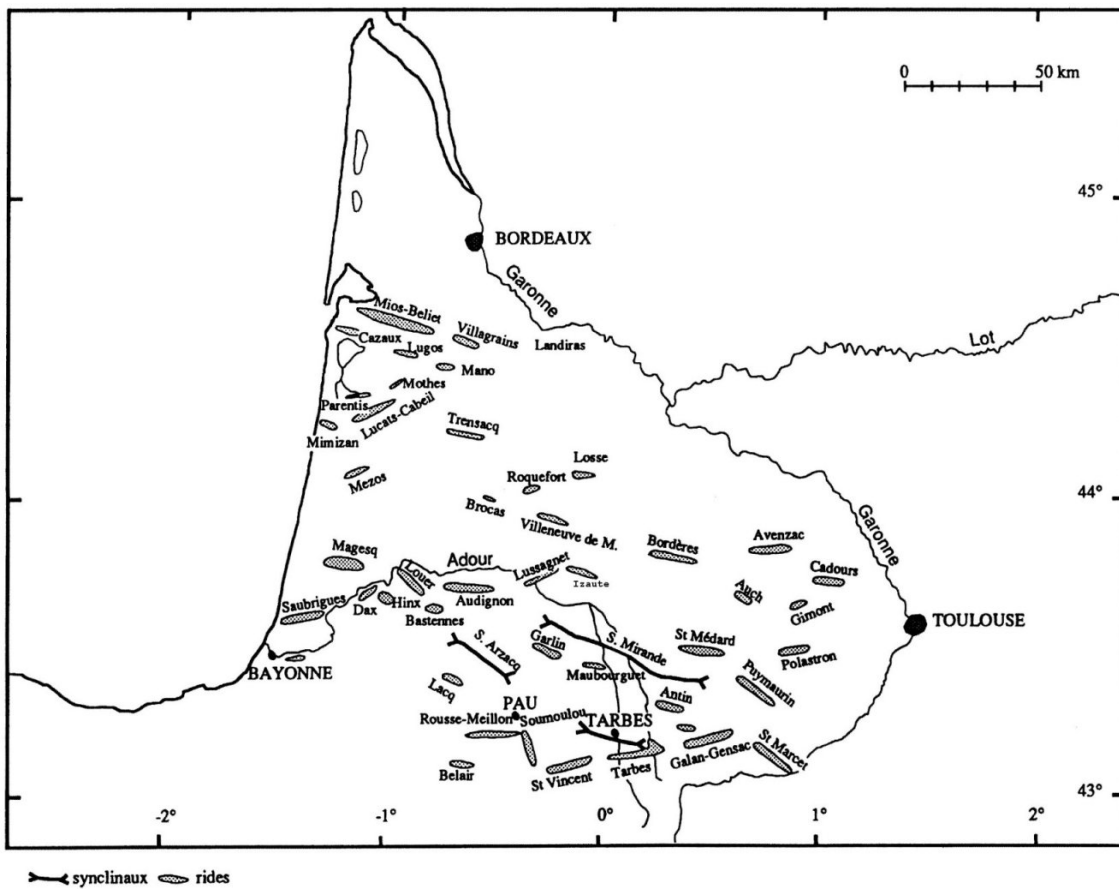


FIG. 1.12 – Toponymie des principaux bassins et rides de l'Aquitaine [BRUNET (1991)]

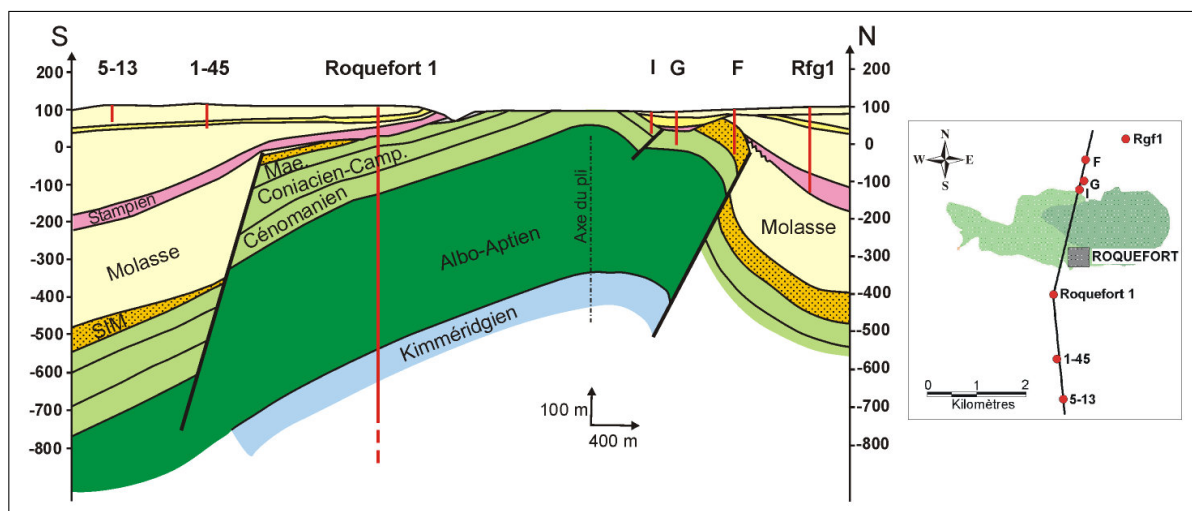


FIG. 1.13 – Coupe géologique schématique de la Structure de Roquefort [GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée]

L'anticlinal de Créon d'Armagnac-Barbotan :

Cette structure, qui relaie celle de Roquefort par le biais d'un système faillé de direction vraisemblablement nord-nord-ouest - sud-sud-est, est limitée par de grandes failles inverses au sud et au nord.

Vers **Créon-d'Armagnac**, la structure se présente en position de horst où affleurent en son coeur les formations jurassiques. La limite sud, représentée par la faille dite de "Lagrange", montre un rejet d'une centaine de mètres. Plus au sud, à environ 2 kilomètres, une seconde faille parallèle à la précédente affiche un rejet probablement minime (Figure 1.14).

Au nord, la structure est limitée par un doublet de failles inverses qui fait descendre la base du tertiaire à plus de 500 mètres par rapport au sol.

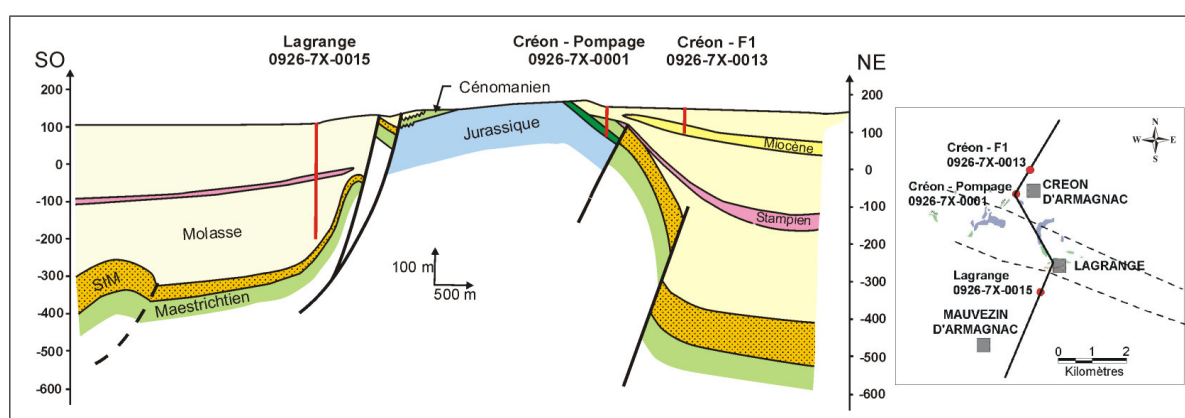


FIG. 1.14 – Coupe géologique schématique de Créon d'Armagnac [GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée]

Vers le sud-est, à **Barbotan** la structure se présente comme un brachyanticlinal faillé (Figure 1.15) dont le flanc nord est affecté par un pendage faible et cloisonné par un ensemble de failles inverses dont les rejets sont peu importants. Le long du flanc sud, le pendage, plus fort, est de l'ordre de 45° et se raccorde au coeur de l'anticlinal par la faille normale de Barbotan [BEICIP (1987)].

Au droit de Barbotan, la quasi-totalité des horizons sableux Infra-Molassiques remontent à la surface et affleurent ou sub-affleurent par un jeu de failles.

A l'est, cet anticlinal est limité par une faille qui sépare la structure de Barbotan de la zone de dépression de Eauze.

La structure de Cézán-Lavardens (Castéra-Verduzan) :

Cette structure semble également se présenter comme un horst, d'environ 1 kilomètre du sud vers le nord, limitée par un système de failles de direction est-ouest. Les rejets, montrés par les sondages d'exploration, sont importants que ce soit au nord et au sud, et de l'ordre de 500 à 600 mètres, comme figuré sur la coupe géologique schématique (Figure 1.16). La continuité des formations éocènes et crétacés n'est donc pas assurée du fait de ces forts rejets. Au coeur de la structure affleurent les formations crétacées

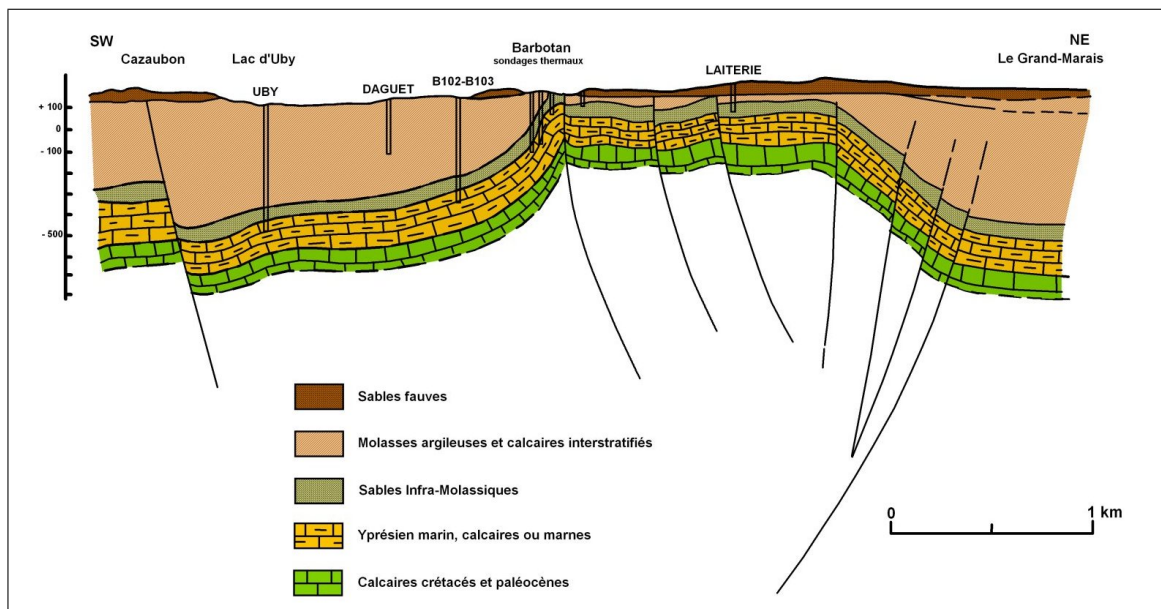


FIG. 1.15 – Coupe géologique de Barbotan [d'après PLATEL (1990)]

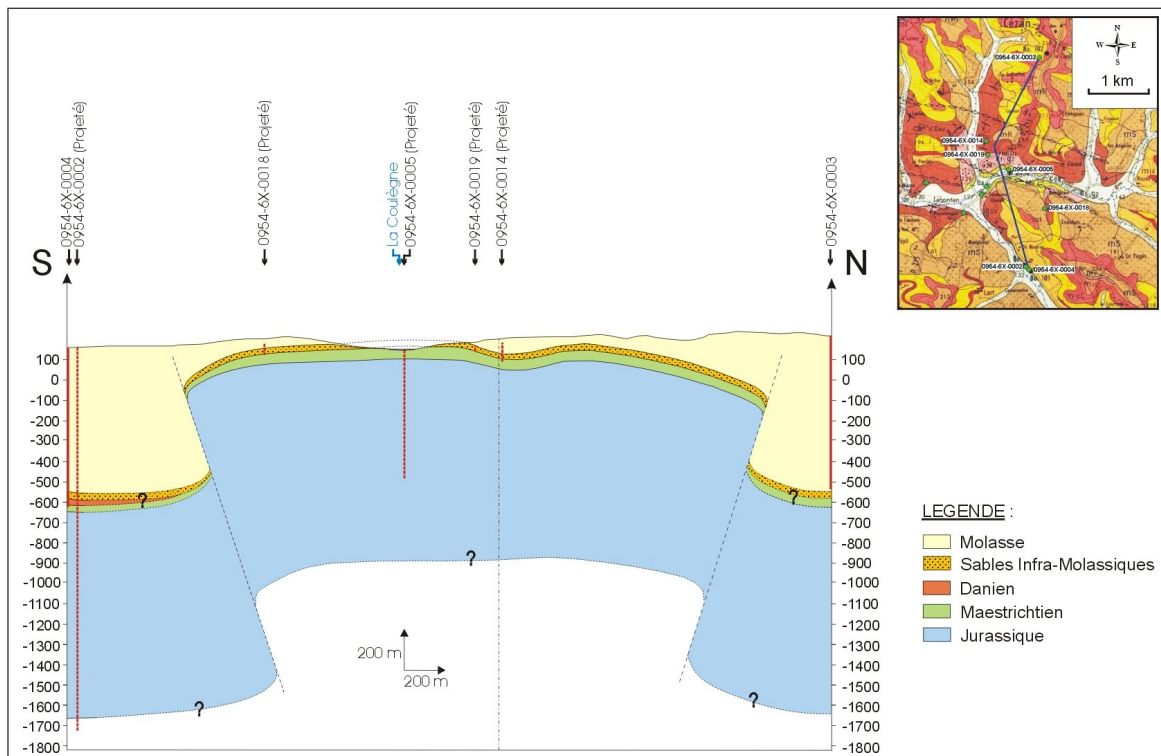


FIG. 1.16 – Coupe schématique géologique de la structure de Cézan-Lavardens [GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée]

entourées par les dépôts oligocènes et éocènes. Les Sables Infra-Molassiques, bien que non affichés sur la carte géologique de ce secteur, affleurent également au nord de cette structure.

- La structure d'Audignon :

Désignée dans la littérature sous plusieurs dénominations telles que "ride de la Chalosse" ou "ride de St-Sever", la structure d'Audignon fait partie de l'alignement de direction nord-ouest - sud-est Audignon-Garlin-Maubourget-Antin et amène à l'affleurement des formations du Cénozoïque inférieur et du Mésozoïque disposées de manière concentrique. Elle constitue la limite ouest de la formation des Sables Infra-Molassiques. Au droit de cette structure, différentes sources drainent probablement les eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques par le biais d'un aquifère relais, il s'agit des émergences de Peyradère (aquifère du Paléocène) et Marseilleon (aquifère du Crétacé Supérieur).

Cet anticlinal correspond sans doute à la ride la plus imposante dans la partie ouest du Bassin Aquitain. Le synclinal du Louts le sépare de l'accident triasique de Bastennes-Gaujacq plus au sud-ouest et de son prolongement, le dôme de Louer.

Le **flanc sud** de la structure présente un pendage faible et régulier de l'ordre de 12 à 15° [FEINBERG (1964)], il a tendance à augmenter vers le coeur de l'anticlinal, en direction des formations crétacées.

Le **flanc nord** présente un pendage plus fort que le flanc sud, de l'ordre de 20° à 30° limité vers le nord par un système de failles inverses de direction N90° qui se prolonge vers l'est et dévie dans une direction N120°. Au nord de cette faille, les couches sont fortement inclinées, les pendages y sont de l'ordre de 60° dans les formations du Crétacé supérieur. Les rejets oscillent entre 500 mètres et 1300 mètres. L'importance du jeu de cette flexure explique que seule une partie des formations (Crétacé inférieur) est reconnue à l'affleurement par rapport au flanc sud (Figure 1.17).

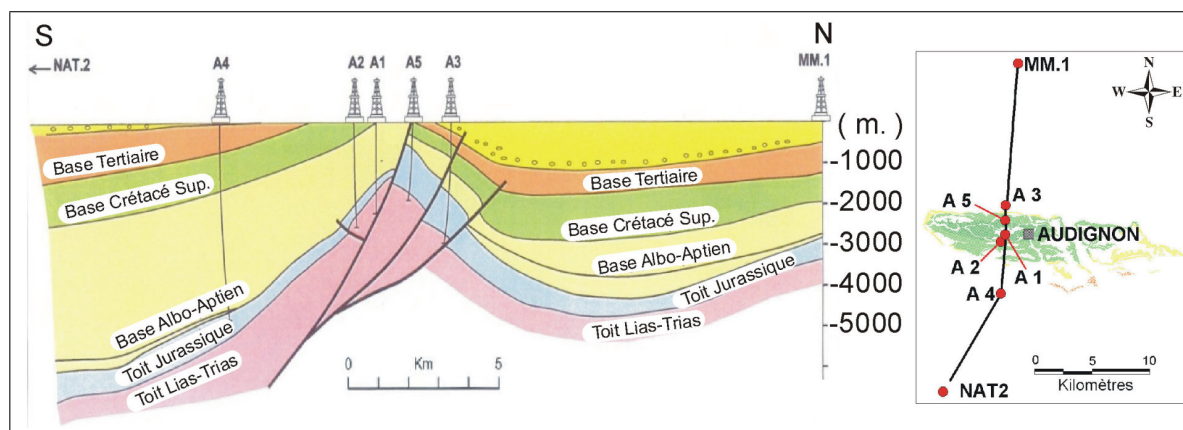


FIG. 1.17 – Coupe schématique géologique nord-sud de la structure d'Audignon [GUILLEMIN et KRAUSE (2000), modifiée]

Au droit du **périclinal est**, la coupe de direction est-ouest-est (Figure 1.18) montre un système de failles inverses qui intéresse les formations du Cénozoïque et du Mésozoïque, et le biseautage des Sables Infra-Molassiques sous la molasse. A Eugénie-les-Bains, la continuité des formations éocènes semble être conservée du fait des faibles rejets relevés (environ 50 mètres) ; ce qui n'est pas le cas pour des dépôts datés du Paléocène et du Crétacé supérieur. Vers l'est, ces discordances s'atténuent avec la réduction des rejets verticaux.

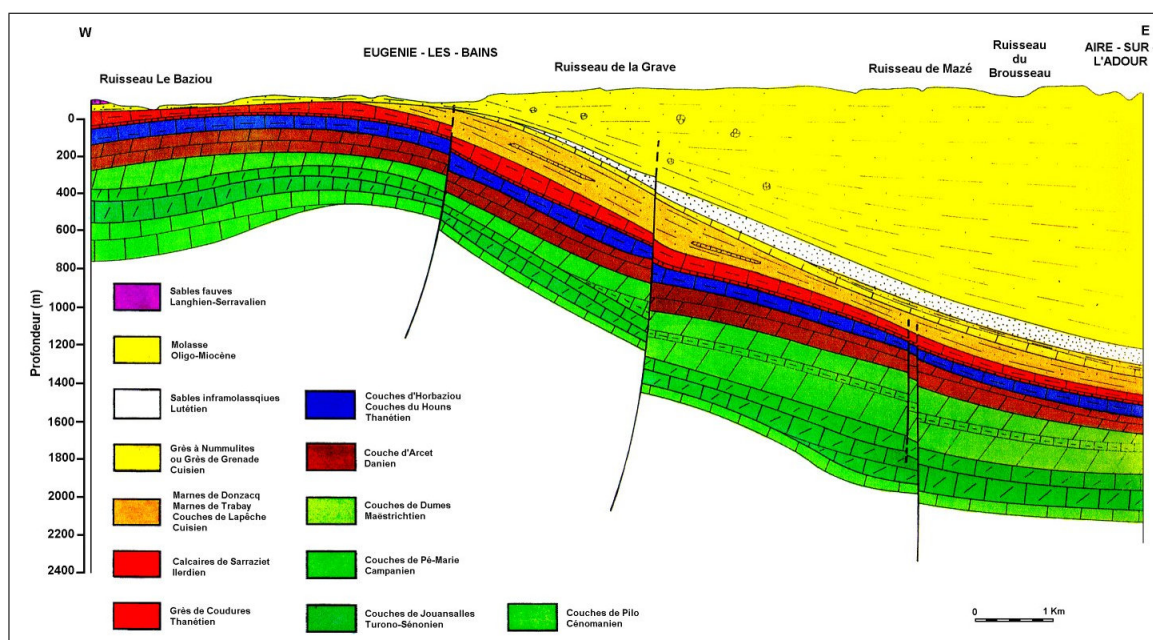


FIG. 1.18 – Coupe géologique synthétique dans le secteur d’Eugénie-les-Bains [LABAT (1998)]

- Les dômes d’Izaute et Lussagnet (Figure 1.19) :

Les dômes de Lussagnet et d’Izaute, distants d’environ 10 km à leur sommet, se trouvent respectivement dans les départements des Landes et du Gers. C’est au droit de ces deux sites que la société Total exploite actuellement deux stockages de gaz dans les formations sableuses Infra-Molassiques.

La structure de **Lussagnet**, dont la base de la formation molassique (toit des Sables Infra-Molassiques) au niveau de son sommet se situe à 545 m de profondeur, se présente comme un anticlinal bordé sur son flanc nord par 2 ou 3 failles inverses de direction N100° qui s’amortissent plutôt rapidement vers l’ouest et l’est. Ces dernières semblent être prises en écharpe par des accidents N140° qui définissent sa fermeture [LABAT (1997)]. Au sommet de cette dernière, se place un sous-compartiment défini par 2 failles inverses de direction N°30. Cet anticlinal est marqué par une dyssymétrie avec un pendage sur le flanc sud-ouest compris entre 5° et 10° et d’environ 20° sur son flanc nord-est [LABAT (1998)].

La structure d’**Izaute** se présente également comme un anticlinal dyssymétrique. D’axe N145°, le flanc méridional monoclinal est faiblement pentu (entre 5° et 10° de pendage) alors que le flanc septentrional est limité par une famille de failles inverses à vergence nord de direction N°145. La base de la molasse au sommet de la structure se situe à environ 520 mètres de profondeur.

- La structure de Garlin :

La structure majeure de Garlin, située au nord de Pau, est comme celles de Lussagnet et d’Izaute : profonde et ne s’observe pas à l’affleurement. Cet accident est affecté par deux failles sub-parallèles susceptibles d’interrompre la continuité hydraulique de la nappe des Sables Infra-Molassiques (Figure 1.20).

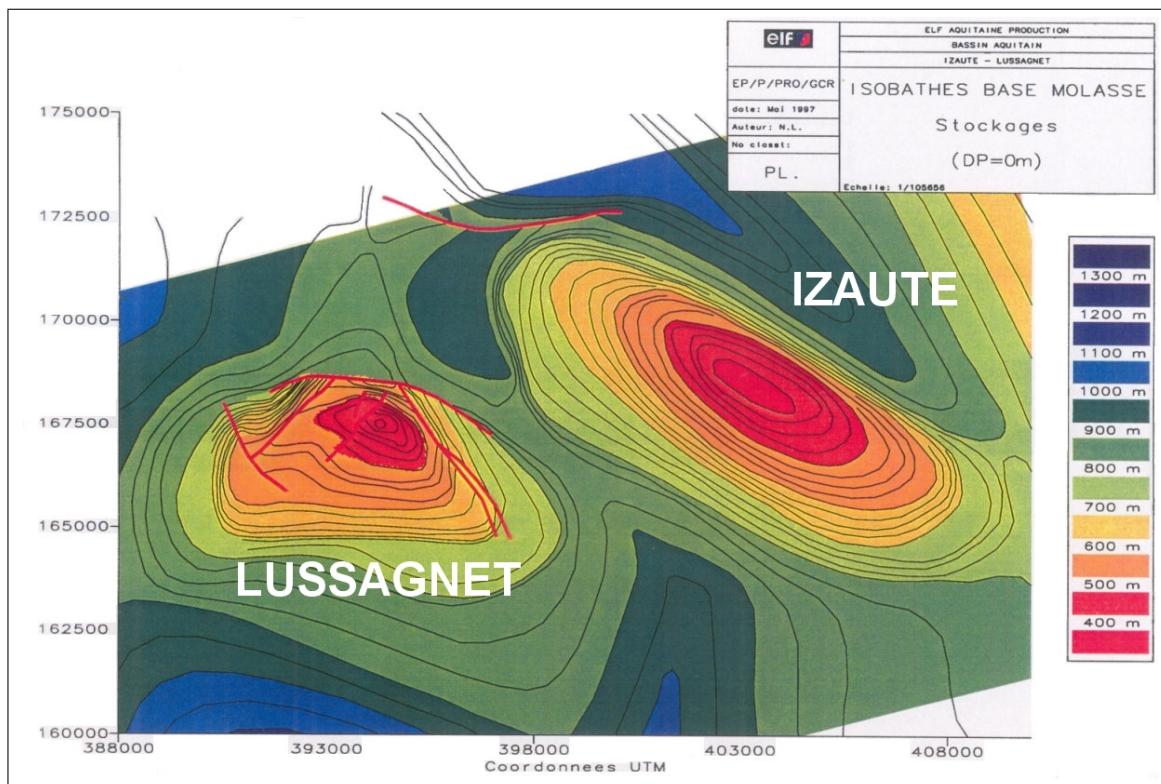


FIG. 1.19 – Carte isobathes de la base de la molasse (stockages d’Izaute et Lussagnet) [LABAT (1997)]

L’interprétation d’un essai de pompage de longue durée sur le forage de Garlin a montré un système de deux failles étanches opposées situées respectivement à 600 et 1600 mètres de ce forage [ANDRE (2002)].

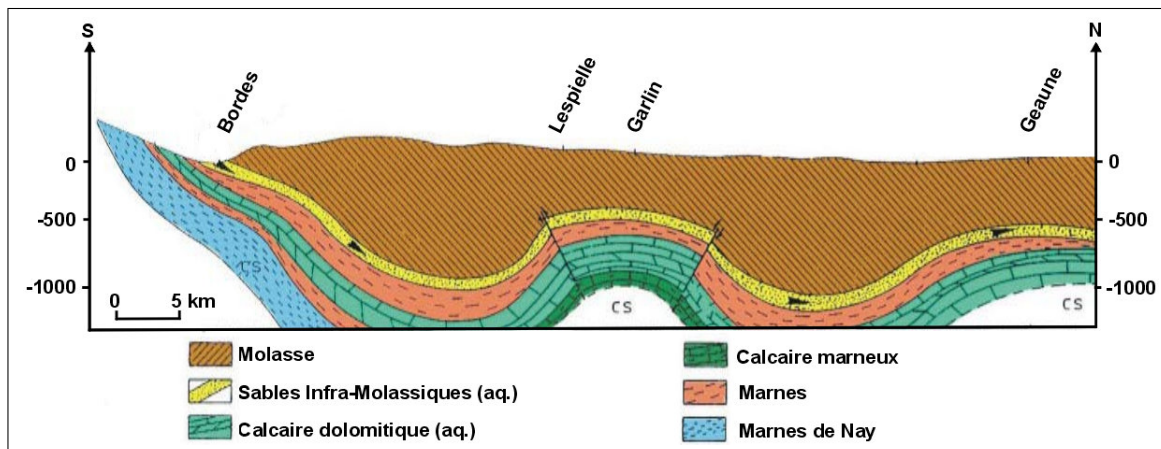


FIG. 1.20 – Coupe géologique schématique entre Bordes et Geaune [d’après POUCHAN, sans référence]

1.2 Les aquifères profonds

1.2.1 L'objet de l'étude : l'aquifère Eocène des Sables Infra-Molassiques

Les eaux des Sables Infra-Molassiques sont connues depuis l'Antiquité par l'existence d'émergences de sources tièdes à Barbotan et Castéra-Verduzan. Vers 1870, la présence d'une nappe artésienne à une profondeur d'environ 600 à 700 mètres sous les formations molassiques est supposée sous Toulouse. Après l'échec de divers sondages au début du XIX^{ème} siècle, deux sondages de reconnaissance à Barbotan rencontraient des eaux artésiennes très abondantes entre 8 mètres et 50 mètres de profondeur s'élevant à quelques mètres au-dessus du fond du vallon [MAGET (1969) ; KUHN (1969)]. Mais c'est seulement avec le développement de l'exploration pétrolière, au milieu des années 1940, en mettant en oeuvre des études gravimétriques, la sismique réflexion, puis des sondages de reconnaissance, que la compréhension des conditions de gisement de cet aquifère mais également des aquifères sous-jacents (Paléocène et Crétacé supérieur notamment) commence réellement. Depuis le milieu des années 1960, un grand nombre d'ouvrages, forages d'eau potable et piézomètres, ont été réalisés dans cet aquifère. Ainsi, dès 1965, le BRGM se voit autorisé la transformation du sondage "Muret 104" en piézomètre qui permet d'obtenir les premiers paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques.

Diverses études géologiques et hydrogéologiques ont par la suite apporté une meilleure compréhension globale de ce système aquifère [COUSTAU *et al.* (1967) ; CAZAL *et al.* (1969) ; HOUSSE et MAGET (1977) ; CAZAL *et al.* (1980) ; BEICIP (1984) ; LABAT (1998) ; LACHASSAGNE *et al.* (1998) ; BOURGINE *et al.* (1999)] que ce soit en terme d'extension de l'aquifère, faciès de la matrice, paramètres hydrodynamiques et ont permis la construction de divers modèles de fonctionnement [BESBES *et al.* (1978) ; modèle hydrogéologique Sud Aquitain ; modèle ECLIPSE de la société TOTAL]. L'apport des données géochimiques et isotopiques a également amené à une meilleure connaissance du fonctionnement de celui-ci [BLAVOUX *et al.* (1993) ; ANDRE (2002)].

Définition du réservoir, extension et affleurements

La matrice aquifère des Sables Infra-Molassiques est représentée principalement par les dépôts marins des sables dits de "Lussagnet" et le faciès gréseux sous-jacent des "grès à Nummulites". Vers l'est, cet aquifère est développé dans les formations continentales des sables sidérolithiques du Périgord, des argiles à graviers et des "grès d'Issel". Différents auteurs ont cartographié l'extension des Sables Infra-Molassiques [HOUSSE et MAGET (1977) ; BEICIP (1984) ; ARMAND et SOURISSEAU (1990) ; BOURGINE *et al.* (1997)]. La carte présentée ici (Figure 1.21) est issue de la synthèse de ces données et de l'étude des logs forages.

La formation équivalente, au nord de la zone d'étude, est celle des "sables inférieurs" de l'éocène moyen.

L'aquifère des Sables Infra-Molassiques est le plus étendu du Bassin Aquitain. Ce réservoir occupe la majeure partie du Bassin, des contreforts de la Montagne Noire à l'est jusqu'à une ligne sud-nord Pau - Mont-de-Marsan - Langon vers l'ouest. A l'ouest de cette ligne, "les faciès" des Sables Infra-Molassiques passent latéralement à des formations à dominante carbonatée (calcaires - calcaires marneux).

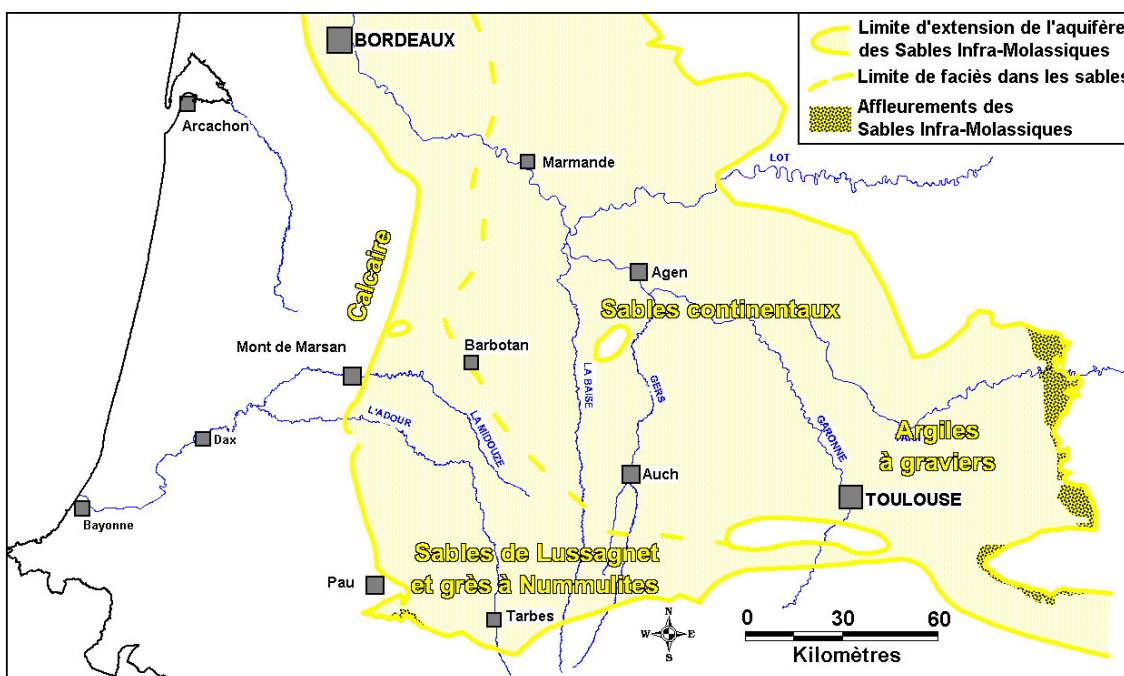


FIG. 1.21 – Limite d’extension de l’aquifère des Sables Infra-Molassiques

Les affleurements, d’étendue très restreinte, sont situés le long des Petites Pyrénées, en Béarn et en Bigorre au niveau de la chaîne pyrénéenne et le long de la Montagne Noire. Au centre du bassin quelques affleurements ont été reconnus au droit des structures de Barbotan et de Cézán-Lavardens.

Les éponges

Le **toit** de l’aquifère des Sables Infra-Molassiques est représenté par l’épaisse couverture de formation molassique de l’Aquitaine qui varie de quelques mètres au niveau des affleurements à plusieurs centaines de mètres dans les synclinaux du Bas-Adour.

Le **mur** est constitué principalement des marnes et argiles de l’Eocène inférieur (marnes et argiles yprésiennes) et Paléocène.

En l’absence de ces horizons peu perméables qui confèrent à cet aquifère son caractère captif, les Sables Infra-Molassiques reposent directement sur des séries carbonatées généralement perméables. Ainsi, l’écroché au mur (Figure 1.22) montre les zones de communication directe possibles avec les aquifères carbonatés du Jurassique au nord-est, du Crétacé supérieur au centre du Bassin et du Paléocène selon un axe Mont-de-Marsan - Toulouse.

Géométrie de l’aquifère

La géométrie exacte de ce réservoir est difficile à appréhender du fait de la complexité structurale du Bassin Aquitain et malgré les cartes en isobathes et isopaques qui ont pu être esquissées par le BEICIP (1984), ELF [(ROVELLI (1992))] et le BRGM qui montrent que l’aquifère subit des variations brusques et importantes de profondeur. Ainsi, la position du toit varie de plus de +250 m NG le long des Petites Pyrénées et en Béarn-Bigorre à environ -1800 m NG au droit de la fosse de Tarbes.

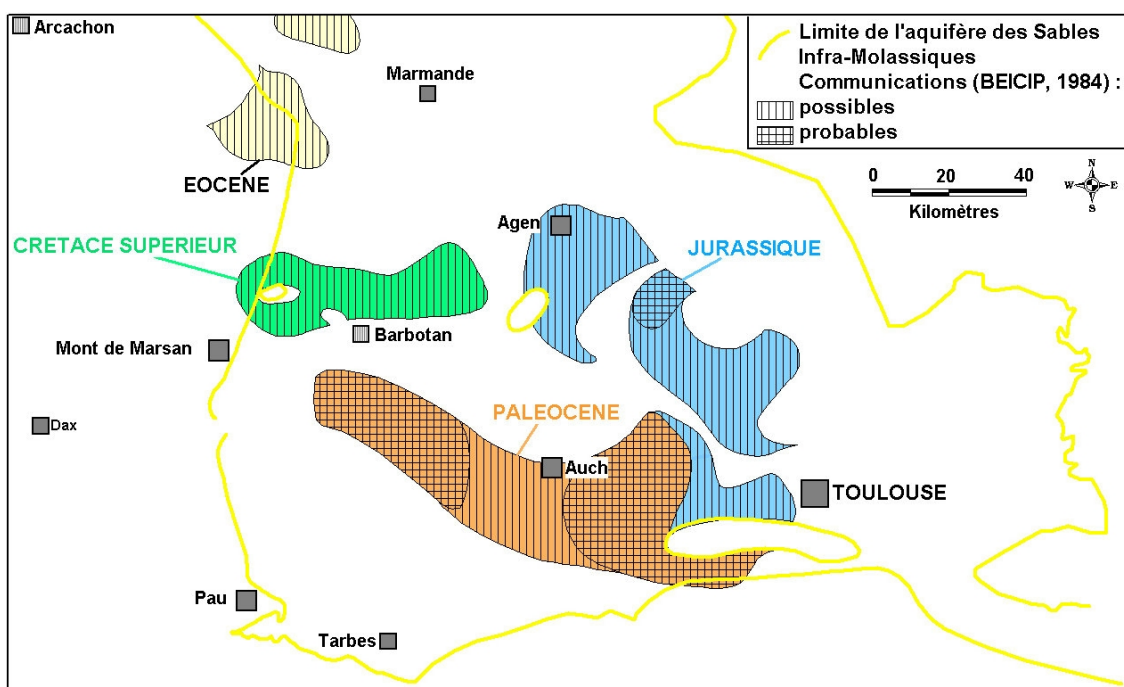


FIG. 1.22 – Ecorché à la base de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques

De quelques mètres le long des affleurements, l'épaisseur oscille entre 100 mètres et 250 mètres au sud de la flexure Celtaquitaine ; au nord de cette dernière, elle atteint rarement plus de 50 mètres.

Les paramètres hydrodynamiques

Les caractéristiques hydrodynamiques de ce réservoir sont variables. Il faut souligner la dégradation des propriétés d'ouest en est du fait de l'augmentation en argile vers cette direction.

De par la nature des formations composant la matrice de cet aquifère, majoritairement sableuse et gréseuse, la **porosité** est à dominante matricielle et est comprise entre 20% et 35% [(HOUSSE et MAGET (1977)]. Des tests, effectués sur un forage (n° BSS : 0945-8X-0045) situé à environ 25 km au sud-ouest de la structure d'Izaute, ont montré une porosité de 7 à 11 % dans les niveaux gréseux et de 1 à 34 % dans les niveaux sableux [BOURGINE et *al.* (1997)].

La carte des transmissivités proposée par le BEICIP (1984) montre des valeurs comprises entre $3.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $1.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, ce qui souligne les bonnes caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère. La distribution géographique de ce dernier paramètre suggère l'existence d'un "chenal" à forte transmissivité (entre $10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) orienté nord-sud qui débiterait au contrefort des Pyrénées entre Pau et Tarbes et qui se prolongerait jusqu'à Barbotan en passant par Izaute et Lussagnet (Figure 1.23).

Des valeurs de **perméabilité** ont également été estimées à partir des variations de la piézométrie induites par les cycles de stockage/déstockage de gaz à Lussagnet et Izaute (méthode tidale). Ainsi LABAT (1998) a proposé des valeurs de perméabilité, dans le secteur de Barbotan, qui varient de 10^{-4} m.s^{-1} (Uby) à

$8.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (Geysier 1), avec des valeurs moyennes de l'ordre de 2.10^{-5} à $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$.

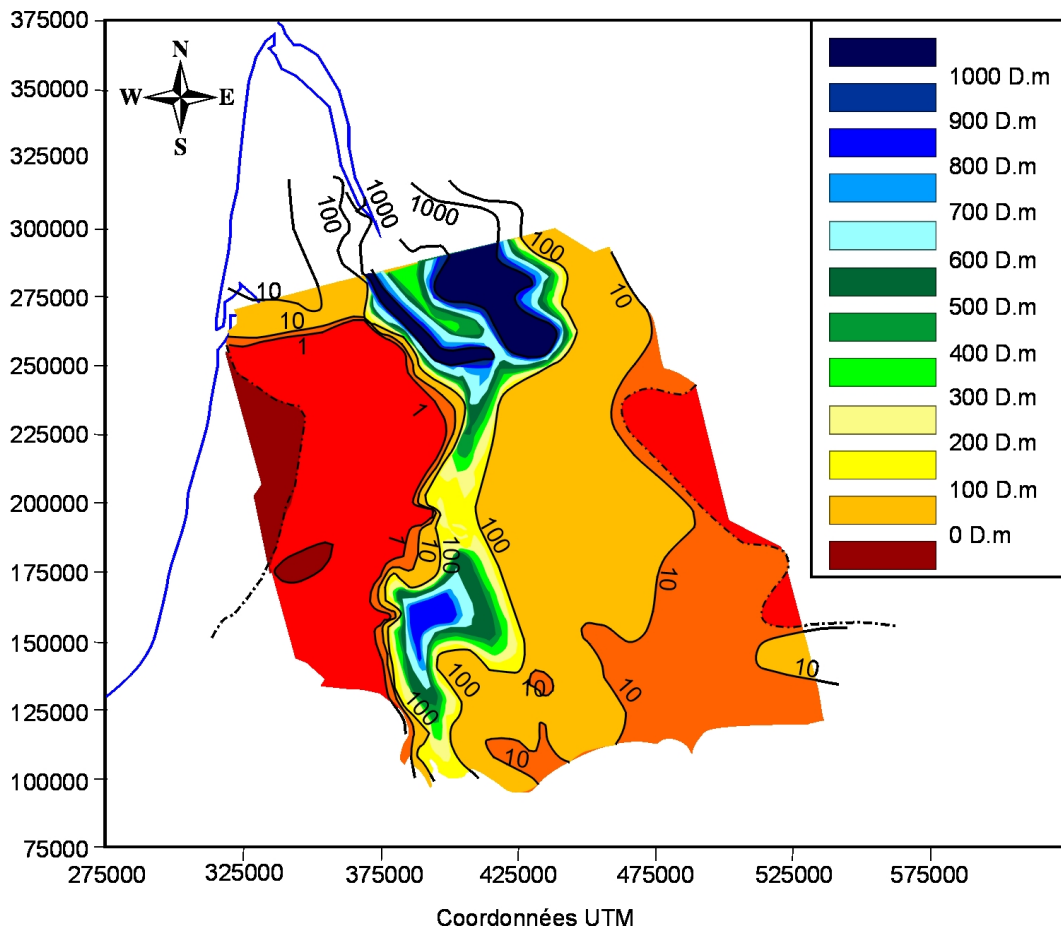


FIG. 1.23 – Carte de transmissivité (en Darcy mètre) de l'aquifère Eocène [LABAT (1998) d'après BEICIP (1984)]

Les valeurs du **coefficient d'emmagasinement spécifique**, de l'ordre de 1.10^{-6} m^{-1} [BEICIP (1984); LABAT (1998)] semblent assez homogènes en regard des résultats de ces différentes études. Bien que ces données aient été obtenues par deux approches différentes (interprétation de pompage d'essai et méthode tidale), les résultats sont similaires. Alors que par interprétation de pompage d'essai les valeurs indiquées sont aux alentours de $0,6.10^{-6} \text{ m}^{-1}$ (Lecture) à $1,3.10^{-6} \text{ m}^{-1}$ (Dému), la méthode tidale propose des valeurs de l'ordre de $1,2.10^{-6} \text{ m}^{-1}$ à $3,7.10^{-6} \text{ m}^{-1}$.

Morphologies piézométriques

Des esquisses piézométriques ont été proposées par différents auteurs mais une seule tient compte des effets de températures pour la correction des hauteurs piézométriques. Elle est présentée en figure 1.24. Cette esquisse met en évidence deux axes principaux de drainage de la nappe qui semblent montrer une adaptation aux grands traits de la morphologie en surface. Ce phénomène est d'ailleurs signalé pour d'autres nappes profondes [MARGAT (1969)].

Ainsi retrouve-t-on :

- un axe de direction sud-nord sub-parallèle à la direction d'écoulement de la Garonne et de ses affluents ;
- un axe qui diverge vers l'ouest en direction du Bassin de l'Adour dans le secteur sud-ouest de l'aquifère.

L'examen de la morphologie de la surface piézométrique montre :

- Dans le secteur est : de la bordure de la Montagne Noire jusqu'à Agen en passant par Toulouse, des hauteurs qui évoluent de +160 m NG à +16 m NG avec une zone de "plateau" piézométrique intermédiaire. Une zone de fort gradient (de +120 m NG à +40 m NG) est à noter au sud-est d'Agen (région d'Auvillar).
- Dans le secteur ouest : du piémont pyrénéen jusqu'à la région de Barbotan, la hauteur piézométrique varie de +220 m NG (secteur de Bordes à l'amont de Pau) à environ +100 m NG avec un gradient moyen de 2.5 ‰. A proximité de la flexure Celtaquitaine, les gradients deviennent plus forts (supérieurs à 5 ‰).

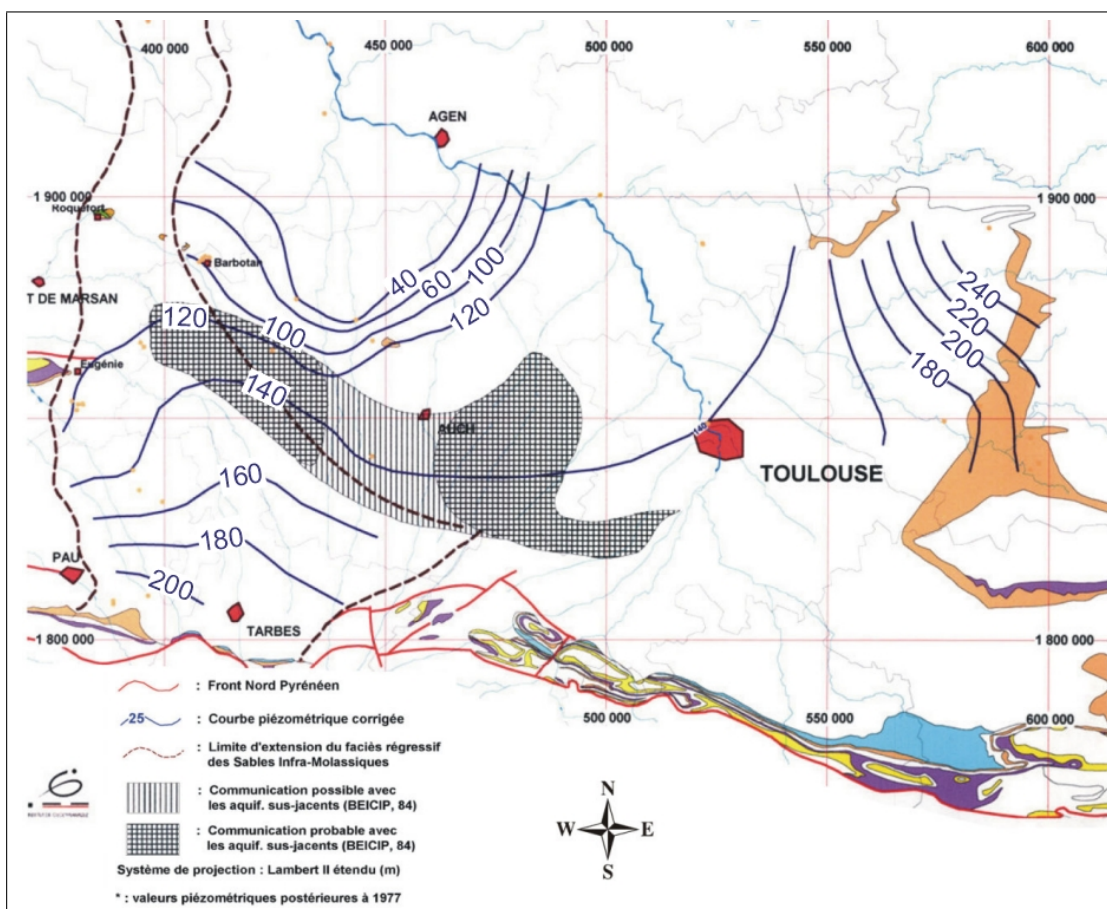


FIG. 1.24 – Esquisse piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques [Institut EGID (1999)]

Les hauteurs piézométriques de cette nappe sont généralement supérieures à celles qui peuvent être observées dans l'aquifère sous-jacent du Paléocène. En fond de vallon, il n'est pas rare que des phénomènes d'artésianisme soient observés. C'est notamment le cas dans la vallée de la Garonne, dans les vallées de la Baïse, du Gers et de la Save dans le département du Gers.

Les zones de recharge

Les zones potentielles de recharge directe, couramment citées, se répartissent sur les bordures du Bassin Aquitain. Dans les années 1970, différentes études ont été réalisées pour essayer de quantifier les volumes annuels susceptibles d'alimenter la nappe (essentiellement par une méthode de bilan hydrologique) :

- $25.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ seraient disponibles à l'infiltration au nord par le biais des Sables du Sidérolithique en bordure du Massif Central [LE GALLIC (1966)].
- FAUGERE (1970) estime la capacité d'infiltration (et non l'infiltration effective) à $18.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ dans l'Albigeois et le Castrais (bordure orientale).
- Les zones d'affleurement situées en Béarn et Bigorre pourraient également participer à l'alimentation de la nappe par infiltration directe. Cette dernière est évaluée à $16.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ [PELISSIER-HERMITTE (1970)]. Les nappes relais sus-jacentes dans ce secteur, et notamment la nappe alluviale du Gave de Pau, participeraient également à l'alimentation [PELISSIER-HERMITTE et al. (2000)]. Ce transfert d'eau vers le bas serait essentiellement lié à la dépression de la nappe des Sables Infra-Molassiques causée par son exploitation. A l'origine, la pression des Sables Infra-Molassiques était supérieure à celle des alluvions. Pour [PELISSIER-HERMITTE (1970)], la nappe des Sables Infra-Molassiques recevrait ainsi sur l'ensemble de ses affleurements du Béarn et de Bigorre une alimentation de l'ordre de $30.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.
- Au niveau des Petites Pyrénées, le débit entrant possible est d'environ $12.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ [GUES-SAB (1970)].

La recharge n'est abordée dans ces différentes études que par le calcul résiduel du bilan actuel des flux pouvant entrer le long des affleurements. Les phénomènes d'alimentation par drainance verticale à travers les formations peu perméables de la molasse ou par échange avec d'autres grands aquifères profonds ont été très peu examinés. Les données de la géochimie des eaux des Sables Infra-Molassiques semble à même d'apporter quelques éléments de réponse. Ainsi, notamment dans la zone est et au nord de la flexure Celtaquitaine, *"l'éponte molassique semble largement responsable de la minéralisation de larges zones bien déterminées, par des processus d'apports descendants"* [ANDRE (2002)].

Une hypothèse concernant la recharge des aquifères est de considérer les roches peu perméables mais à forte porosité (argile, formations molassiques) comme des formations à forte capacité réservoir. Les aquifères ne seraient alors que des drains transmissifs de ces réservoirs (POUCHAN P., communication personnelle).

Les exutoires naturels :

Les exutoires reconnus de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques se localisent au droit des accidents structuraux. Ainsi, à la faveur de la flexure Celtaquitaine apparaissent les sources de Barbotan, de Castéra-Verduzan et de Lavardens dans le Gers.

La source de Lavardens (Fontaine-Chaude), dont les eaux sont attribuées à l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, est localisée dans les formations calcaires maestrichtiennes qui semblent jouer le rôle d'aquifère relais de la nappe étudiée. Il est à noter que ces sources ne s'écoulent plus actuellement du fait de la baisse piézométrique de la nappe.

Au droit de la structure d'Audignon, dans le secteur d'Eugénie-les-Bains, sur le périclinal est, différentes sources, attribuées à la nappe des Sables Infra-Molassiques, autrefois artésiennes, s'écoulaient en fond de vallée du Bahus. Il est probable que les accidents structuraux et notamment la faille située au droit d'Eugénie-les-Bains jouent un rôle déterminant dans la remontée de ces eaux.

Toujours à Audignon, d'autres sources pourraient faire remonter à la surface les eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques par l'intermédiaire d'aquifères relais. C'est le cas des résurgences de Marseillon (localisées au coeur de la structure dans les formations campaniennes) [POUCHAN (1986)] et de Peyradère (située sur le périclinal ouest dans les formations paléocènes).

A l'ouest de la structure de Bastennes-Gaujacq, l'origine d'une grande partie des eaux de la source des Eschourdes est à rechercher dans la nappe des Sables Infra-Molassiques relayée par les carbonates de l'Eocène [Institut EGID (1990) ; POUCHAN et FRANCESCHI (1999)].

Au droit des zones de contact direct avec d'autres formations aquifères potentielles (Figure 1.22), la nappe des Sables Infra-Molassiques pourrait être drainée. Cette hypothèse peut être envisagée car les charges hydrauliques de cette nappe sont généralement supérieures à celles des aquifères sous-jacents, notamment ceux du Paléocène et du Crétacé supérieur.

Eléments de géochimie générale :

Quelques paramètres physico-chimiques... :

La **température** : en forage, la température de l'eau fluctue entre 13,4°C à proximité des affleurements (Bordes), jusqu'à 57,1°C à Blagnac (1400 mètres de profondeur environ). La carte de température de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (Figure 1.25) montre des températures de plus de 70 °C dans les secteurs les plus profonds (fosse de Tarbes notamment).

La **conductivité** : de très fortes amplitudes de conductivité peuvent être notées sur ces eaux. Ainsi, à Lespielle, elle est de 261 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ alors qu'à Lectoure sa valeur atteint 3010 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Le **pH** : il est toujours légèrement basique et oscille entre 7,07 et 8,42 avec une médiane égale à 7,5.

Le **potentiel redox** : il diminue des zones affleurantes pyrénéennes dans la direction de drainage de la nappe vers le nord. La zone la plus réduite se localise dans la partie est.

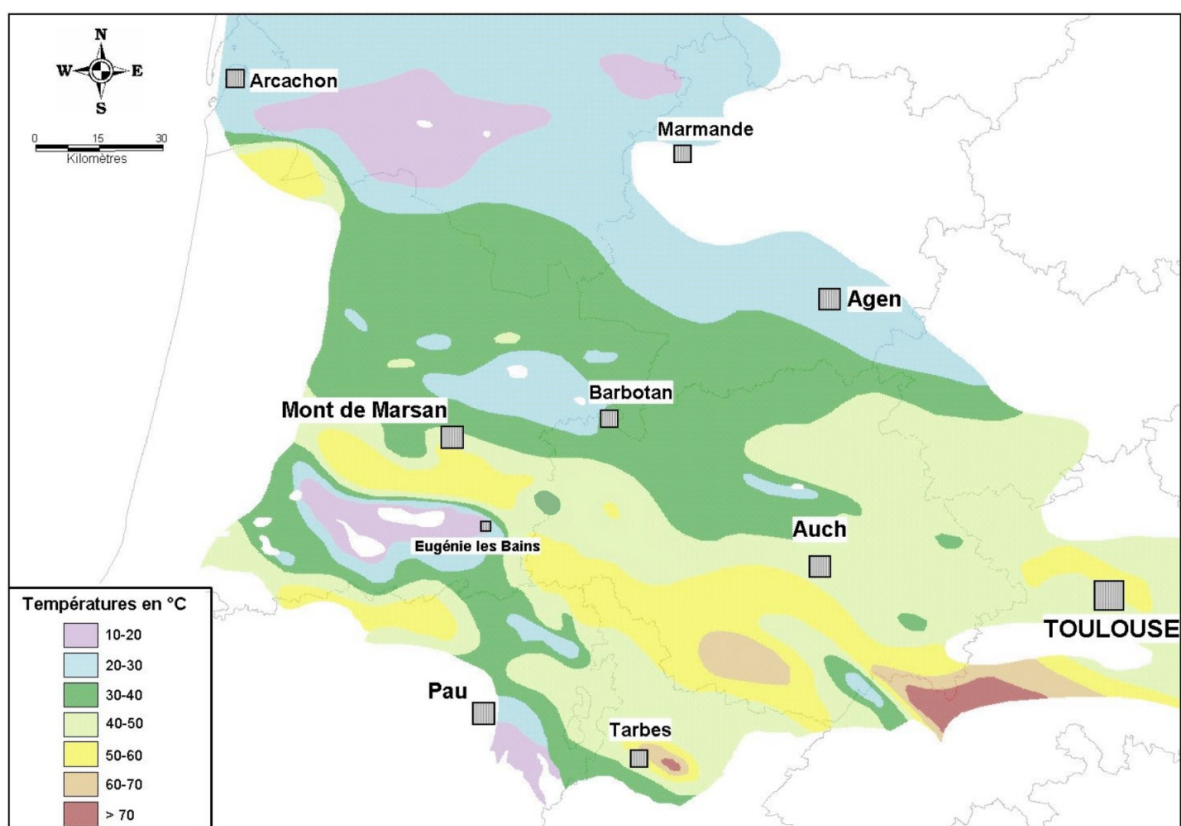


FIG. 1.25 – Température des Sables Infra-Molassiques [BEICIP (1984)]

A partir de ces données et de l'analyse de paramètres chimiques de la nappe des Sables Infra-Molassiques, ANDRE (2002) distingue deux secteurs géochimiquement différents :

- Une **zone nord** où les eaux sont assez minéralisées (Figure 1.26). Elles ont un faciès bicarbonaté sodique voire sulfaté sodique (Figure 1.27). Les apports en sulfate sont à relier avec la couverture molassique sus-jacente.

Les traits de la minéralisation sont dues à la dissolution de gypse et de halite.

- Une **zone sud** qui présente des eaux moins minéralisées que celles de la zone nord. Cette faible minéralisation est assez singulière étant donné la profondeur importante et le temps de résidence de l'eau dans ce type d'aquifère. Dans le secteur ouest (SW), le faciès est bicarbonaté calcique excepté au droit de certaines structures où les eaux montrent un faciès atypique bicarbonaté sodique (Eugénie les Bains). Dans le secteur est (SE), les eaux ont un faciès bicarbonaté sodique.

Les eaux de la partie est (SE) montrent une bonne homogénéité dans leur composition chimique. Des évolutions ont été identifiées par apport d'espèces ou de mise en solutions d'évaporites. Quelques points singuliers sont observés : à Lamazère (apport de CO₂) et à Saint Médard (composition chimique des eaux fixée par l'équilibre avec la dolomie).

A l'ouest (SW), les échanges ioniques sont rares et les eaux présentent une stabilité de minéralisation qui reste faible. Les phénomènes de dissolution sont limités, tandis que les processus d'oxydo-réduction deviennent importants. Ces processus divers correspondraient à un secteur géochimiquement isolé.

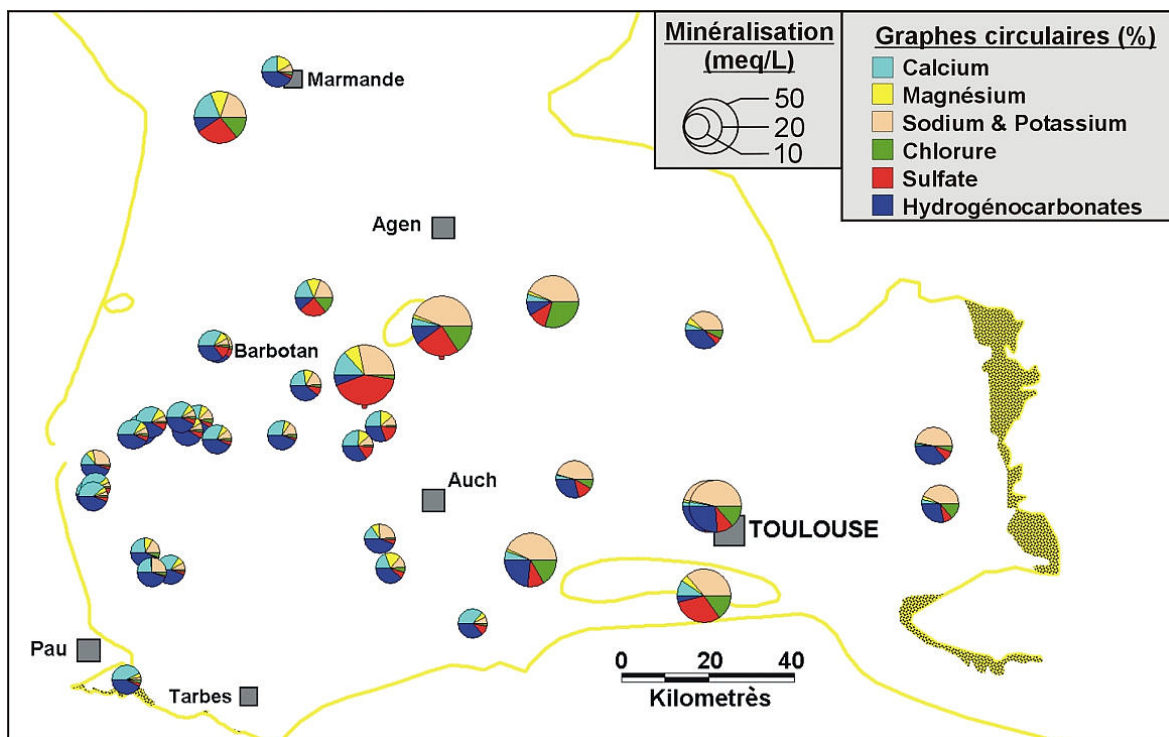


FIG. 1.26 – Minéralisation de la nappe des Sables Infra-Molassiques [ANDRE (2002)]

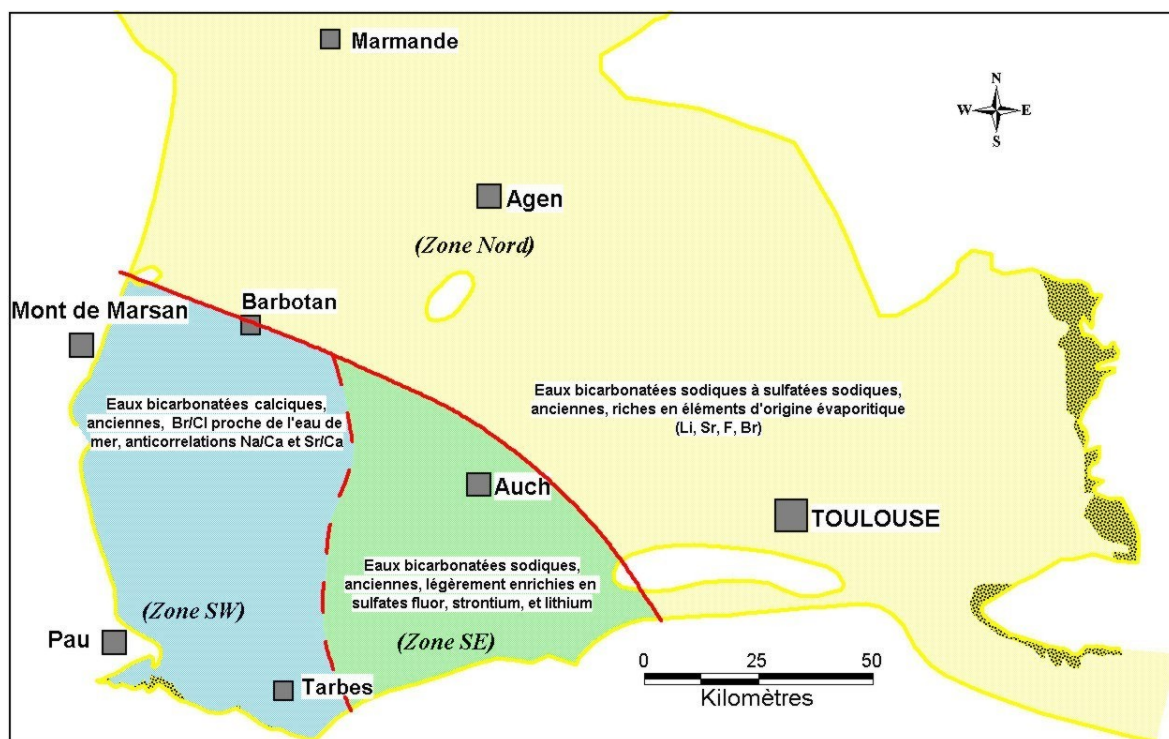


FIG. 1.27 – Principales zones géochimiques fixées par la composition chimique des eaux [ANDRE (2002)]

A partir de ces paramètres une carte schématique d'écoulement tenant compte des contraintes géochimiques a été proposée [ANDRE (2002)] (Figure 1.28). Avec :

A l'**ouest** : un axe de drainage de direction sud-nord à l'est, des zones affleurantes pyrénéennes vers les structures d'Audignon et de Barbotan. Un ralentissement des vitesses d'écoulement est envisagé à proximité de structures plus ou moins fermées (Garlin, Audignon) avec une modification de la géochimie de l'eau par des processus d'échanges plus importants.

Au **centre** : un axe de drainage orienté également sud-nord correspondant à la composition chimique des eaux des forages de Dému, Pléhaut et Nogaro. A Lamazère, la remontée d'eaux de l'aquifère Paléocène pourrait expliquer le caractère particulier de la composition chimique des eaux des Sables Infra-Molassiques dans ce secteur (teneur plus fort en magnésium).

Au **nord et à l'est** : l'axe de drainage serait orienté est - ouest-nord-ouest et débute aux zones affleurantes de la Montagne Noire. Des échanges sont possibles avec l'aquifère Jurassique sous-jacent en contact direct sur certains secteurs.

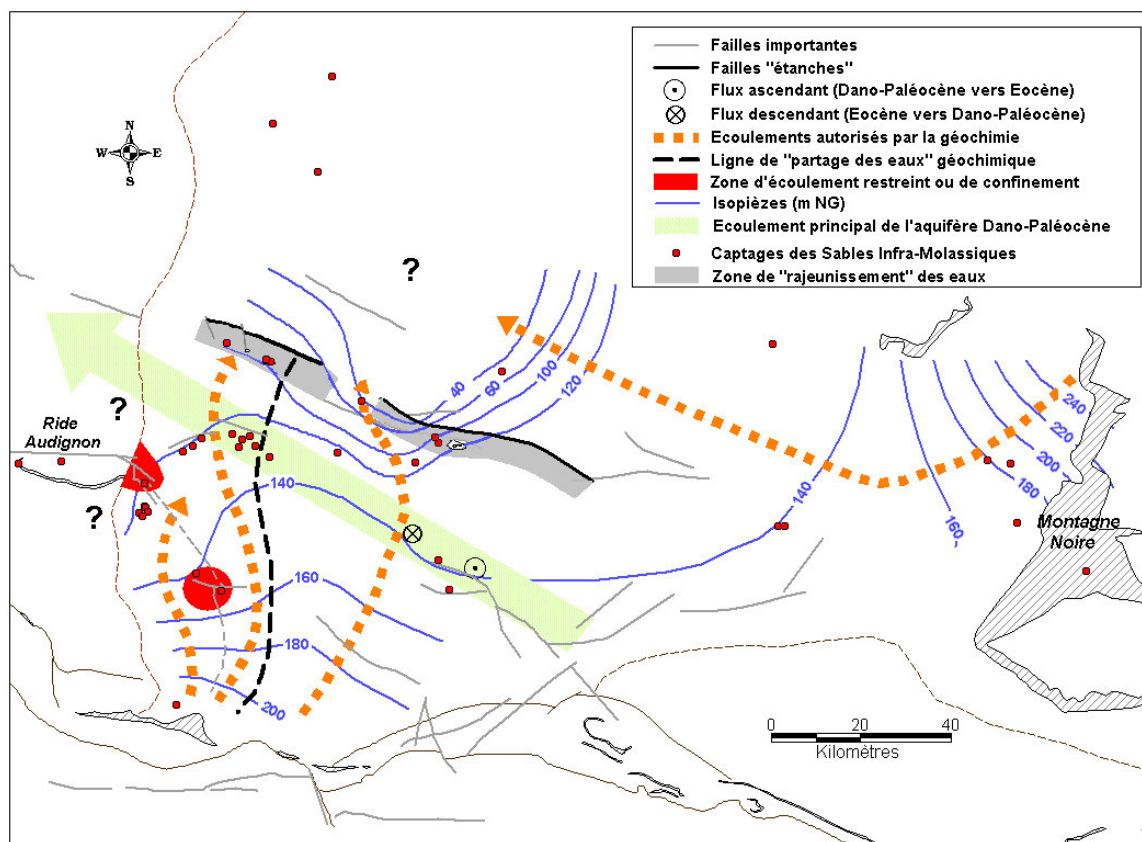


FIG. 1.28 – Schéma d'écoulement raisonné résultant des contraintes géochimiques [ANDRE (2002)]

On remarquera l'incidence :

- des **transferts de matières** entre la molasse et l'aquifère sous-jacent. Dans la zone nord, les analyses minéralogiques ayant montré le manque de minéraux solubles permettant d'expliquer la composition

chimique des eaux de cet aquifère, seul l'apport de solution provenant de la molasse par des processus de drainance verticale descendante permet d'expliquer la minéralisation de ces eaux. Dans la zone sud les apports par diffusion sont plus vraisemblables.

- de l'**influence des structures** qui permettent des échanges directs entre aquifères, la remontée des eaux vers la surface et le ralentissement des flux dans des milieux plus ou moins fermés et donc peu renouvelés.

1.2.2 Les aquifères d'extension régionale sus-jacents

1.2.2.1 L'aquifère du Miocène

Définition du réservoir, extension et affleurements

Le Miocène correspond au dernier cycle transgressif-régressif connu sur le Bassin Aquitain ; les faciès aquifères du Miocène sont variés selon les conditions de dépôts. L'extension des formations réservoirs est relativement importante mais seuls les dépôts situés sur la façade ouest, dans le secteur transgressif, semblent en continuité hydraulique sur une large surface (Figure 1.29). Ces faciès réservoirs sont principalement représentés par les formations calcaires et sableuses à débris coquilliers helvétiques et par les faluns, les calcaires et calcaires-gréseux de l'Aquitainien et du Burdigalien. Ces deux ensembles, Helvétique et Aquitainien-Burdigalien, sont en continuité hydraulique dans la région bordelaise. A l'est et au sud, ces niveaux sont séparés par un faciès imperméable ou semi-perméable plus ou moins argileux du Burdigalien.

Au sommet du Miocène, les "Sables Fauves", lorsque l'épaisseur est importante, constituent également une formation aquifère importante qui est en relation directe avec le faciès réservoir helvétique.

Dans la zone d'étude, c'est-à-dire dans les secteurs oriental et méridional, les dépôts de calcaires lacustres tels que les "calcaires gris de l'Agenais" peuvent constituer des aquifères non négligeables mais de surface relativement restreinte par rapport aux grands aquifères d'extension régionale sous-jacents.

Les affleurements se localisent sur les zones de bordures, plus particulièrement dans les vallées des cours d'eau de la rive gauche de la Garonne (cours central de la Leyre entre Belin et Fature au nord notamment) et dans le Bassin de l'Adour au sud (Adour et la Midouze).

Dans les parties suivantes, seuls les paramètres concernant le réservoir ouest d'extension régionale seront décrits. Seule la partie sud-est de celui-ci se localise dans la zone étudiée.

Les éponges

Cet aquifère est captif sous les "Glaises Bigarrées" du Pliocène dans la zone centrale et occidentale [LA-CHASSAGNE *et al.* (1998)].

Quand le mur n'est pas représenté par des formations imperméables, cet aquifère est en contact direct avec les faciès réservoirs calcaréo-gréseux de l'Oligocène sur des aires très étendues (Figure 1.30).

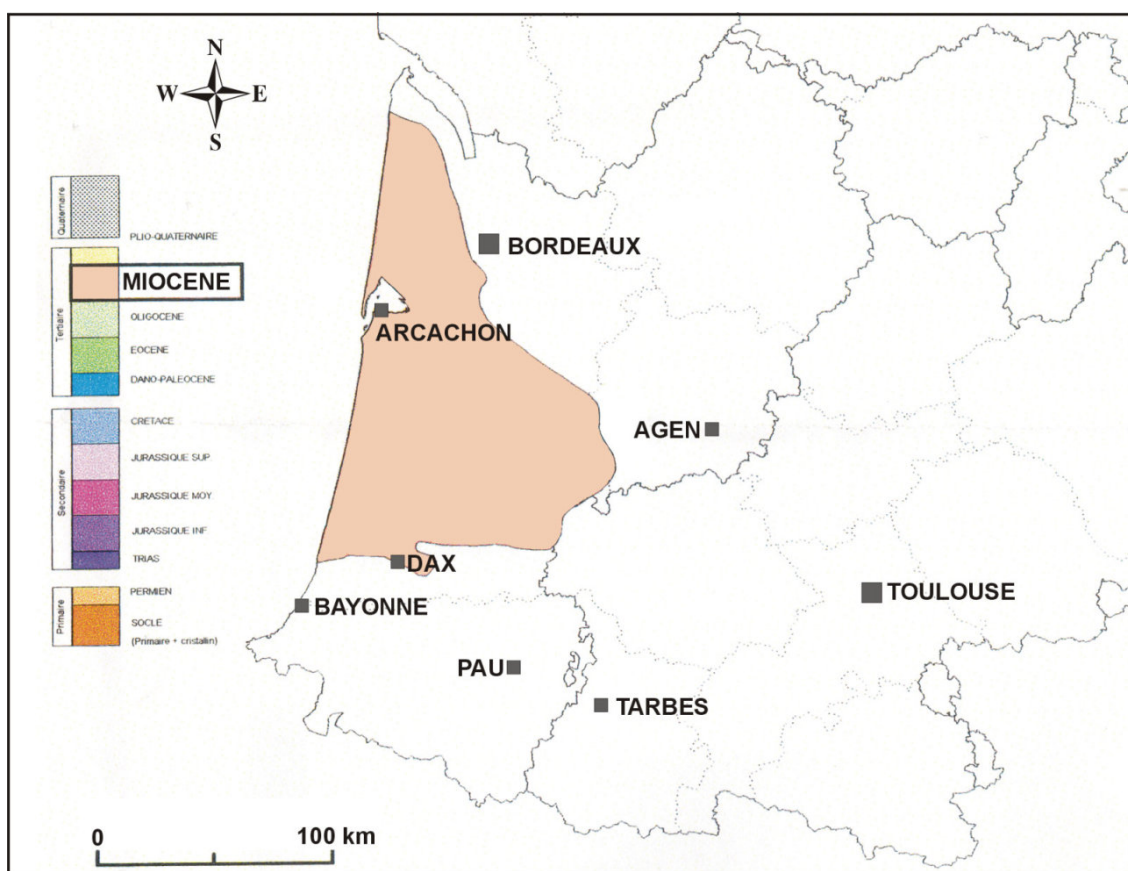


FIG. 1.29 – Limites d’extension de l’aquifère du Miocène [FABRIOL et al. (1997)]

Géométrie de l’aquifère

Le toit des formations réservoirs helvétiques s’enfonce progressivement vers l’ouest de +150 m NG au nord de Roquefort à environ -80 m NG au niveau du Bassin d’Arcachon. De quelques mètres sur la bordure est, l’épaisseur augmente de façon générale vers l’ouest, elle se situe entre 50 mètres et 60 mètres au nord du Bassin d’Arcachon et dans la région de Morcenx [BICHOT et al. (2001)].

En ce qui concerne l’ensemble Aquitainien-Burdigalien, il plonge également en passant de la cote +100 m NG au nord de Barbotan à la cote -150 m NG dans la région du Bassin d’Arcachon et de Tartas-Morcenx-Castets. Son épaisseur varie en limite est de quelques mètres à plus de 120 mètres dans le secteur de Biscarosse-Plage.

Les paramètres hydrodynamiques

La perméabilité moyenne, issue de la carte établie en 1972 par ASTIÉ et al. (1972), est d’environ $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour une transmissivité médiane de l’ordre de $1.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$.

ALLARD (1981) établit une carte de transmissivité du Miocène, la valeur moyenne de transmissivité obtenue est de $5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, celle-ci étant plus forte dans la partie sud-est du Bassin.

Dans le sud, aux alentours de Mont-de-Marsan, MOREAU et al. (1989) obtient des valeurs de transmissivité en fonction des formations captées. Ainsi, pour l’Helvétien, il donne des valeurs incluses entre

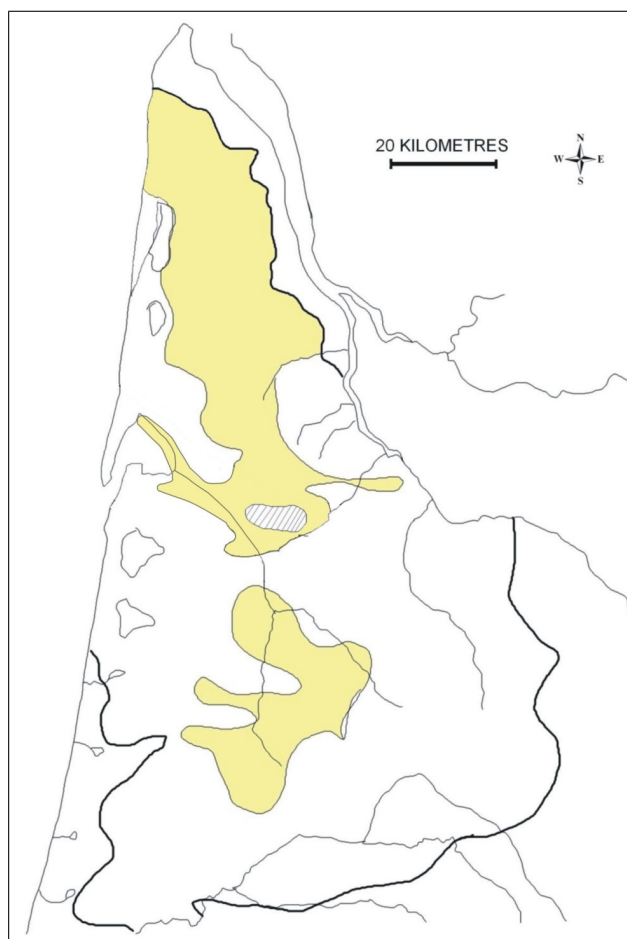


FIG. 1.30 – Zones de communications potentielles entre l'aquifère du Miocène et de l'Oligocène [HOSTEINS (1982)]

$7.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $1.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, cette forte amplitude étant liée aux importantes variations d'épaisseur et de faciès. Pour les formations aquitaniennes, elles se situent entre $3.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $5.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Concernant les coefficients d'emmagasinement, ALLARD (1981) donne des valeurs de 1 et 6.10^{-4} à Saucats et Sabres-Labrit. Quant à MOREAU et *al.* (1989), pour la nappe libre helvétique, il obtient des valeurs qui fluctuent entre 1% et 10% et pour l'Aquitaniens entre $2,5.10^{-4}$ et $4,5.10^{-4}$. Ces dernières valeurs sont cohérentes avec celles obtenues par ASTIÉ (1964).

Morphologie piézométrique

D'une façon générale, la surface piézométrique suit celle de la topographie (Figure 1.31).

Dans une vision plus détaillée de la morphologie de la surface piézométrique, le secteur nord-est peut être subdivisé en deux petites sous-unités selon les bassins hydrologiques des affluents de la rive gauche de la Garonne et du Ciron. Ces deux bassins hydrographiques sont séparés par la structure de Villagrains-Landiras qui présente une lacune du Miocène.

Dans les secteurs ouest et sud de la nappe, plus vastes, deux axes principaux de drainage sont également constatés :

- dans la zone occidentale, celui-ci se fait en direction de l'ouest vers l'Océan Atlantique. Des axes de drainage locaux sont observés vers les grands lacs côtiers (Cazaux-Sanguinet, Carcans-Hourtin, Biscarrosse, Lacanau) et le Bassin d'Arcachon.
- plus au sud, il suit les bassins hydrologiques de l'Adour et de la Midouze.

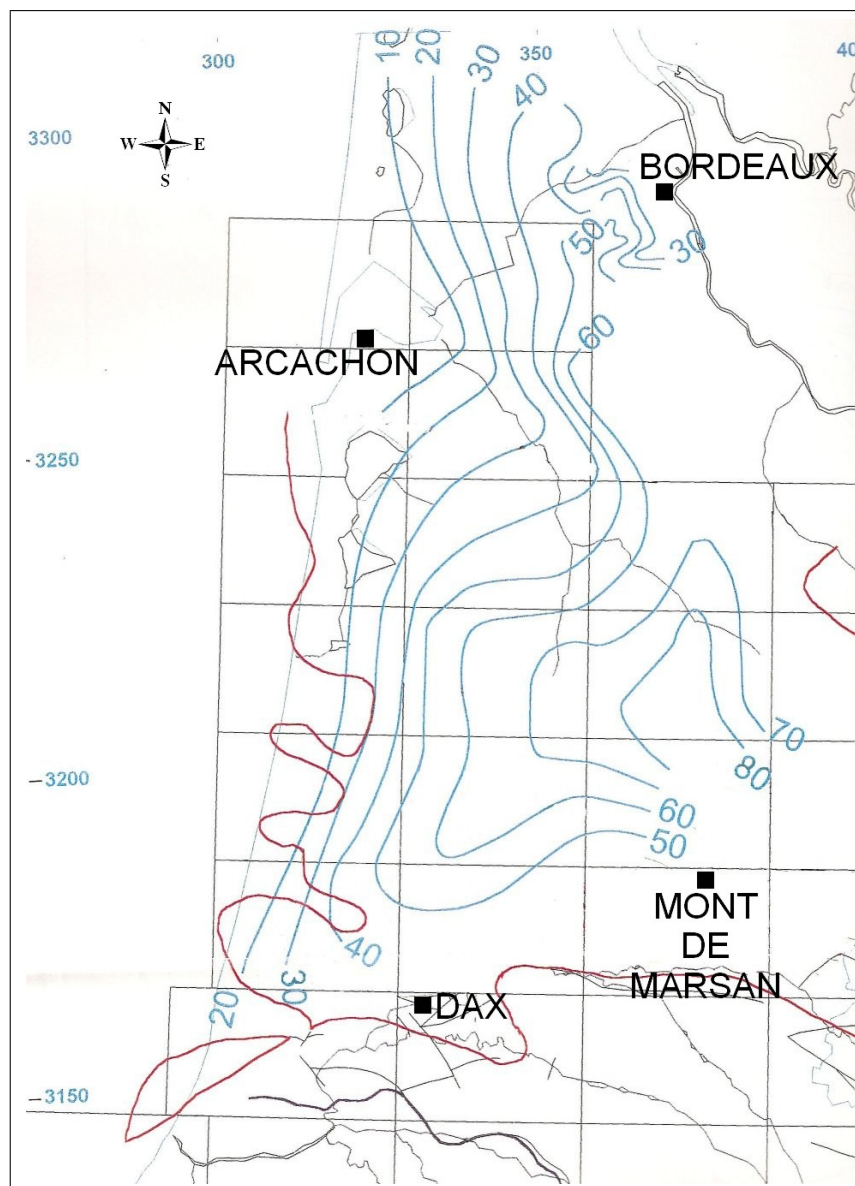


FIG. 1.31 – Surface piézométrique de la nappe du Miocène [d'après SDAGE 1996]

Les zones de recharge

L'absence de surfaces d'affleurement très étendues souligne que la recharge de ce réservoir se fait essentiellement par drainance verticale descendante à travers les formations sus-jacentes du Plio-Quaternaire [ALLARD (1981)].

Les exutoires naturels

Cette nappe est drainée sur la majeure partie de la zone d'étude par les différents cours d'eau. Les exutoires reconnus de cette nappe se situent principalement sur les zones d'affleurements. Différentes sources actuelles ou maintenant taries peuvent ou pouvaient produire des débits non négligeables. C'est le cas des sources de la Poste à Mont-de-Marsan, de Poustagnac à Saint-Paul-lès-Dax [DAGUIN (1948)] et de Pujo-le-Plan et Cap de Bosc.

Géochimie de la nappe

L'eau de la nappe Miocène est généralement de bonne qualité. Elle est peu minéralisée (150 à 300 mg.L⁻¹) et son pH est toujours légèrement basique. Vers le littoral, la teneur en chlorure augmente. Elle est très peu sulfatée [ASTIÉ (1964)]. Elle a, localement, des fortes concentrations en fer (20 mg.L⁻¹). Dans la région de Captieux, cette eau peut être impropre à la consommation du fait de teneurs en arsenic d'origine naturelle importantes.

1.2.2.2 L'aquifère de l'Oligocène

Définition du réservoir, extension et affleurements

Les faciès réservoirs en continuité hydraulique et d'extension régionale sont principalement carbonatés et se situent plutôt au centre ouest du Bassin Aquitain (Figure 1.32). Ces assises calcaires se sont déposées durant un cycle transgression-régression. Au nord, on retrouve "le calcaire à Astéries", en rive droite de la Garonne, qui désigne les dépôts affleurants. En rive gauche, les faciès calcaires sont également dominants (calcaires à Polypiers bioclastiques de type péri-récifal, calcaires cristallins fissurés, calcaires marneux). Au sud, les faciès sont essentiellement formés par les calcaires gréseux du Stampien [CAZAL et POUCHAN (1977)].

Vers l'est, quelques faciès réservoirs sont reconnus dans les dépôts continentaux sous forme de lentilles sableuses ou de calcaires lacustres englobés dans la molasse mais n'ont pas d'extension importante.

Les formations affleurantes se localisent presque essentiellement en rive droite de la Garonne entre Agen au sud et la zone de confluence de la Dordogne et de la Garonne au nord.

Les épontes

Au toit de cet aquifère, la figure 1.30 présentée précédemment montre la grande étendue des contacts directs avec l'aquifère Miocène dans le nord du Bassin Aquitain ainsi que dans une zone plus limitée au sud-est. Au sud-ouest, le toit de l'aquifère est représenté par des formations imperméables qui varient de 5 à 100 mètres d'épaisseur. Cette dernière peut atteindre 300 mètres à l'ouest de Mimizan.

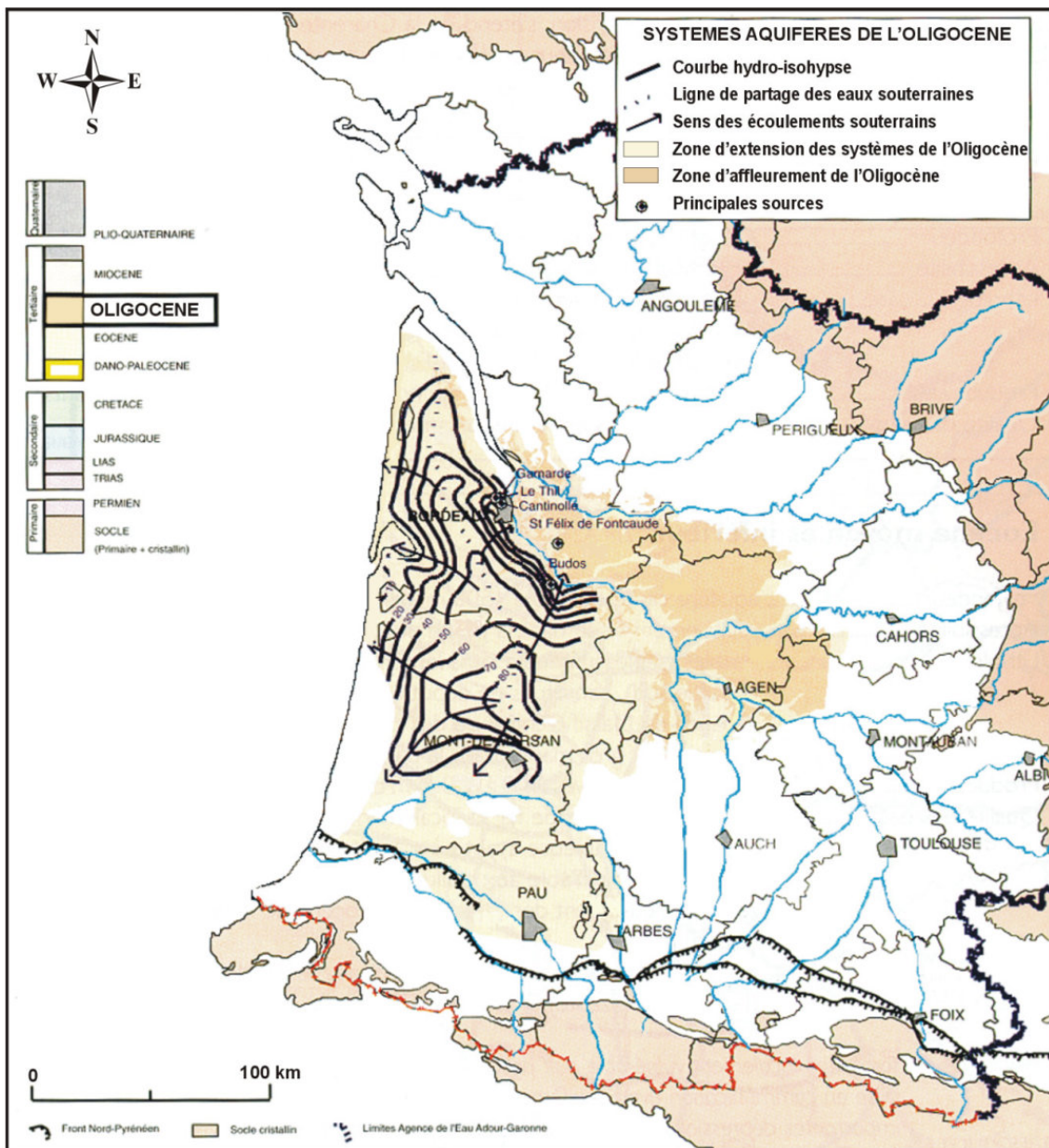


FIG. 1.32 – Limites d'extension de l'aquifère de l'Oligocène [MAUROUX et DANNEVILLE (1996)]

Cet aquifère est généralement bien isolé des aquifères sous-jacents par des faciès imperméables dont l'épaisseur dépasse les 100 mètres aux alentours de Bordeaux et au niveau de la presqu'île du Cap Ferret [HOSTEINS (1982)] (Figure 1.33). Vers Hourtin, dans le secteur de Saint-Symphorien et le Bassin d'Arcachon, l'épaisseur de cette éponte régresse jusqu'à disparaître permettant des contacts directs avec les aquifères sous-jacents.

Dans le sud, l'aquifère est également bien isolé par des faciès imperméables éocènes dont l'épaisseur varie d'est en ouest de 100 à 1000 mètres.

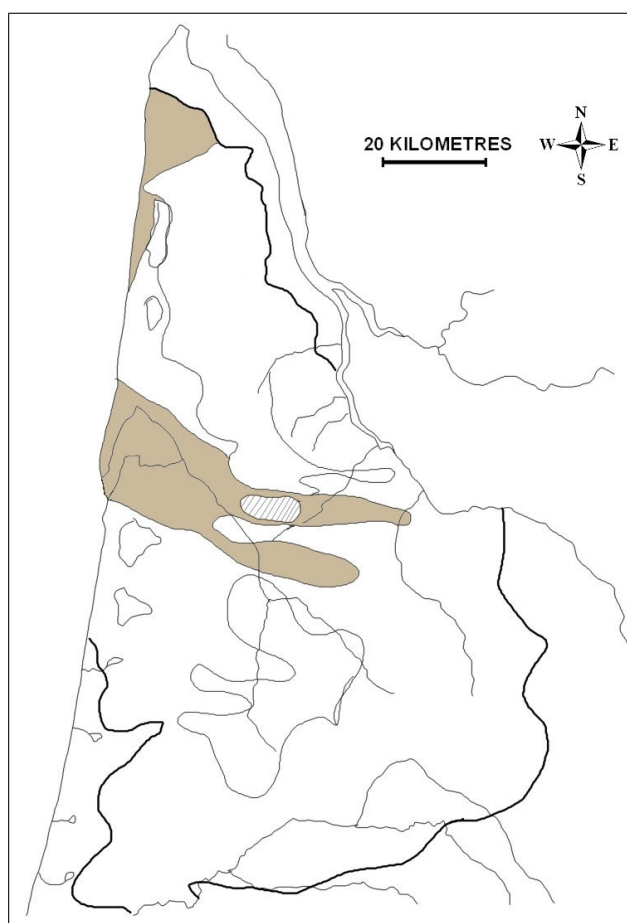


FIG. 1.33 – Zones de communications potentielles entre l’aquifère de l’Oligocène et de l’Eocène ou Crétacé [HOSTEINS (1982)]

Géométrie de l’aquifère

Des affleurements de la rive droite de la Garonne, l’aquifère s’enfonce vers la façade Atlantique pour atteindre -1000 m NG au sud du Bassin de Parentis (forage de Contis 1).

L’épaisseur varie de quelques mètres sur les zones affleurantes jusqu’à plus de 200 mètres aux sud de Parentis.

Les paramètres hydrodynamiques

La porosité mesurée pour cet aquifère varie de 16% à 28% dans la zone sud [BOURGINE et *al.* (1999)]. Dès 1972, ASTIÉ et *al.* (1972) présente une carte de perméabilité dont la valeur médiane est égale à $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. HOSTEINS (1982) obtient des perméabilités issues de l’interprétation de pompages d’essai d’environ $4.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$.

Les transmissivités obtenues sont de l’ordre de $2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ au nord et au sud, et de $5.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ au centre du Bassin Aquitain. Les coefficients d’emménagement dans la région bordelaise et d’Arcachon s’échelonnent entre 1.10^{-3} et 1.10^{-5} .

Morphologie piézométrique

L'esquisse piézométrique présentée sur la carte d'extension de l'aquifère (Figure 1.32) montre deux grandes directions de drainage de la nappe séparées par une crête piézométrique de direction sud-nord entre Mont-de-Marsan et Lesparre-Médoc. Ainsi une partie des eaux est drainée vers la Garonne à l'est avec des gradients assez élevés au nord, l'autre vers l'océan Atlantique à l'ouest. Dans la partie sud, les eaux sont drainées vers le Bassin de l'Adour.

Cette esquisse semble suggérer que cet aquifère est bien isolé des autres au centre et dans la partie ouest. Dans la zone sud et est les axes de drainage et la morphologie de la surface piézométrique semblent similaires à ceux de l'aquifère Miocène laissant à penser qu'il existerait des relations entre ces deux nappes.

Les zones de recharge

La morphologie de la surface piézométrique en rive gauche de la Gironde, et plus particulièrement la localisation de la crête piézométrique dans des zones où les affleurements oligocènes n'existent que très peu si ce n'est à la faveur d'accidents structuraux, indique une alimentation de la nappe par celles sus-jacentes par drainance verticale descendante. Celle-ci se ferait alors principalement au niveau des zones de contact direct entre cet aquifère et celui du Miocène. En effet, l'axe de cette ligne de partage des eaux souterraines coïncide avec celui des zones de communications potentielles entre ces deux réservoirs présentés en figure 1.30.

Les faibles surfaces affleurantes de la rive gauche constituent également des zones privilégiées d'alimentation mais n'ont sans doute qu'une portée locale.

Les exutoires naturels

A l'ouest de la ligne de partage des eaux souterraines, l'Océan Atlantique constitue sans doute l'exutoire potentiel de ce réservoir soit par des phénomènes diffus à travers le Miocène ou directs. Des études océanographiques ont notamment montré l'existence de calcaires oligocènes karstifiés affleurants susceptibles de constituer des exutoires de cette nappe.

A l'est, la Garonne et ses affluents drainent potentiellement les eaux de ce réservoir par l'intermédiaire de leurs alluvions ou par des sorties directes dans leurs lits.

Un peu plus d'une centaine de sources ont été dénombrées à l'est et au sud-est permettant l'exhaure des eaux de cette nappe.

Géochimie de la nappe

Les eaux souterraines sont en général de bonne qualité. Les faciès sont bicarbonatés-calciques dans la région Bordelaise et dans le sud. Le long du littoral, l'eau est chloruré-sodique.

1.2.3 Les aquifères d'extension régionale sous-jacents

1.2.3.1 L'aquifère du Paléocène

Définition du réservoir, extension et affleurements

Les faciès de l'aquifère du Paléocène, de nature essentiellement carbonatée, sont représentés par des

calcaires, des dolomies et des grès. Autour du site des Landes de Siougos, secteur le mieux connu, ce réservoir montre une alternance de niveaux calcaires plus ou moins dolomités [SOROSTE (1987); ARMAND et CAPDEVILLE (1992); Institut EGID (1992a); Institut EGID (1992b)]. Ses limites sont dues à la dégradation des propriétés réservoirs par variations latérales de faciès.

La zone à propriété réservoir qui occupe presque toute la partie sud du Bassin Aquitain, s'étend selon une direction ESE-WNW sur 300 kilomètres de long sur une largeur de 20 à 60 kilomètres pour une superficie de l'ordre de 12000 km² (Figure 1.34).

Les affleurements du Paléocène sont très restreints. Ils sont observés principalement le long des Petites Pyrénées à l'est de Saint-Gaudens et sur la bordure méridionale de la Montagne Noire. Quelques affleurements sont également reconnus sur les flancs de l'anticlinal d'Audignon et des structures de Bastennes Gaujacq et de Louer.

Les épontes

Le toit de cet aquifère est représenté par les faciès marneux et argileux de l'Eocène inférieur. Les zones de contact direct avec l'aquifère sus-jacent des Sables Infra-Molassiques ont été abordées précédemment. Le mur de ce réservoir Paléocène est représenté par les formations du Sénonien supérieur en grande partie aquifère.

Géométrie de l'aquifère

De même que le réservoir des Sables Infra-Molassiques, cet aquifère est affecté par les différents accidents structuraux. Son toit varie des affleurements à plus de -2500 m NG dans les synclinaux. Son épaisseur, également très variable, a tendance à augmenter du nord vers le sud et fluctue entre 50 mètres et 400 mètres.

Les paramètres hydrodynamiques

De par sa grande profondeur, il existe peu de données concernant les paramètres hydrodynamiques de cet aquifère excepté pour le paramètre de porosité. C'est un aquifère à double porosité et à double perméabilité [POUCHAN et al. (1991)]. Ce type de réservoir est formé d'une matrice poreuse séparée en blocs par un réseau de fractures interconnectées [BEAR et al. (1993)].

La porosité, à dominante matricielle et fissurale, augmente sensiblement du sud-est vers le nord-ouest de 12 à 28%. Dans les zones dolomitisées, la porosité de matrice mesurée sur carotte est de l'ordre de 20 %, alors que dans les cas où les phénomènes de diagénèse sont absents, elle est seulement de 4,5% [PARIZE et al. (1992); MORO (1999); CEREPi et al. (2003)].

Les données de transmissivité, peu nombreuses pour ce réservoir, ont été estimées entre $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Dans les zones de bordures plus fracturées et karstifiées, ces valeurs peuvent atteindre $10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Les données de perméabilité recensées évoluent entre $1 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et $4 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Une valeur de perméabilité de $5,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ au forage thermal de SPDX dans la région Dacquoise est proposée [LE FANIC (2005)].

L'utilisation de méthodes pétrophysiques permet de "caractériser" la perméabilité matricielle de cet aquifère. Ainsi K_M est de l'ordre de $4,5 \cdot 10^{-9} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à $2,2 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ [MORO (1998)] sur les essais réalisés

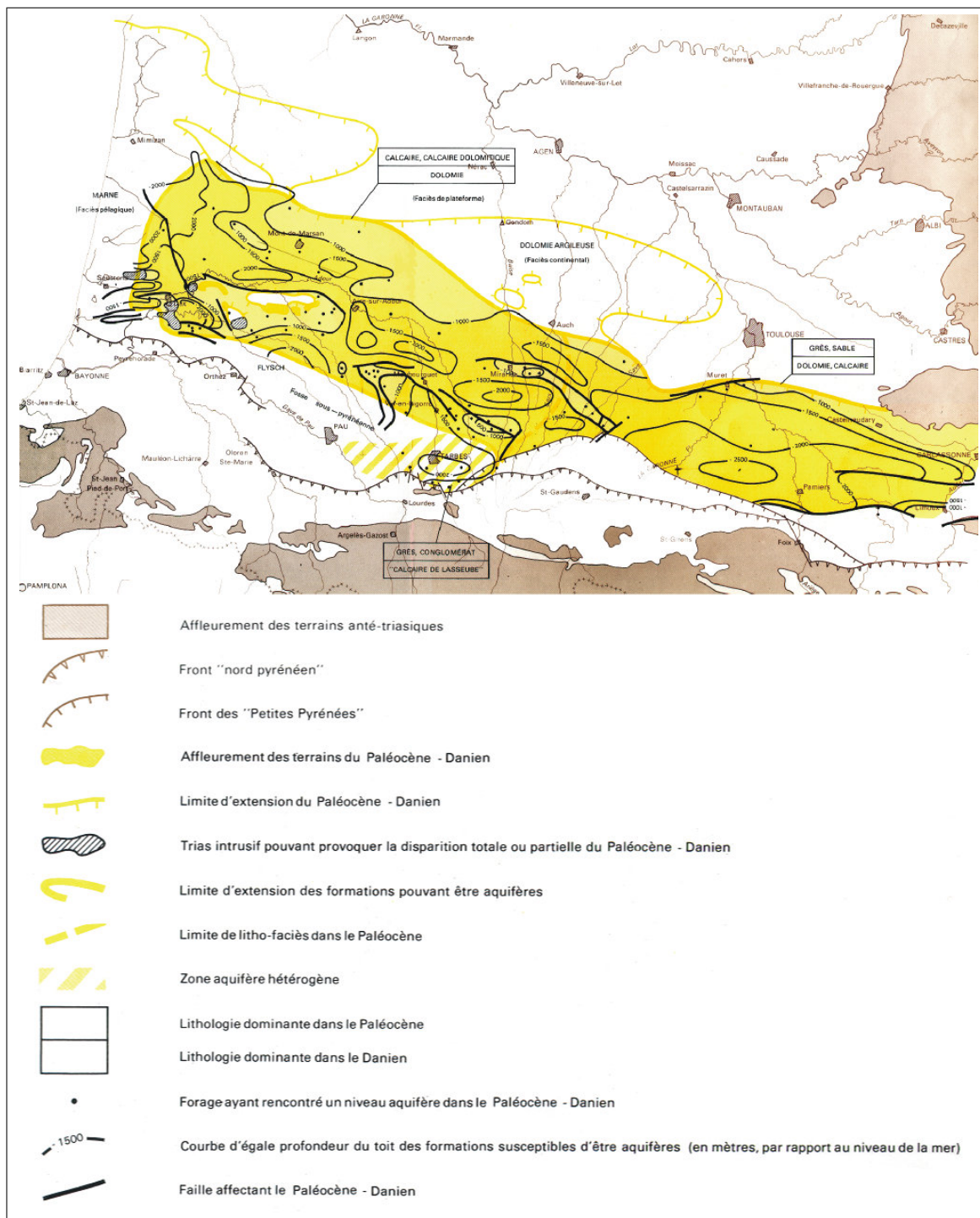


FIG. 1.34 – Extension des faciès aquifères du Paléocène [HOUSSE et MAGET (1977)]

sur la carotte calcaire du forage de Gourbera 1. Des essais effectués aux alentours des synclinaux du Bas-Adour montrent des valeurs de $1.10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ [MORO (1998)] pour les calcaires paléocènes mais, dans l'environnement des structures, dans des couches plus dolomitésés, K_M peut atteindre $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ [LE FANIC (2005)].

Quelques valeurs de coefficient d'emmagasinement ont pu être approchées. Ainsi, sur le site des Landes de Siougous, S seraient de l'ordre de 10^{-4} . Ce qui implique un coefficient d'emmagasinement spécifique de 10^{-6} m^{-1} . Le forage de Lannecaube en Bigorre montre un S_S égal à $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$.

Morphologie piézométrique

L'esquisse piézométrique présentée ici est corrigée des effets de température (Figure 1.35).

La morphologie de la surface piézométrique montre un axe de drainage principal est-ouest en direction du Bassin de l'Adour.

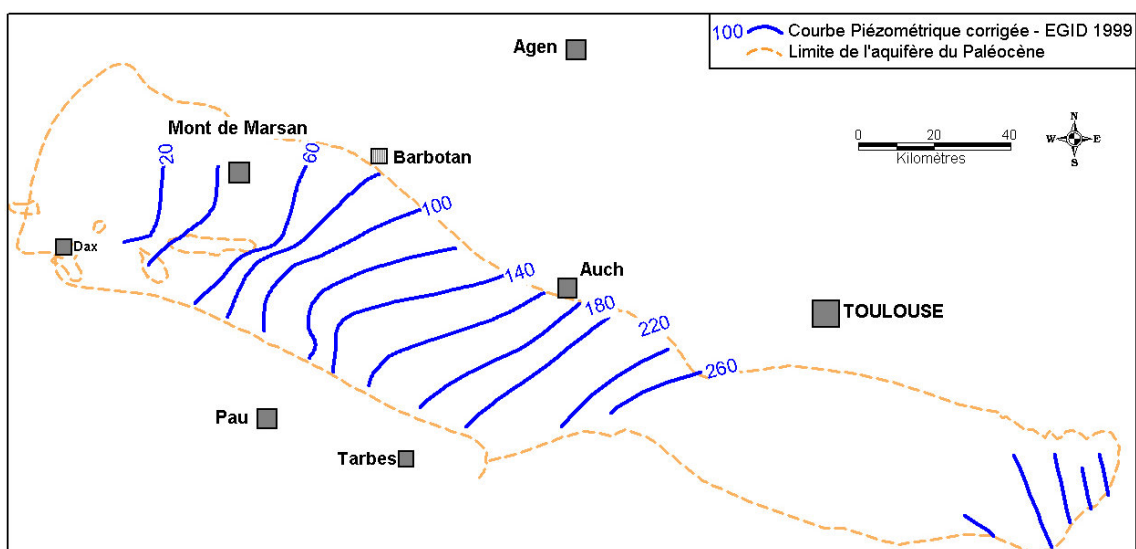


FIG. 1.35 – Piézométrie de la nappe du Paléocène [Institut EGID (1999)]

Les zones de recharge

Les zones de recharge supposées de cet aquifère sont à rechercher essentiellement au droit des zones d'affleurement et notamment le long des Petites Pyrénées [GUESSAB (1970)]. Néanmoins, étant donné la faible superficie de ces affleurements, on peut penser que l'alimentation de cet aquifère se fait en grande partie par relais de l'aquifère sus-jacent des Sables Infra-Molassiques, soit au droit des zones de contact direct entre ces deux aquifères ou bien par drainance verticale à travers l'aquitard les séparant.

Les exutoires naturels

Les accidents structuraux correspondent à autant de zones d'exutoires possibles de cet aquifère. Ces exutoires peuvent être visibles dans le cas de sources reconnues (sources de Peyradère et dans le cours du Bahu au niveau de l'anticlinal d'Audignon, source des Eschourdes à Donzacq, sources thermales de Préchacq) [POUCHAN et al. (1985); POUCHAN (1986); Institut EGID (1990)]. Il est fort probable que dans de nombreux secteurs des exutoires occultes puissent drainer les eaux de cette nappe, en particulier sous les alluvions de l'Adour [POUCHAN (1979)].

Géochimie des eaux de la nappe paléocène

Dans les zones productives kartsifiées et dolomitisées, l'eau est douce et de bonne qualité [HOUSSE et MAGET (1977)]. Le faciès des eaux est principalement bicarbonaté-calcique. Dans les zones profondes, Bassin de Pamiers et sillon Nord-Pyrénéen, la salinité est élevée.

Au droit des structures diapiriques, la salinité peut augmenter sensiblement du fait de contacts entre la dolomie et le Trias salifère à la faveur de jeux de failles, l'eau devenant chlorurée-sodique et sulfatée-magnésienne [BLAVOUX et al. (1993)].

1.2.3.2 L'aquifère du Crétacé supérieur

Définition du réservoir, extension et affleurements

Le découpage adopté pour définir les faciès aquifères de ce réservoir correspond à celui proposé par HOUSSE et MAGET (1977). Deux unités sont envisagées (Figure 1.36) :

- 1 - L'unité supérieure correspondant au Sénonien supérieur, où le faciès varie latéralement pour être tantôt réservoir tantôt aquitard ;
- 2 - L'unité inférieure, du Cénomaniens au Sénonien inférieur, dont le faciès de plate-forme est très étendu et où les propriétés réservoirs sont assez constantes sur tout le domaine d'extension.

Ainsi dans le sud-ouest aquitain, le faciès réservoir du Sénonien supérieur est représenté par des formations carbonatées. D'est en ouest, ces propriétés réservoirs sont hétérogènes ; ainsi les faciès passent latéralement d'argiles sableuses (non aquifères) à des calcaires et dolomies (aquifères), puis à des calcaires crayeux (considérés comme des formations très peu aquifères), des Marnes (non aquifères) et enfin à des dolomies (aquifères) vers la côte (Figure 1.36). Dans l'extrême sud-est, le faciès est représenté dans le Bassin de Pamiers par les "grès d'Alet" potentiellement aquifères.

L'unité inférieure, représentée par les formations cénomaniennes à sénoniennes supérieures, est constituée de calcaires et de dolomies et également de grès dans le sud-est.

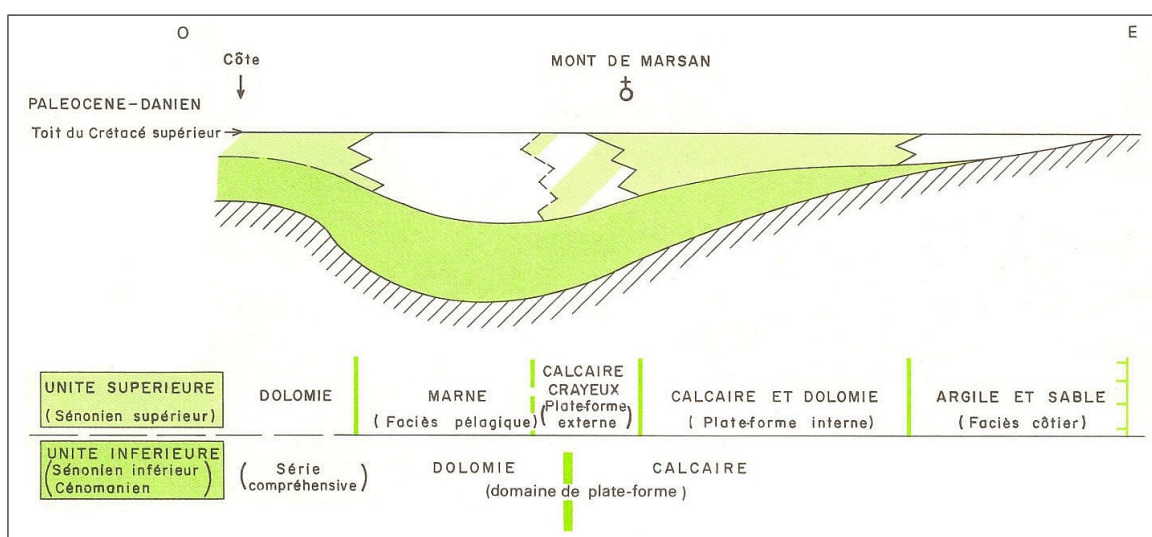


FIG. 1.36 – Disposition schématique des faciès de l'aquifère du Crétacé supérieur [HOUSSE et MAGET (1977)]

Différentes cartes d'extension de l'aquifère du Crétacé supérieur existent, celle présentée (Figure 1.37) est issue de la synthèse de celles réalisées par HOUSSE et MAGET (1977) et MAUROUX et DANNEVILLE (1996) et à partir de l'étude de logs forages. Ce réservoir occupe toute la partie ouest du Bassin Aquitain, il est donc absent sur toute la bordure orientale excepté dans une bande d'environ 35 kilomètres de largeur dans la zone méridionale au nord des Petites Pyrénées.

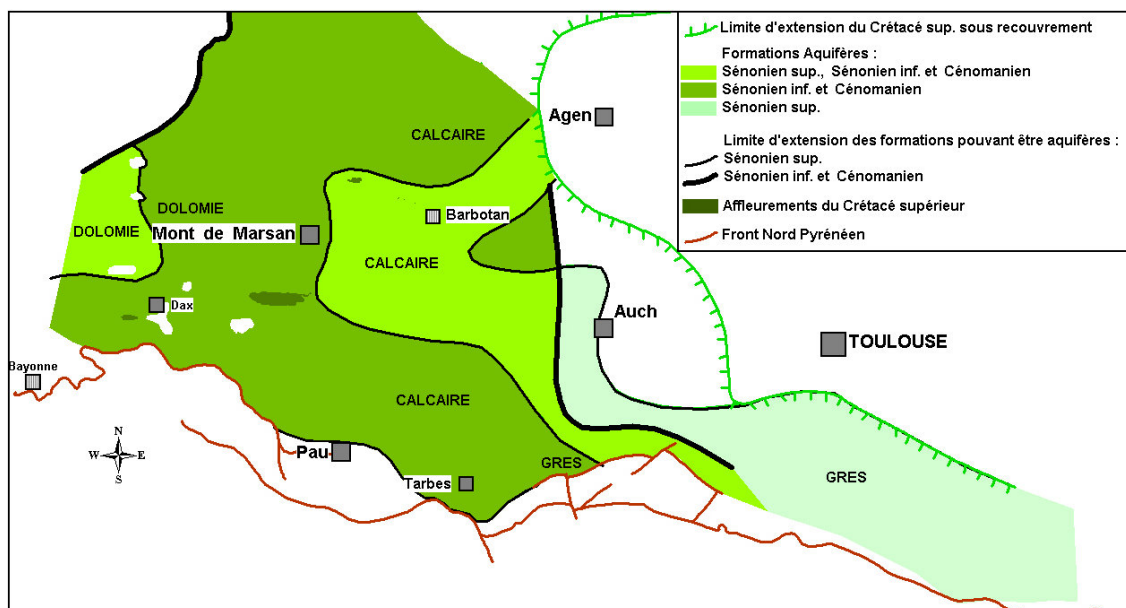


FIG. 1.37 – Limites d'extension des faciès aquifères du Crétacé supérieur sur la zone d'étude [d'après HOUSSE et MAGET (1977) et MAUROUX et DANNEVILLE (1996)]

Les affleurements des faciès aquifères du Crétacé supérieur semblent exclusivement localisés le long des accidents structuraux. Ainsi les retrouve-t-on au droit des structures d'Audignon et de Roquefort où ils affleurent très largement. Quelques pointements, moins étendus sont également reconnus aux environs de Créon d'Armagnac et au dôme de Cézan-Lavardens, le long de la flexure Celtaquitaine. Au nord du Bassin, dans le sud des Charentes et en Dordogne, ces formations affleurent très largement selon une bande de direction sud-est - nord-ouest.

Les épontes

Le toit de cet aquifère est représenté par le Paléocène réservoir (zone de contact direct entre les deux aquifères) ainsi que par les formations peu perméables du Sénonien supérieur dans d'autres secteurs (calcaires crayeux et marnes). Au nord de Barbotan, les contacts sont directs avec l'aquifère des Sables Infra-Molassiques.

Le mur est constitué par les formations jurassiques à l'est et par celles du Crétacé inférieur à l'extrême ouest qui peuvent être aquifères dans certains secteurs. Au sud, la base de ce réservoir est formée par un niveau argileux assez constant qui l'isole bien des réservoirs sous-jacents.

Géométrie de l'aquifère

De même que les réservoirs précédents, la géométrie de cet aquifère est complexe. Dans les synclinaux,

des profondeurs de plus de 3000 mètres par rapport au niveau de la mer, comme dans le synclinal d'Arzacq et le Bassin de Pamiers, sont courantes. Les épaisseurs très variables sont plus importantes vers le sud et l'ouest et la puissance des couches, au minimum d'environ 50 mètres, peut atteindre 600 mètres dans certains secteurs.

Les paramètres hydrodynamiques

Il existe également très peu de données concernant les paramètres hydrodynamiques de cet aquifère de par sa grande profondeur. Du fait des propriétés de la matrice aquifère, semblables à celle du Paléocène (double porosité), la porosité mesurée sur carotte est de l'ordre de 20 à 25% dans les faciès dolomitiques et d'environ 4% dans les zones compactes [MORO (1999)]. MARSAUD *et al.* (1993) déduisent une valeur de porosité de 0,8% sur le piézomètre de Bebezer dans les Landes à partir de l'analyse de l'incidence barométrique et des marées terrestres. Ils ajoutent que cette valeur est comparable à celles connues pour les aquifères karstiques en partie colmatés.

La perméabilité des grès et calcaires dans la région d'Arcachon varie de 10^{-6} m.s⁻¹ à 10^{-5} m.s⁻¹ [HOUSSE et MAGET (1977)].

Des valeurs de perméabilité de 3.10^{-4} m.s⁻¹ sur le forage thermal de Saint-Christophe et de $3,9.10^{-4}$ m.s⁻¹ sur celui des Baignots ont été estimées à Dax [LE FANIC (2005)].

La perméabilité matricielle des zones profondes dolomitisées est de l'ordre de 1.10^{-8} m.s⁻¹. Dans les zones plus dolomitisées du Sénonien supérieur K_M est aux alentours de 1.10^{-5} m.s⁻¹ [CEREPI *et al.* (2003)].

De nombreux indices de karstification ont été remarqués durant la réalisation de sondages profonds indiquant qu'un réseau de fractures est très bien développé dans l'environnement de zones affectées par l'halocinèse [LE FANIC (2005)]. Les perméabilités de fractures (K_F), déduites à partir de carottes aux alentours de Dax, sont comprises entre 0.4 m.s⁻¹ et 1 m.s⁻¹.

Des coefficients d'emmagasinement ont pu être estimés par MARSAUD *et al.* (1993) sur le piézomètre de Bebezer. Ce coefficient est compris entre 1.10^{-5} et 2.10^{-5} pour une épaisseur d'aquifère de 20 à 40 mètres.

Morphologie piézométrique

L'esquisse piézométrique ici n'a pas été corrigée des effets de température (Figure 1.38). De plus, il faut préciser que les données utilisées pour réaliser cette esquisse sont incertaines car issues de tests de pression sur des forages pétroliers.

L'examen de cette carte montre tout de même deux axes de drainage principaux : un premier de direction sud-nord et un second est-ouest en direction du Bassin de l'Adour. Cette dernière direction est identique à la direction principale de drainage du Paléocène et permet d'envisager des communications entre les deux nappes. La surface piézométrique semble s'équilibrer avec le niveau de l'Océan Atlantique.

Les zones de recharge

Les zones d'affleurement de cet aquifère étant très restreintes, son alimentation directe à travers ces zones l'est donc également.

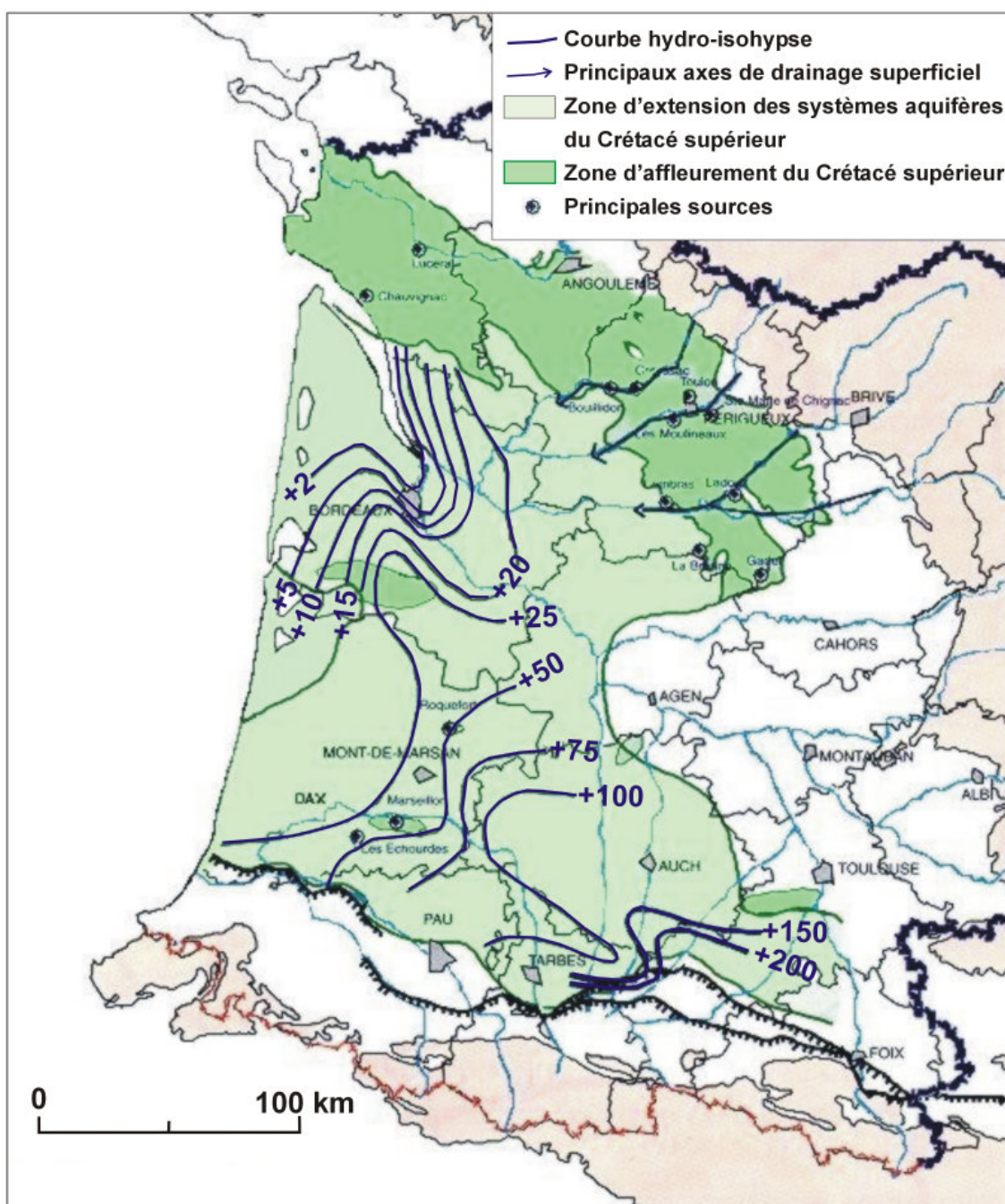


FIG. 1.38 – Esquisse piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur [d’après MAUROUX et DANNEVILLE (1996)]

Les secteurs de communication directe avec les aquifères sus-jacents (Paléocène et Sables Infra-Molasiques) correspondent sans doute aux zones privilégiées d’alimentation de ce réservoir. Certains des accidents structuraux dont les flancs sont dolomités et fortement fracturés sont également des lieux qui peuvent participer à la mise en charge de cet aquifère.

Les exutoires naturels

A l'échelle régionale, la surface piézométrique qui semble s'équilibrer avec le niveau océanique indique que ce dernier est un exutoire final potentiel de cette nappe. Deux hypothèses sont émises :

- des relations directes avec des aquifères sus-jacents à proximité de la ligne de rivage et en contact avec l'Océan Atlantique pourraient permettre la remontée des eaux de la nappe du Crétacé supérieur.
- cet aquifère est probablement développé sur une partie de la marge continentale, sous l'Océan. Des sorties sous-marines directes dans le golfe de Gascogne pourraient être possibles au niveau du canyon du Capbreton. Des phénomènes de drainance verticale ascendante à travers les formations peu perméables sus-jacentes de la marge continentale sont également envisageables.

Les sources thermales de Dax ainsi que celle de Marseillon [POUCHAN (1986)], situées sur la structure d'Audignon, sont des exutoires reconnus de cette nappe.

Géochimie de la nappe

Selon les dépôts qui forment ce réservoir, la profondeur, la proximité de structures, les eaux du Crétacé supérieur présentent divers faciès :

- des **eaux bicarbonatées calciques** : observées à proximité des affleurements, à l'ouest du Bassin, le long de structures ; ces eaux sont généralement peu minéralisées.
- des **eaux bicarbonatées sodiques** : généralement douces, elles se situent dans les formations gréseuses et calcaréo-gréseuses le long du front des Petites Pyrénées.
- des **eaux sulfatées calciques et sodiques** : localisées en profondeur au nord des grands accidents structuraux du sud du bassin, elles se caractérisent par des temps de résidence importants.
- des **eaux chlorurées sodiques** : limitées à l'aplomb d'accidents structuraux, ces eaux seraient la résultante d'écoulements le long de masses salifères et/ou de failles injectées de sel triasique.

En général, ces eaux sont peu minéralisées ($<2 \text{ g.L}^{-1}$), excepté à proximité des structures salifères et des bassins profonds de Parentis et de Pamiers.

1.2.3.3 L'aquifère du Crétacé inférieur

Définition du réservoir, extension et affleurements

L'aquifère du Crétacé inférieur se situe sur deux zones géographiques distinctes correspondant à deux grands domaines subsidents de sédimentation : le Bassin de Parentis à l'ouest et ceux de l'Adour et de Mirande au sud. Les faciès aquifères de ces deux unités sont essentiellement carbonatés (calcaire et dolomie) et localement gréseux. L'extension de ce réservoir est difficile à appréhender car les faciès varient rapidement.

Comme pour le Crétacé supérieur, deux ensembles composent cet aquifère [HOUSSE et MAGET (1977)] :

- 1 - Albien et Aptien supérieur au sommet,
- 2 - Aptien inférieur - Barrémien et Néocomien à la base.

Dans le Bassin de Parentis (Figure 1.39) :

- L'ensemble supérieur :

Les faciès sont représentés par des calcaires et des dolomies en bordure de ce bassin. Au centre et vers l'est, les faciès deviennent gréseux. La carte permet de situer l'extension des formations aquifères au niveau de la marge continentale

- L'ensemble inférieur :

Les faciès sont très variés dans ce bassin et sont principalement représentés par des calcaires et des calcaires gréseux au sud et à l'ouest. Vers le nord-est, le faciès devient principalement gréseux.

Dans les Bassins de l'Adour et de Mirande :

- L'ensemble supérieur :

Les calcaires plus ou moins dolomités représentent le faciès le plus développé dans ce secteur. Ils sont entrecoupés par des faciès marneux. Sur la zone la plus occidentale, les faciès deviennent gréseux.

- L'ensemble inférieur :

Seuls les calcaires barrémiens représentés par des calcaires bioclastiques constituent le faciès réservoir. Cette unité est déconnectée de l'ensemble supérieur par les marnes dites de "Sainte Suzanne" de l'Aptien inférieur.

Il existe très peu d'affleurements dans le Bassin sud Aquitain si ce n'est au droit des structures, et plus particulièrement dans le Bassin de l'Adour au niveau d'Audignon.

En raison de la grande profondeur et de la faible extension de cet aquifère qui offre peu d'intérêt contrairement aux aquifères sus-jacents, ce réservoir a été très peu étudié.

Les épontes

Dans le Bassin de Parentis, le toit est représenté par les marnes albiennes qui isolent en grande partie cet aquifère. Une zone très restreinte, au nord ouest de ce bassin, semble en contact direct avec l'aquifère du Crétacé supérieur.

Dans le Bassin de l'Adour cet aquifère est recouvert par une épaisse formation de marnes pélagiques albiennes et albo-aptiennes.

Au mur, ces formations crétacées communiquent largement avec celles potentiellement aquifères du Jurassique, que ce soit dans le Bassin de Parentis ou bien dans ceux de l'Adour et de Mirande.

Géométrie de l'aquifère

Dans le bassin de Parentis, la profondeur de l'aquifère fluctue de -500 m NG à -2000 m NG pour des épaisseurs de 250 mètres à 100 mètres. Dans ceux de l'Adour et de Mirande, la profondeur de l'aquifère

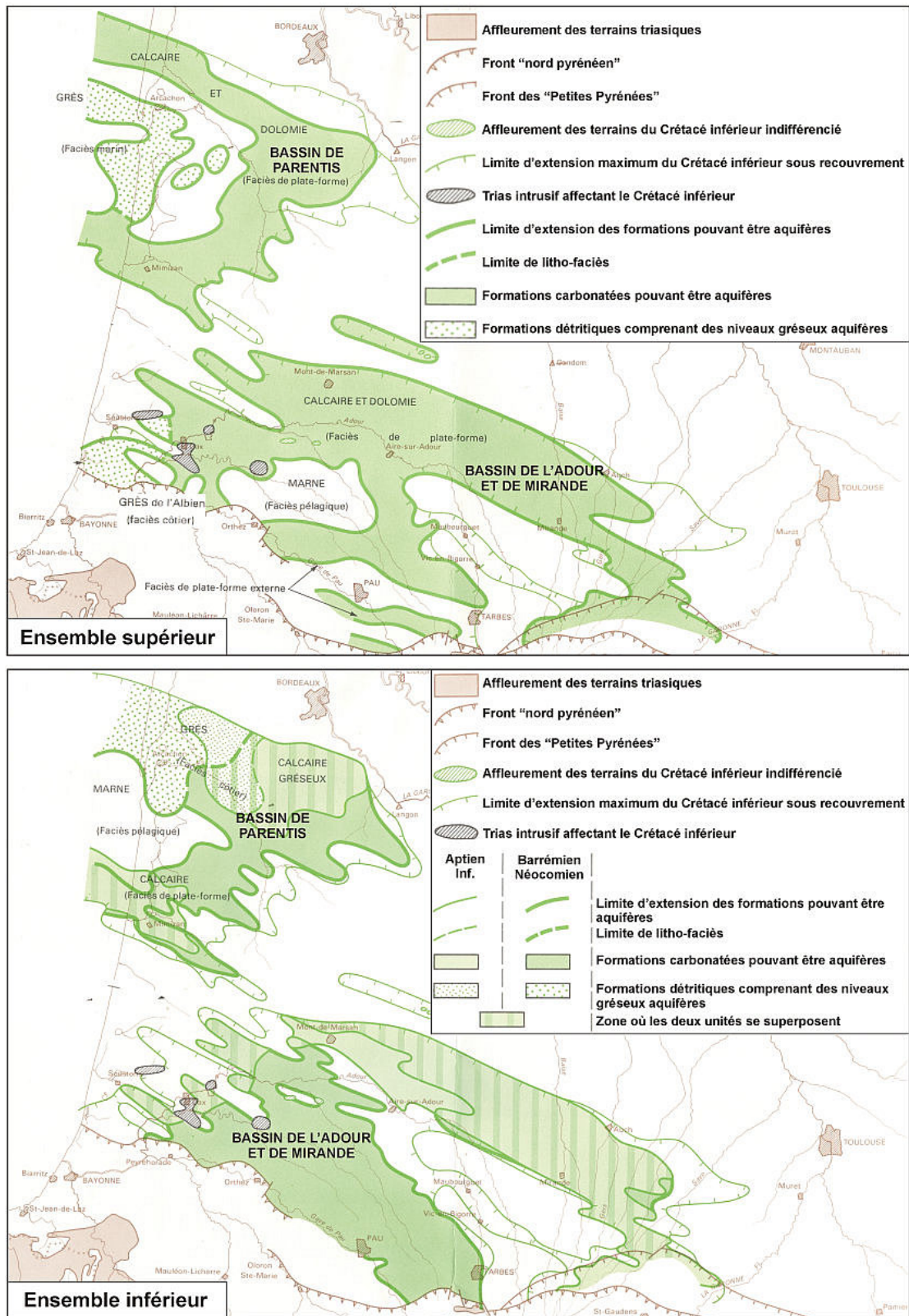


FIG. 1.39 – Extension de l'aquifère du Crétacé inférieur [HOUSSE et MAGET (1977)]

varie des affleurements (Audignon) jusqu'à des profondeurs de plus de -6000 m NG dans le synclinal d'Arzacq.

Les paramètres hydrodynamiques

Quelques valeurs de porosité, se situant entre 4% et 15%, ont été approchés et sont récapitulés dans le rapport BRGM R40633 [BOURGINE et *al.* (1999)]. Les indices de karstification et de fracturation sont nombreux, que ce soit dans le Bassin de Parentis ou dans ceux de l'Adour et de Mirande.

Des valeurs de perméabilité, déterminées à partir d'essais sur forages pétroliers, varient entre 10^{-5} m.s⁻¹ et 10^{-6} m.s⁻¹.

Morphologie piézométrique

Il n'existe pas de réelle esquisse présentant la surface piézométrique de cet aquifère. Les seules mesures réalisées l'ont été à partir de mesures de pression dans les forages pétroliers. Or, des indices de gaz rencontrés dans ces niveaux provoquent des surpressions qui limitent alors l'établissement de niveaux piézométriques [HOUSSE et MAGET (1977)]. Seule la piézométrie réalisée à partir de mesures dans l'ensemble supérieur albo-aptien a pu être établie. Elle montre une analogie avec la surface piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur qui pourrait s'expliquer par les larges zones de communication entre ces deux réservoirs.

Les zones de recharge

Les relations directes avec les aquifères sus-jacents constituent vraisemblablement le seul mode d'alimentation de cet aquifère.

Les exutoires naturels

Les eaux de cet aquifère peuvent potentiellement être drainées par les aquifères sus-jacents et remonter à la faveur de structures dans le Bassin du Bas-Adour.

Dans le Bassin de Parentis, aucun exutoire n'est connu ; toutefois des hypothèses peuvent être émises et correspondent à celles déjà énoncées pour l'aquifère du Crétacé inférieur sus-jacent soit :

- des relations directes avec des aquifères sus-jacents pourraient permettre la remontée des eaux de cette nappe,
- des phénomènes de drainance verticale ascendante à travers des formations peu perméables sus-jacentes à proximité de la ligne de rivage ou bien sous la marge continentale sont également envisageables.

Géochimie de la nappe

Que ce soit dans le Bassin de Parentis ou de l'Adour et de Mirande, les eaux présentent une salinité plus ou moins importante.

Dans celui de Parentis, la salinité a tendance à augmenter vers le centre du bassin en fonction de la profondeur.

Dans le Bassin sud, les salinités de l'ensemble supérieur sont moins importantes qu'à la base du Crétacé.

La nappe du Bassin de l'Adour est salée et son faciès est chloruré-sodique. Des traces d'hydrocarbures ont également été repérées. Dans le secteur central du Bassin de Mirande, la salinité est inférieure à 1 g.L^{-1} au sommet du réservoir. En dehors de cette zone, les teneurs en sel croissent rapidement, les concentrations en chlorures sont alors importantes.

1.2.3.4 L'aquifère du Jurassique supérieur et moyen

Définition du réservoir, extension et affleurements

Le système aquifère du Jurassique supérieur et moyen comporte deux ensembles bien individualisés définis par des propriétés réservoirs différentes en fonction du faciès et de ses variations latérales.

Un premier ensemble est constitué des formations portlandiennes et kimméridgiennes supérieures. Cet ensemble, carbonaté, est composé essentiellement de calcaires fortement dolomités communément appelés "dolomie de Mano".

Un second ensemble est formé de calcaires, de dolomies et de dolomies oolithiques et gravelles du Kimméridgien inférieur, de l'Oxfordien et du Dogger.

Ce réservoir, de par la nature qui compose sa matrice, est fortement karstifié.

Cet aquifère s'étend sur la majeure partie du Bassin Aquitain. Le sud-ouest est essentiellement représenté par les formations de l'ensemble supérieur (Bassins subsidés de Parentis ainsi que dans ceux de l'Adour et de Mirande). L'ensemble inférieur est quant à lui essentiellement présent sur la partie est du Bassin Aquitain ainsi qu'au nord d'un axe Angoulême-Rochefort (Poitou-Charentes) (Figure 1.40).

Il affleure largement sur les bordures est et nord du Bassin Aquitain (Causses du Quercy et du Périgord, Poitou-Charentes). Quelques pointements ont également été reconnus aux alentours de l'anticlinal de Créon-d'Armagnac, le long de la flexure Celtaquitaine.

Les épontes

Au toit, la dolomie de Mano communique très largement avec les formations carbonatées aquifères du Crétacé. Les brèches sommitales peu perméables du Jurassique peuvent toutefois limiter les communications entre ces aquifères. Plus à l'est, les niveaux calcaires sont directement en contact avec les Sables Infra-Molassiques de l'Eocène. Le mur est constitué par les marnes toarciennes sur la quasi-totalité du Bassin permettant ainsi l'isolement avec les aquifères sous-jacents.

Géométrie de l'aquifère

Des affleurements, ce réservoir s'envoie dans les synclinaux jusqu'à plus de 8000 mètres de profondeur par rapport au niveau de l'Océan. La géométrie est alors difficilement appréhendable du fait des nombreux accidents tectoniques. La puissance de cet aquifère, très variable, fluctue entre quelques mètres au niveau des zones affleurantes pour atteindre plus de 1000 mètres dans la partie sud du Bassin.

Les paramètres hydrodynamiques

Du fait de la grande profondeur du réservoir dans la zone étudiée, il existe très peu d'informations concernant les paramètres hydrodynamiques. L'aspect vacuolaire et fracturé de la dolomie de Mano notamment,

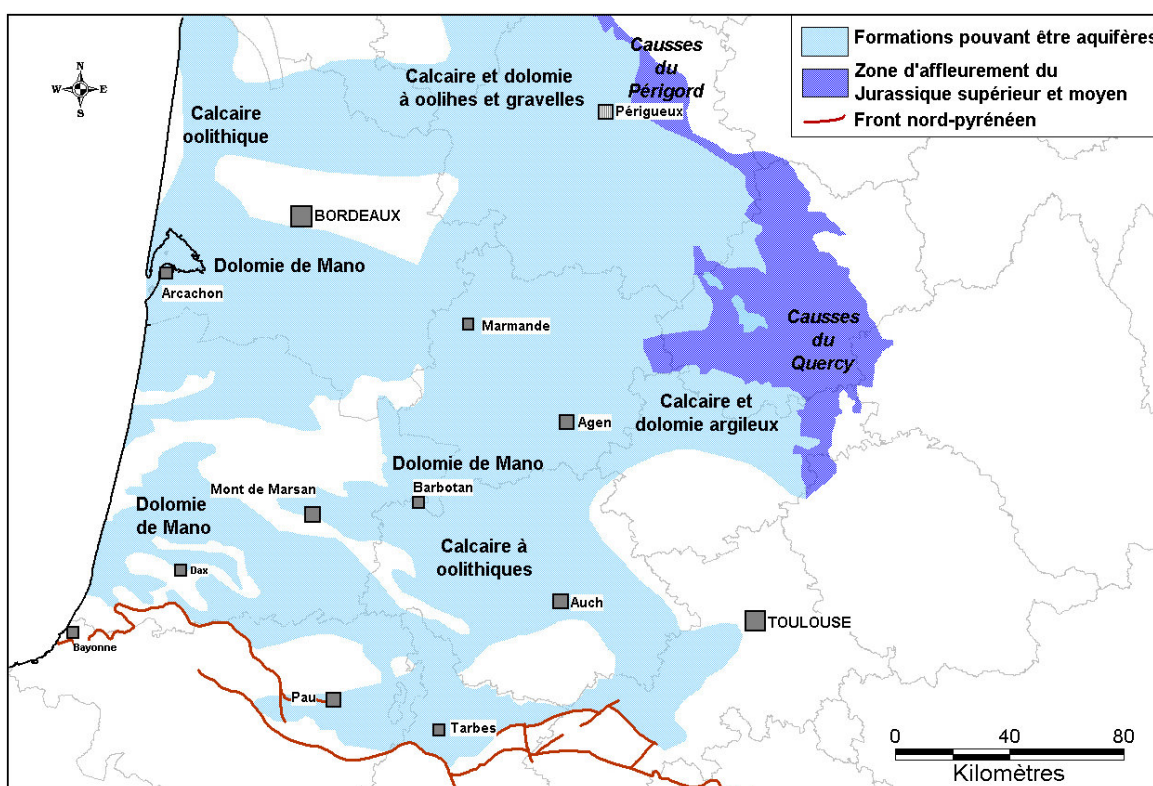


FIG. 1.40 – Extension de l’aquifère du Jurassique supérieur et moyen [d’après MAUROUX et DANNEVILLE (1996)]

dénote une certaine porosité de cette formation.

A proximité des affleurements est, entre Agen et les Causses du Quercy, et sur l’anticlinal de Créon-d’Armagnac, des paramètres de transmissivité et de perméabilité ont été estimés à partir de pompes d’essais. Ainsi les transmissivités trouvées pour ces secteurs varient de $2,2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et les perméabilités de $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Morphologie piézométrique

Les données piézométriques issues de mesures de pression étant trop rares et corrompues par les gaz présents au sein de l’aquifère, aucune esquisse piézométrique n’a pour le moment pu être tracée au sud du Bassin-Aquitain.

Les zones de recharge

Les zones d’affleurements étendues et fortement karsifiées en bordure du Massif Central constituent un des modes d’alimentation privilégiés de cet aquifère. Vers le sud, les zones de communication directe avec les aquifères sus-jacents semblent être un moyen d’alimentation à ne pas négliger.

Les exutoires naturels

D’importantes résurgences de la nappe sont connues dans la vallée du Lot, en amont de Fumel (Lot-et-Garonne). Les autres exutoires peuvent hypothétiquement être les aquifères sus-jacents qui pourraient

drainer la nappe du Jurassique par l'intermédiaire des zones de communication directe.

Géochimie de la nappe

L'eau est douce sur une grande partie de l'aquifère, la salinité augmentant rapidement à l'approche des zones peu perméables et profondes. Dans le Lot-et-Garonne, les eaux sont assez douces ($< 3,5 \text{ g.L}^{-1}$) et présentent une amplification de la minéralisation du nord vers le sud [AUROUZE *et al.* (1996)].

1.3 Géothermie du Bassin Aquitain

L'énergie géothermique produite par les couches internes, essentiellement par désintégration d'isotopes radioactifs, se dissipe lentement sous forme de flux de chaleur vers la surface. Il en résulte une augmentation de la température en fonction de la profondeur à partir du sol. Pour quantifier ce phénomène, la notion de gradient géothermique est utilisée. Le gradient géothermique moyen pour la terre est de l'ordre de $3 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ qui correspond à un flux de chaleur égal à 63 mW.m^{-2} .

A la surface du globe, quelques secteurs singuliers sont soumis à des phénomènes géothermiques plus intenses que la normale, c'est le cas des zones de rifts océaniques ou continentaux ou en bordures de zones montagneuses. Des masses rocheuses anormalement chaudes proches de la surface peuvent également générer de telles anomalies de température en surface. Les manifestations naturelles liées à ces phénomènes sont par exemple les sources chaudes et les geysers.

En dehors de ces zones singulières, l'eau contenue dans les roches est portée à la température de la matrice qui est d'autant plus chaude qu'elle est profonde. A la faveur d'accidents structuraux, ces eaux chaudes peuvent remonter rapidement à la surface. C'est le cas des sources chaudes connues depuis l'Antiquité comme Barbotan, Eugénie-les-Bains, Castéra-Verduzan pour les Sables Infra-Molassiques. A Dax, le diapir salifère favorise la propagation de la chaleur, des gradients locaux dépassent les $15^\circ/100\text{m}$ dans la zone thermique [ALEZINE (1987)].

En 1977, HOUSSE et MAGET (1977) proposent une carte du gradient géothermique en Aquitaine à partir de données de forages (Figure 1.41). L'analyse de cette planche montre un gradient géothermique en moyenne peu élevé. Les évolutions sont principalement dues aux variations de profondeur et d'épaisseur des formations ainsi qu'aux accidents structuraux.

Au sud de la flexure Celtaquitaine, le gradient géothermique est relativement faible lorsque les dépôts sédimentaires sont très épais (de $2.8^\circ\text{C}/100\text{m}$ à $3.2^\circ\text{C}/100\text{m}$). C'est encore plus le cas dans les zones où les dépôts pélagiques prédominent : flysch du sillon nord-pyrénéen, marnes du Bassin de Parentis à faible conductivité thermique.

Dans certains secteurs, ce gradient géothermique est plus important, c'est le cas :

- à proximité du socle cristallin et cristallophyllien : en bordure de du Massif Central, au droit d'accidents structuraux (Audignon, Manbourguet,...),

- lorsqu’il y a présence de roche à conductivité thermique importante (roches salifères dans le cas présent) en injection dans les anticlinaux du sud Aquitain (Audignon, Garlin, Manbourguet, Tercis, Aurignac,...) ou constituant les diapirs (Sébastienpol, Dax, Préchacq, Thétieu),
- lors de remontée d’eau profonde à la faveur de réseaux faillés ou le long de couches redressées (Dax, Barbotan),
- en présence de formations carbonatées fracturées et vacuolaires sur d’importantes épaisseurs. La conductivité thermique apparente est d’autant plus grande que la roche contient du gaz (Lacq, Pau-Meillon).

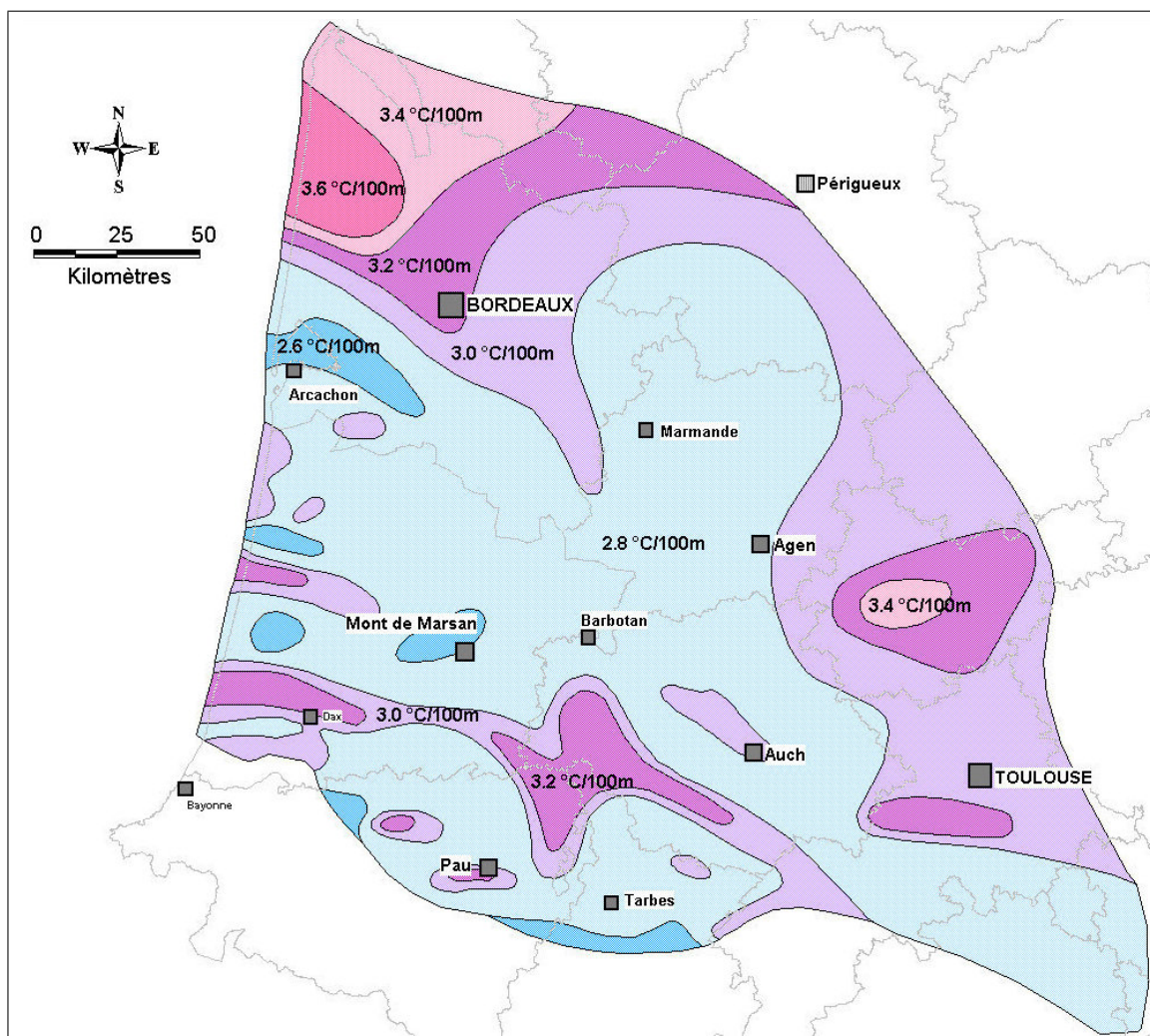


FIG. 1.41 – Carte du gradient géothermique en Aquitaine [HOUSSE et MAGET (1977)]

1.4 Une ressource exploitée

1.4.1 Prélèvements dans les aquifères profonds

Les forages qui exploitent les aquifères profonds de la zone d'étude intéressent essentiellement les aquifères des Sables Infra-Molassiques, du Paléocène et du Crétacé supérieur. Les aquifères du Crétacé inférieur et du Jurassique ne sont, à notre connaissance, pas exploités étant donné leur grande profondeur dans le sud de l'Aquitaine.

Les eaux prélevées sont destinées principalement à l'alimentation en eau potable et dans une moindre part à l'industrie, le thermalisme, la géothermie et l'irrigation.

1.4.1.1 Exploitation de la nappe des Sables Infra-Molassiques

Les données des volumes prélevés annuellement ont été fournies par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et récupérées dans BENHAMMOUDA *et al.* (1999). Ces volumes proviennent soit de relevés de compteur, soit d'estimation à partir des durées de pompage. Quand ce type de données n'existe pas, les volumes correspondent aux volumes maximum autorisés.

Sur les départements du sud du Bassin Aquitain, les volumes prélevés n'ont pas cessé d'augmenter depuis 1980 (Figure 1.42). En 2004, ce volume était proche de 13.10^6 m^3 (données de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne) avec $7,2.10^6 \text{ m}^3$ pour le sud de la région Aquitaine et $5,8.10^6 \text{ m}^3$ pour la région Midi-Pyrénées.

La répartition moyenne des prélèvements selon les usages est la suivante :

- Alimentation en eau potable : 72%
- Thermalisme : 9%
- Industrie : 7%
- Irrigation : 6%
- Géothermie : 5%

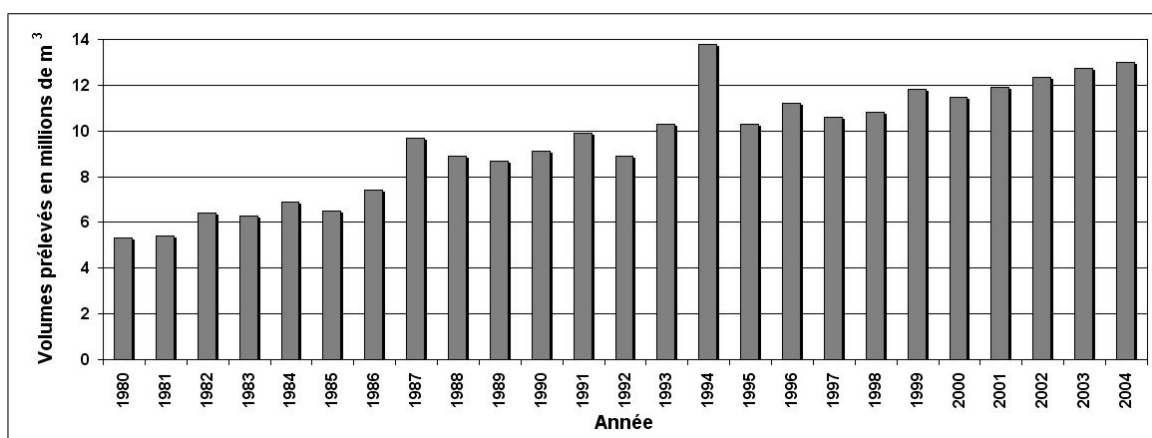


FIG. 1.42 – Evolution des prélèvements dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques

Les volumes prélevés sur la nappe de Sables Infra-Molassiques entre 1995 et 2004 sont donnés en annexe A. En 1995, année de recensement la plus complète pour les différents aquifères, les volumes prélevés

sur la nappe des Sables Infra-Molassiques étaient d'environ $10,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. La localisation géographique des différents captages et les volumes prélevés durant cet année sont présentés sur la figure 1.43.

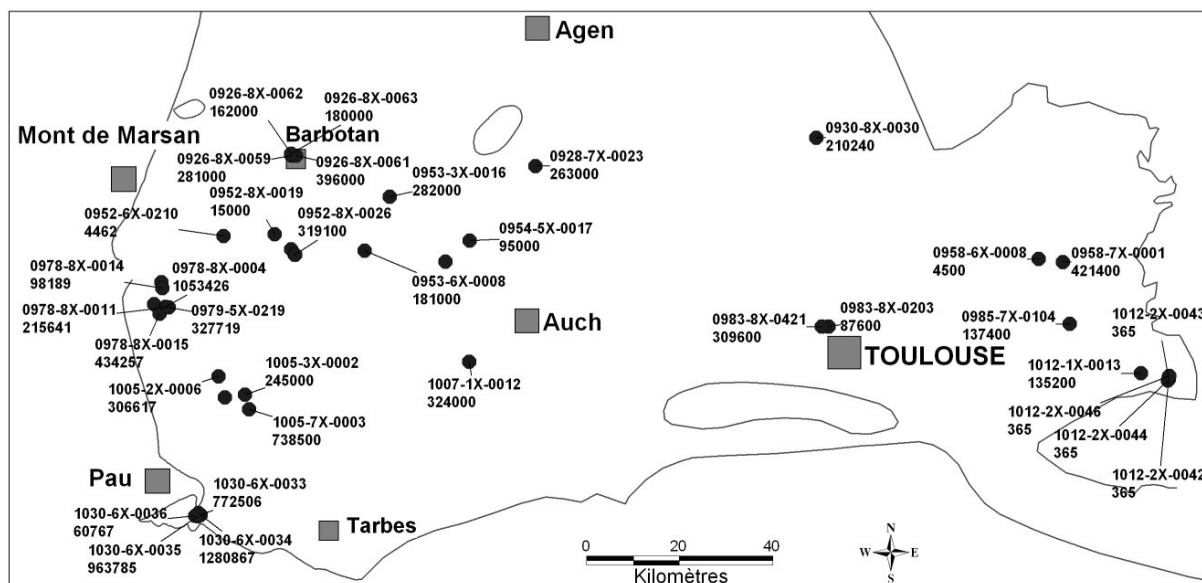


FIG. 1.43 – Prélèvements dans la nappe des Sables Infra-Molassiques en 1995 (en m^3)

1.4.1.2 Exploitation de la nappe du Paléocène

En 1995, le volume d'eau prélevé sur la nappe du Paléocène était proche de $3,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. 53% de ce volume étaient utilisés à des fins thermales et 46% pour l'irrigation.

Ces captages se situent principalement en bordures de la ride anticlinale d'Audignon et du diapir de Thétieu. Aucun forage n'exploite la nappe du Paléocène à l'est d'Eugénie-les-Bains (Figure 1.44).

1.4.1.3 Exploitation de la nappe du Crétacé supérieur

Environ $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ d'eau étaient prélevés sur la nappe du Crétacé en 1995. La répartition de ces prélèvements était la suivante :

- Alimentation en eau potable : 35%
- Thermalisme : 29%
- Géothermie : 26%
- Irrigation : 10%

Comme pour la nappe du Paléocène, aucun forage ne semble capter cette nappe à des fins d'exploitation dans la partie est de la zone étudiée. Les ouvrages présentés sur la figure 1.45 se situent sur les bordures et au coeur des structures anticlinales quand cet aquifère affleure (Roquefort, Audignon, Dax).

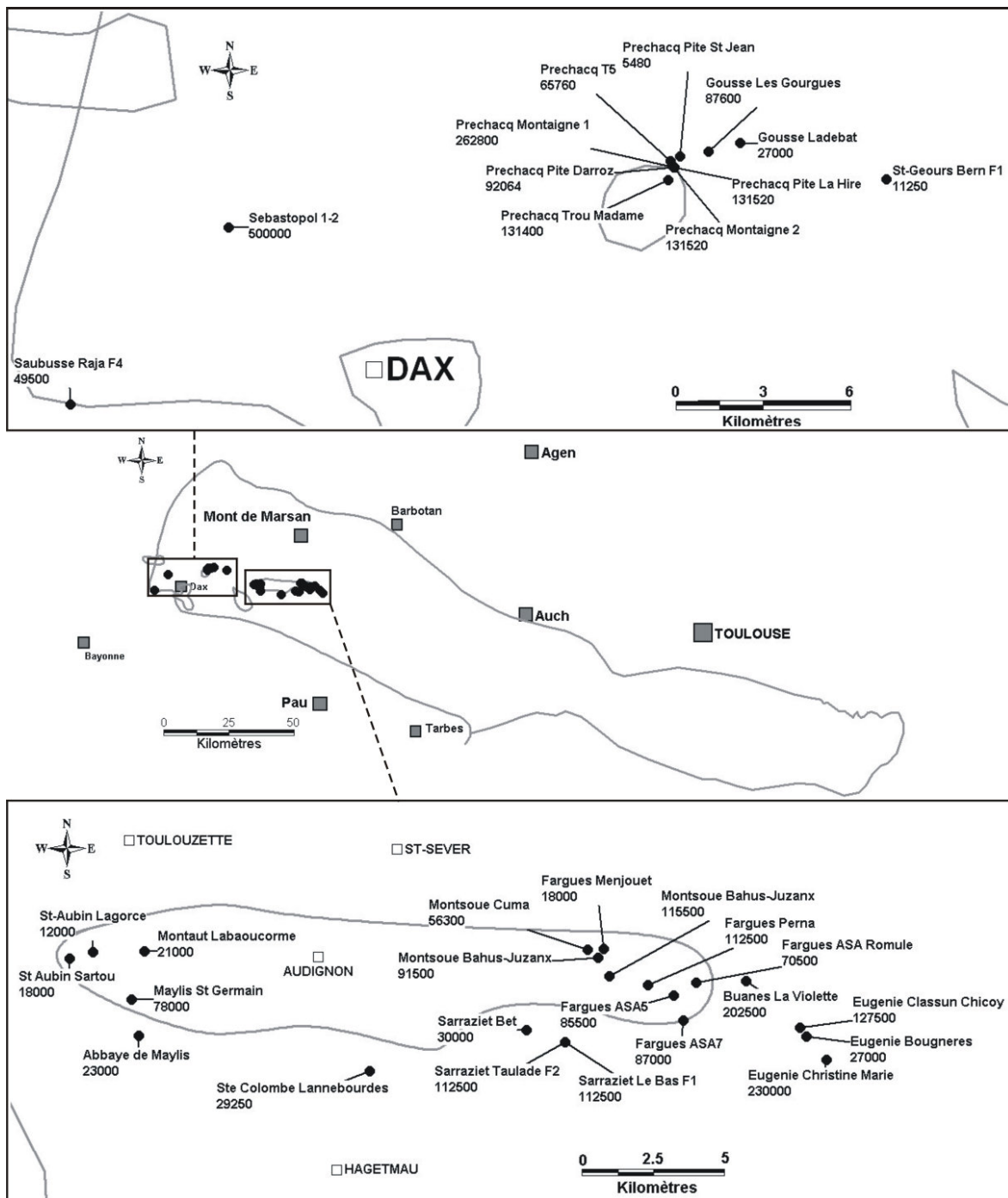


FIG. 1.44 – Prélèvements dans la nappe du Paléocène en 1995 (en m³) [d'après les données de BOURGINE et al. (1999)]

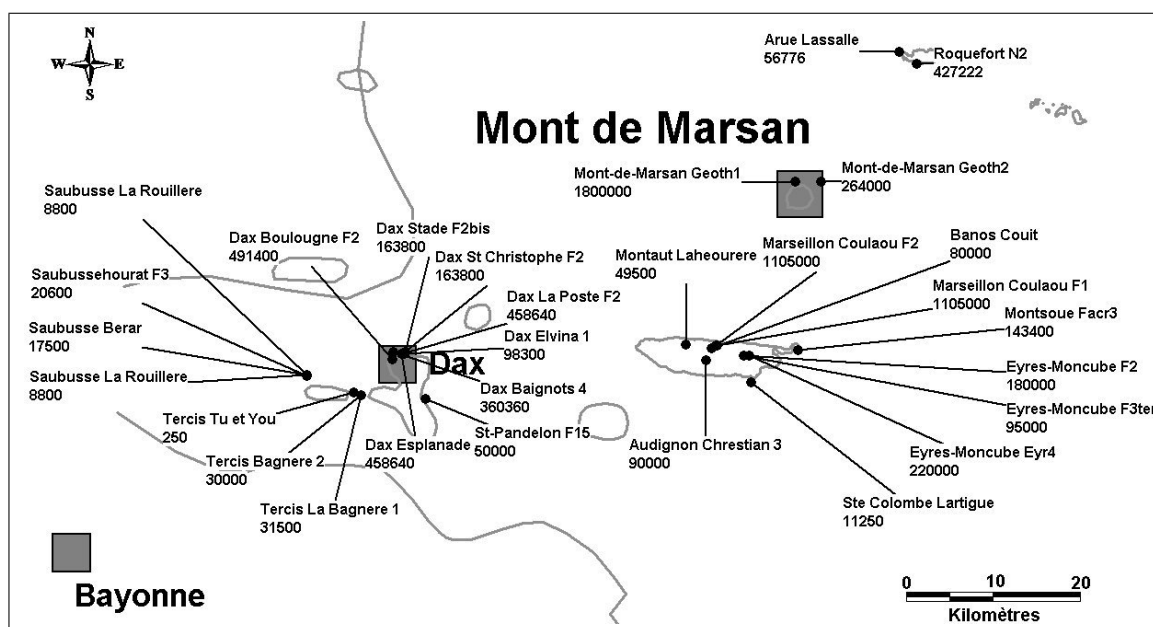


FIG. 1.45 – Prélèvements dans la nappe du Crétacé supérieur en 1995 (en m³) [d’après les données de BOURGINE et al. (1999)]

1.4.2 Une exploitation singulière

1.4.2.1 La géothermie et le thermalisme

Il est difficile de dissocier la géothermie du thermalisme. En effet, tous deux ont un axe commun représenté par la chaleur interne de la terre. Bien que le mot "géothermie" soit défini comme la science qui étudie les phénomènes thermiques internes du globe terrestre, dans cette partie la géothermie sera perçue plutôt comme le principe de l’exploitation de cette chaleur. Le thermalisme n’étant finalement qu’une utilisation de cette énergie géothermique par le biais de ressources d’eau chaude.

Le principe de la géothermie consiste à utiliser la chaleur issue des profondeurs de la terre, le plus souvent sous forme d’eau. On distingue généralement trois formes d’énergie géothermale en fonction de la température :

- **La géothermie de haute énergie** (température supérieure à 180°C). Elle est utilisée essentiellement pour la production d’électricité.
- **La géothermie de moyenne énergie** (de 100°C à 180°C). Elle est également exploitée principalement pour produire de l’électricité.
- **La géothermie de basse énergie** (température comprise entre 30°C à 100°C). Elle couvre un large éventail d’utilisation : chauffage urbain, industriel et de serres, thermalisme, piscines, piscicultures...

Il existe une quatrième forme communément appelée "géothermie de très basse énergie" (de 10°C à 30°C). Le terme géothermie est ici abusif car la chaleur récupérée est élevée à l’aide notamment de pompes à chaleur.

La géothermie en Aquitaine

Dans le Bassin Aquitain, l'usage d'énergie géothermique ne concerne que celle de basse température. Les ouvrages de valorisation dans le sud sont répertoriés dans le tableau 1.1.

Commune	Nom du forage	Température de l'eau	Année de mise en service	Utilisation	Aquifère capté
St-Paul-lès-Dax (40)	SEB1	46,5°C	1979	Chauffage Thermes + piscine	Paléocène
St-Paul-lès-Dax (40)	SPDX 1	61,5°C	1996	Piscine/locaux municipaux	Paléocène
Mont-de-Marsan (40)	GMM1	43°C	1975	/	Cénomaniien
Mont-de-Marsan (40)	GMM2	/	1984	Chauffage urbain	Cénomaniien
Argelouse (40)	SORE1A	≈50°C	2000	Chauffage de bassins piscicoles	
Blagnac (31)		58°C	1981	Chauffage de logements collectifs	Sables Infra-Molassiques
Lamazères (32)		57°C	1981	Chauffage de serres	Sables Infra-Molassiques
Nogaro (32)		50°C	1986	Chauffage de bassins piscicoles	Sables Infra-Molassiques

TAB. 1.1 – Utilisation de la géothermie dans le sud du Bassin Aquitain

Le potentiel géothermique dans le Sud-Aquitain est sous utilisé au vu du peu d'ouvrages utilisant cette ressource. Concernant la nappe des Sables Infra-Molassiques, cette énergie n'est exploitée que dans trois communes (Blagnac, Lamazères et Nogaro).

Le thermalisme en Aquitaine

L'homme a recherché les eaux chaudes pour se soigner dès les premiers âges de l'humanité. Les premières traces de leur utilisation ont été estimées à 3000 av. J.-C en Grèce, en Italie et en Egypte. Mais c'est avec l'Empire Romain que sont fondés les premiers "thermes". Après la chute de cet empire, il faudra attendre le XVIe siècle pour voir le thermalisme renaître. C'est Henri IV qui crée la Charte des eaux minérales. A la fin du XIXe siècle, avec le développement du chemin de fer sous le Second Empire, les villes d'eau se multiplient et se popularisent. Mais c'est à partir de 1950 que les soins thermaux s'ouvrent au plus grand nombre avec la prise en charge de ce type de soins par la Sécurité Sociale.

SCHOELLER (1961) définit un classement des eaux thermales en trois catégories en fonction de la température de l'eau par rapport à celle du sol ou de la moyenne annuelle de l'air :

- **hyperthermes** ou **thermales** si $\theta > \theta_{ma} + 4^{\circ}\text{C}$ ou $\theta > \theta_s + 2^{\circ}\text{C}$
- **orthothermes** si $\theta = \theta_{ma}$ à $\theta_{ma} + 4^{\circ}\text{C}$ ou $\theta = \theta_s \pm 2^{\circ}\text{C}$
- **hypothermes** si $\theta < \theta_{ma}$ ou $\theta < \theta_s - 2^{\circ}\text{C}$

avec θ la température de l'eau [Θ], θ_{ma} la température moyenne annuelle de l'air [Θ], θ_s la température du sol [Θ].

Sur les 150 thermes existants en activité en France, 31 sont localisés dans les régions Aquitaine et Midi-Pyrénées, et seuls 11 en dehors de la zone pyrénéenne :

- Eugénie-les-Bains (Landes)
- Préchacq-les-Bains (Landes)
- Dax (Landes)
- Saint-Paul-les-Dax (Landes)
- Saubusse-les-Bains (Landes)
- Tercis-les-Bains (Landes)
- Barbotan-les-Thermes (Gers)
- Castera-Verduzan (Gers)
- Lectoure (Gers)
- Aurensan (Gers)
- Casteljaloux (Lot-et-Garonne)

Les thermes qui intéressent la zone d'étude sont ceux situés dans le Gers et celui d'Eugénie-les-Bains (Landes). Bien qu'Aurensan soit considéré comme une ville thermale, ses eaux sont "froides", autour de 13°C et ne proviennent pas d'un aquifère profond mais de circulation superficielle à travers des argiles à galets datant de la fin du Miocène. Les eaux des autres thermes appartiennent aux groupes des eaux hyperthermes selon la classification de SCHOELLER (1961).

Les paragraphes qui suivent s'attacheront à présenter les différentes stations thermales du secteur d'étude et leurs principales caractéristiques hydrogéologiques et physico-chimiques (Figure 1.46). Les caractéristiques géologiques et structurales ont été présentées précédemment.

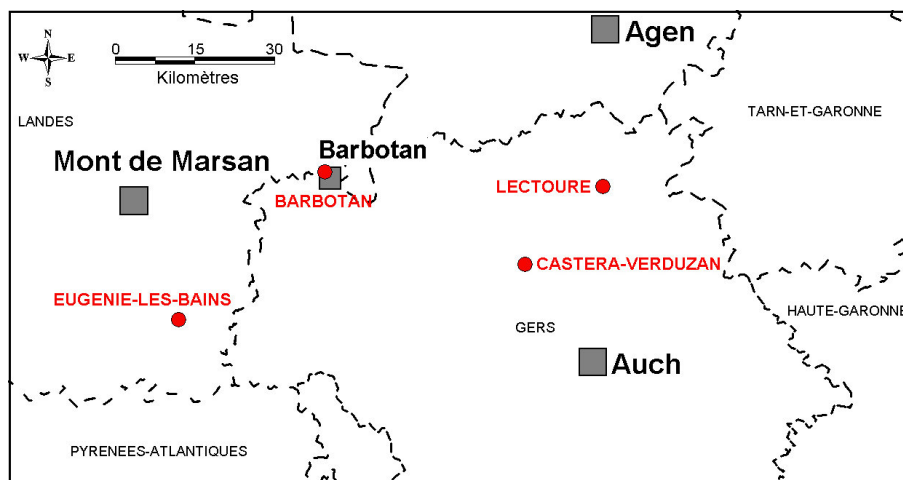


FIG. 1.46 – Carte de position des thermes actuellement exploités dans le secteur d'étude

La station de Barbotan-les-Thermes :

Connues depuis l'Antiquité, ces eaux ont été exploitées avec des aménagements assez rudimentaires jusqu'au milieu du XIXe siècle.

"Le fond du vallon de Barbotan n'était primitivement qu'une fondrière tourbeuse et boisée où le moindre trou se remplissait d'eau sulfureuse. . . " NARTET (1988).

L'aquifère thermal des Sables Infra-Molassiques exploité est compartimenté en trois horizons sableux séparés par quelques mètres d'argile. Ils ont chacun des cotes piézométriques et des températures diffé-

rentes. Les paramètres présentés dans le tableau 1.2 ont été relevés au cours des campagnes 1965-1966, avant l'influence des stockages [d'après FENEYROU (1989) et NARTET (1988)].

Niveau du réservoir	Niveau piézométrique en m NG	Température de l'eau en °C
réservoir supérieur	118-119	34
réservoir intermédiaire	120,5 - 121,5	36,5- 37
réservoir inférieur	122-123	24 - 26

TAB. 1.2 – Caractéristiques des différents réservoirs de Barbotan

En 1995, deux forages alimentaient la station en eau thermale B102 et B103 situés dans le réservoir intermédiaire. Huit autres forages sont également exploités pour les besoins en eau courante (lavage, ...) ou pour le suivi piézométrique. L'eau est de type bicarbonatée calcique.

Castéra-Verduzan :

Initialement, les thermes de Castéra-Verduzan étaient alimentés par deux sources qui ont été probablement exploitées durant l'Antiquité par les Romains.

Les caractéristiques des sources indiquées sur l'arrêté d'exploitation en 1962 sont les suivantes :

- Grande-Fontaine (appelée "source sulfureuse") : $Q = 13,8 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, température = 22 °C, résistivité = 780 Ohm.cm.
- Petite-Fontaine (appelée "source ferrugineuse") : $Q = 5,4 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, température = 22 °C, résistivité = 780 Ohm.cm.

L'eau de ces sources est sulfatée calcique (600 mg.L⁻¹ de sulfate pour Grande Fontaine et 620 mg.L⁻¹ pour Petite Fontaine).

En 1973, suite à la diminution progressive des débits des sources (de 19,4 m³.h⁻¹ en 1850 à 13,8 m³.h⁻¹ en 1962 pour Grande-Fontaine et de 11 m³.h⁻¹ en 1850 à 5,4 m³.h⁻¹ en 1962 pour petite-Fontaine [NARTET (1988)]), trois forages de recherche d'eau thermale sont exécutés afin de capter l'aquifère des Sables Infra-Molassiques dont l'eau remonterait par le biais de fractures. Les ouvrages rencontrent des arrivées d'eau entre 50 mètres et 80 mètres dans des calcaires karstifiés. Seul le forage profond de 52,50 mètres est équipé, l'eau est artésienne avec un débit de 18 m³.h⁻¹ pour une température de 22,9°C et est sulfatée calcique (590 mg.L⁻¹ de sulfate).

En 1974, un forage de 212,5 mètres de profondeur, situé à 1,5 km au sud de la station thermale, atteint les Sables Infra-Molassiques vers 190 mètres ; l'eau, de type bicarbonaté calcique, a une température de 30,6°C pour un débit de 15,6 m³.h⁻¹ et une teneur en sulfate de 68 mg.L⁻¹. Ce forage, recoupe à 110 mètres la formation calcaire qui donne une eau sulfatée calcique.

Suite à des inondations en 1977 et la pollution de la source Petite Fontaine, cette dernière ne sera plus utilisée.

En 1997, un forage de 64 mètres est implanté à proximité de la station. Il est actuellement exploité pour le thermalisme. Le niveau de l'eau qui n'est pas artésien est à -0,85 m par rapport au sol.

A environ 5 kilomètres à l'est de Castéra-Verduzan, au droit des affleurements crétacés, la station thermale de Lavardens qui n'est plus en activité depuis 1927, exploitait la source de Fontaine-Chaude, source qui était aménagée sous la forme d'un puits de 3,50 m à 4,00 m de profondeur. L'eau est de type bicarbonaté calcique. En 1973, la source est rachetée dans le but d'exploiter les eaux pour embouteillage, 3 sondages de recherche sont effectués aux alentours de la station, 2 d'entre eux ont été tubés, 1 a été rebouché. Les eaux n'ont jamais été exploitées à cet effet. En 1988, en période d'étiage, le BRGM notait que le niveau dans le puits de Fontaine Chaude était d'environ -2 m par rapport au sol ; ce niveau étant identique à celui du ruisseau situé à une quinzaine de mètres de la source. De plus, les 2 forages à proximité de cette dernière n'étaient pas jaillissants [NARTET (1988)]. A la fin des années 1980, en période de crue, le jaillissement de l'eau pouvait se produire.

Depuis 1990, il semble que la nappe ne soit plus artésienne dans ce secteur.

L'eau est de type bicarbonaté calcique et provient probablement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques par l'intermédiaire des formations aquifères relais du Crétacé supérieur. La température mesurée en 1973 au niveau de la source était de 17,5°C, avec une résistivité égale à 1540 Ohm.cm.

Une autre zone d'émergences était également exploitée à environ 1 kilomètre à l'ouest de la source de Fontaine-Chaude, celle du Masca. Trois sources étaient utilisées. Sur l'autorisation ministérielle d'exploiter ces sources datée de 1844, on pouvait lire :

- source inférieure : température =21°C et débit = 0,6 m³.h⁻¹
- source supérieure : température =19°C et débit = 0,36 m³.h⁻¹
- source ferrugineuse : température =20°C et débit = 0,6 m³.h⁻¹

Ces trois sources n'ont jamais été aménagées. La zone d'émergence est située dans une zone marécageuse (les sources étaient drainées par des canalisations en terre cuite jusqu'aux thermes). D'importants dépôts rougeâtres sont visibles à l'emplacement des sources inférieure et ferrugineuse [NARTET (1988)]. L'eau est de type sulfaté calcique.

Lectoure :

Les thermes de Lectoure n'ont pas une origine antique. En effet, il n'existe aucune résurgence thermale. C'est en 1979, dans le cadre de l'alimentation en eau potable, qu'un forage de 1021 mètres de profondeur atteint les eaux des Sables Infra-Molassiques à 860 mètres. Après des études sur les propriétés thérapeutiques, la station thermale ouvre en 2003. L'eau est de type sulfaté sodique et sa température relevée en 1990 de 35,6°C.

Eugénie-les-Bains :

Localisée sur le périclinal est de la structure d'Audignon, la station d'Eugénie-les-Bains est connue depuis l'Antiquité. A l'époque d'Henry IV, l'eau jaillissait au milieu d'un marais boueux par l'intermédiaire de trois sources principales, dans lesquelles se baignaient les malades [LACOSTE (1984) et FARGA (1989)].

La station est actuellement alimentée par trois forages. Deux captent les formations infra-molassiques,

Impératrice EF1 et Impératrice EF2 d'environ 90 mètres de profondeur, et sont qualifiés de puits "froids", la température est de l'ordre de 21°C. Le troisième, Christine-Marie, d'une profondeur de 260 mètres, capte les eaux sulfatées calciques de la nappe du Paléocène, la température est proche de 42 °C.

Différentes sources existent ou existaient à proximité de l'établissement thermal, les caractéristiques sont exposées dans le tableau 1.3.

Nom de la Source	Débit des sources en 1906 en m ³ .h ⁻¹	Température en °C en 1871	Température en °C en déc-1975	Température en °C en mars-1984
Saint-Loubouer	3,33	19,5	18,7 (air 17)	11,1 (air 3)
Nicolas	0,60	19,2	15,5 (air 16)	13,3 (air 3)
des boues	0,29	18,5		
des près	0,10	16		
Amélie ou du Bois	0,52	16		

TAB. 1.3 – Les sources à proximité de la station thermale d'Eugénie-les-Bains - données issues de NAR-TET (1988)

Les trois dernières sources répertoriées dans ce tableau ont disparu à l'heure actuelle.

1.4.2.2 Les stockages de gaz

Avant propos

Deux stockages de gaz naturel sont localisés dans la nappe des Sables Infra-Molassiques, le stockage de Lussagnet créé dans le département des Landes en 1957 et celui d'Izaute en 1981. Ce type de stockage artificiel, constitué par injection par un ensemble de puits d'exploitation dans une formation aquifère, se comporte sensiblement comme un gisement de gaz naturel.

Ces stockages se font dans des structures géologiquement fermées (dômes) surmontées par une couverture imperméable garantissant l'étanchéité verticale du système.

L'exploitation de ce type de stockage est effectuée en deux phases :

- **une phase d'injection** : le gaz, sous pression, introduit par des forages, comprime l'eau présente dans les interstices de la matrice, la refoule et prend sa place. Ce déplacement de fluide est réalisé du point d'injection, situé au sommet de la structure géologique vers la périphérie.

Dans le but d'éviter toute migration de gaz à travers les formations sus-jacentes, la pression interne à la bulle de gaz doit être limitée. L'interface eau/gaz ne doit jamais descendre sous l'isobathe de fermeture. Cette interface est rarement horizontale.

- **une phase de soutirage** : le gaz est exploité sous l'effet de sa propre pression. L'eau peut alors reprendre sa place.

Ces différents mouvements de "va et vient" d'eau sont appelés "la respiration du stockage".

Les pores de la matrice ne sont jamais totalement exempts d'eau, la saturation en gaz est donc limitée. Inversement, quand le gaz est soutiré, il reste également du gaz dans les pores. Au stade final du développement du stockage, le volume de gaz utilisable annuellement correspond approximativement à la moitié du volume de celui stocké. Le gaz perpétuellement immobilisé est appelé "gaz coussin" [BLON-

DIN (1995) ; CHOQUEL (1996)].

Les stockages de Total Infrastructures Gaz France

Le site de Lussagnet couvre les besoins en gaz naturel de tout le quart sud-ouest de la France, de Bordeaux à Perpignan. Celui d'Izaute alimente le sud de la France via le réseau du midi.

Quelques chiffres-clés...

La capacité de stockage de Lussagnet et Izaute est supérieure à 5 milliards de m³, ce qui représente 25% de la capacité de stockage de la France (Tableau 1.4).

Le stockage de Lussagnet	Le stockage d'Izaute
Toit de l'aquifère (profondeur en mètres) :	
545	925
Mur de l'aquifère (profondeur en mètres) :	
510	900
Stockage maximum autorisé :	Stockage maximum autorisé :
2 400.10 ⁶ m ³	3 000.10 ⁶ m ³
Stockage maximum atteint :	Stockage maximum atteint :
2 400.10 ⁶ m ³	2 750.10 ⁶ m ³
Volume utile/volume stocké % :	
40 à 50	
Débit de pointe :	
2 400.10 ⁶ m ³ .j. ⁻¹	
Pression maximum autorisée (en bars) :	
76,2	71,8
34 puits producteurs	10 puits producteurs
11 puits de contrôle	10 puits de contrôle

chiffres 2002

TAB. 1.4 – Les stockages de Lussagnet et Izaute en quelques chiffres

Le volume soutiré en 2005/2006 était d'environ 0,86.10⁹ m³ sur Lussagnet et de 1.10⁹ m³ sur Izaute. Sur ces stockages, différents puits de contrôle permettent de suivre l'évolution de la position de l'interface eau/gaz, de la pression de la bulle de gaz et de l'étanchéité de la couverture. D'autres puits contrôlent l'évolution de la charge piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques. Un forage permet également de contrôler l'aquifère sous-jacent du Paléocène.

Ce réseau est complété par le suivi piézométrique de forages profonds et de piézomètres localisés dans les Sables Infra-Molassiques sur une zone comprise entre 20 km et 40 km par rapport aux stockages. Cette distance correspond à la zone d'influence des stockages définie comme le secteur où des fluctuations supérieures à ± 5 mètres sont ressenties tout en ayant une périodicité en relation avec les variations des stockages.

Les cycles d'injection/soutirage et leurs effets

Après une période de développement d'environ cinq ans, l'exploitation d'un stockage en aquifère est constituée par des phases cycliques d'injection (durant le printemps et l'été) et de soutirage (à l'automne et en hiver) (Figure 1.47).

Les effets les plus remarquables de ces cycles de stockage/soutirage sont les transferts de pression qui se font ressentir sur quelques dizaines de kilomètres. Ainsi, les niveaux piézométriques observables en forage peuvent fluctuer de plusieurs dizaines de mètres à proximité des stockages. Ces variations peuvent également être visibles au niveau de sources : augmentation de débit quand le stockage est en fin d'injection, diminution du débit voire assèchement en fin de période de soutirage. Ce peut être notamment le cas à la faveur des structures d'Audignon et de Barbotan.

Des phénomènes d'amplification d'échanges avec d'autres nappes sont également envisageables. Ce signal s'amortit en fonction de la distance au stockage et des paramètres de diffusivité de l'aquifère (rapport de la transmissivité sur l'emmagasinement). Les déphasages observés en fonction de ces paramètres peuvent dépasser plusieurs mois.

Les variations générées par ce transfert de pression dues au fonctionnement de ces stockages peuvent perturber les activités qui utilisent cette nappe : thermalisme, géothermie, alimentation en eau potable, exploitation des eaux minérales, irrigation.

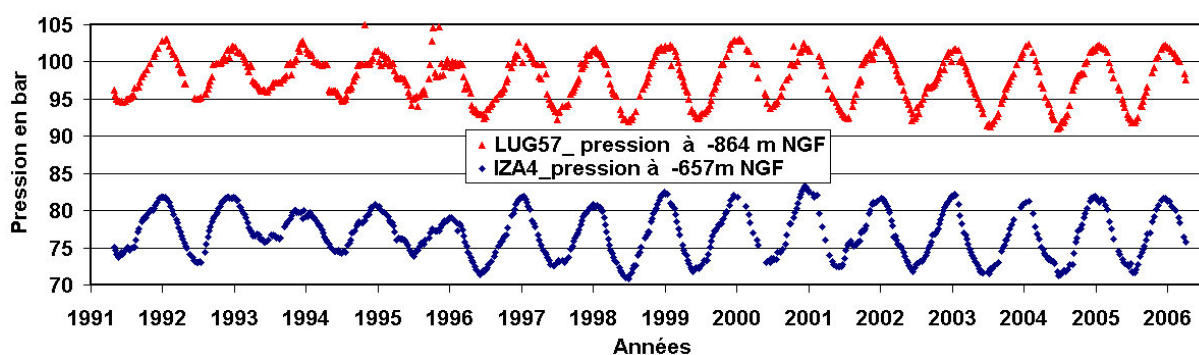


FIG. 1.47 – Evolution de la pression au droit des stockages d'Izaute et Lussagnet

1.4.3 Evolution piézométrique des nappes profondes du Sud-Aquitain

Des graphiques d'évolution de la profondeur eau/sol en fonction du temps ont pu être réalisés à l'aide des données du RAPNPSAG (Réseau de suivi quantitatif des aquifères profonds du Sud-Adour-Garonne) récupérées sur la base de données ADES (Accès aux Données des Eaux Souterraines). La carte de localisation des différents piézomètres est visible sur la figure 1.48.

En ce qui concerne la nappe des Sables Infra-Molassiques, une distinction a été faite entre les ouvrages subissant les effets des variations des stockages de gaz et ceux ne subissant pas ou peu ces effets. Le transfert de pression, lié à l'évolution de ces stockages est visible sur un rayon de plus ou moins quarante

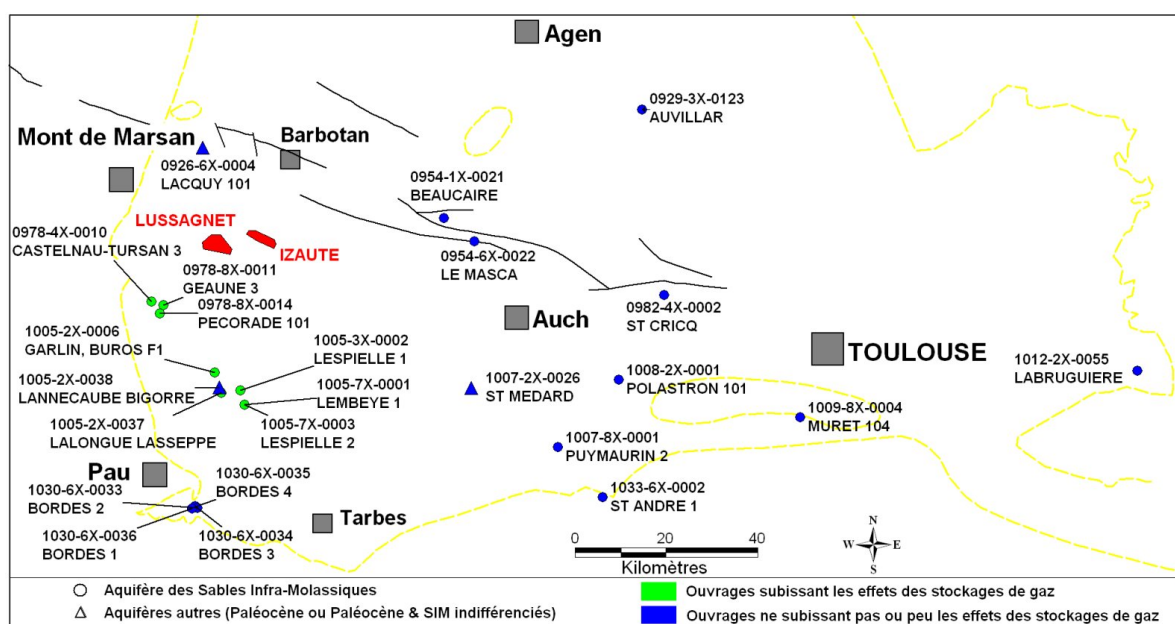


FIG. 1.48 – Position des ouvrages de suivis piézométriques

kilomètres selon les paramètres de diffusivité de l'aquifère.

Les graphiques d'évolution de la profondeur du niveau de l'eau montrent une baisse de ce niveau en tout point de la nappe que ce soit sur la zone influencée par les stockages (Figure 1.49) ou non (Figure 1.50). Cette baisse se fait également sentir à proximité des zones d'affleurement pyrénéennes, dans la vallée du Gave de Pau à Bordes, considérées pourtant comme une aire de recharge importante de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (Figure 1.51).

Le niveau piézométrique de certains ouvrages a ainsi chuté de plus de 20 mètres en une vingtaine d'années (Pécorade 3, Lalongue et Lespielle 1).

Cette baisse de pression diffère géographiquement, ainsi sur dix ans (années prises comme référence entre 1994 et 2004 qui correspondent aux années les plus complètes pour l'ensemble des données) :

- au sud des stockages, cette baisse se situait entre 8 mètres et 10 mètres (Pécorade 3, Pécorade 101, Garlin-Burosse, Lalongue, Lespielle 1, Lespielle 2 et Lembeye 1), l'évolution des niveaux piézométriques des différents ouvrages y est semblable,
- à l'est de l'aire d'étude et au nord de la flexure Celtaquitaine, la baisse était de l'ordre d'une dizaine de mètres (Auzillan et Labruguière),
- au centre, entre les deux secteurs précédents, la baisse était inférieure à 5 mètres (Polastron 101, Muret 104, Puymaurin 2 et St Andre 1),
- A Bordes, à proximité des affleurements des Sables Infra-Molassiques, la baisse était d'environ 5 mètres.

L'évolution des profondeurs des niveaux piézométriques sur les ouvrages à l'est et au nord de la zone d'étude (Auzillan, Labruguière et Beaucaire) présente une même cinétique de descente laissant à penser

qu'il y a une certaine "déconnexion" entre cette aire et les zones plus à l'ouest.

Au centre, l'évolution de la baisse des niveaux piézométriques est moins importante, cette zone représente en quelque sorte une aire de transition entre le secteur est et celui influencé par les stockages à l'ouest.

Un point intéressant à souligner concerne le forage de Lembeye 1 (Figure 1.49), ce forage voyait déjà son niveau piézométrique baisser à la fin des années soixante et au début des années soixante-dix alors que la nappe des Sables Infra-Molassiques n'était pas encore exploitée par des pompages.

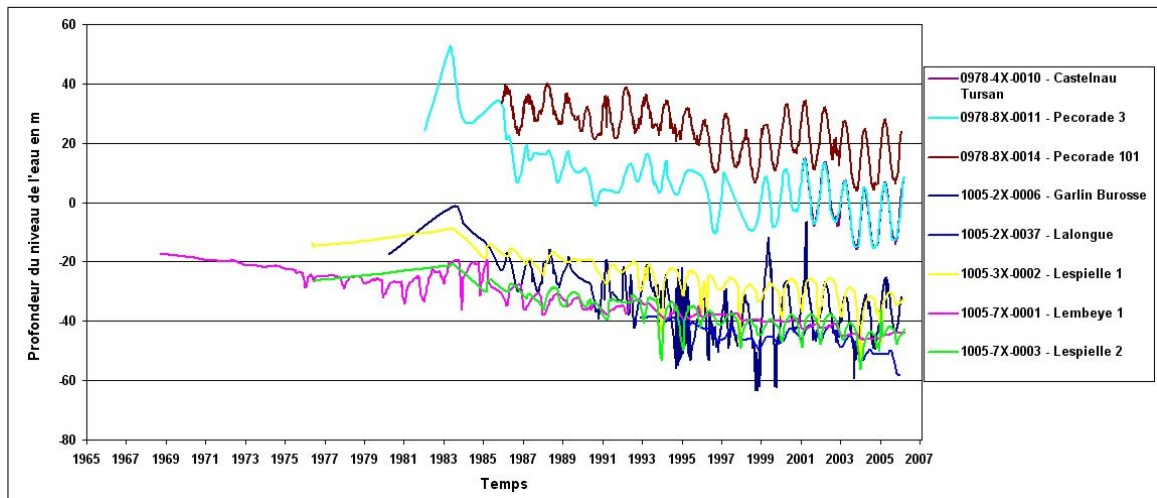


FIG. 1.49 – Evolution de la profondeur du niveau de l'eau des Sables Infra-Molassiques pour les forages subissant les effets des stockages de gaz

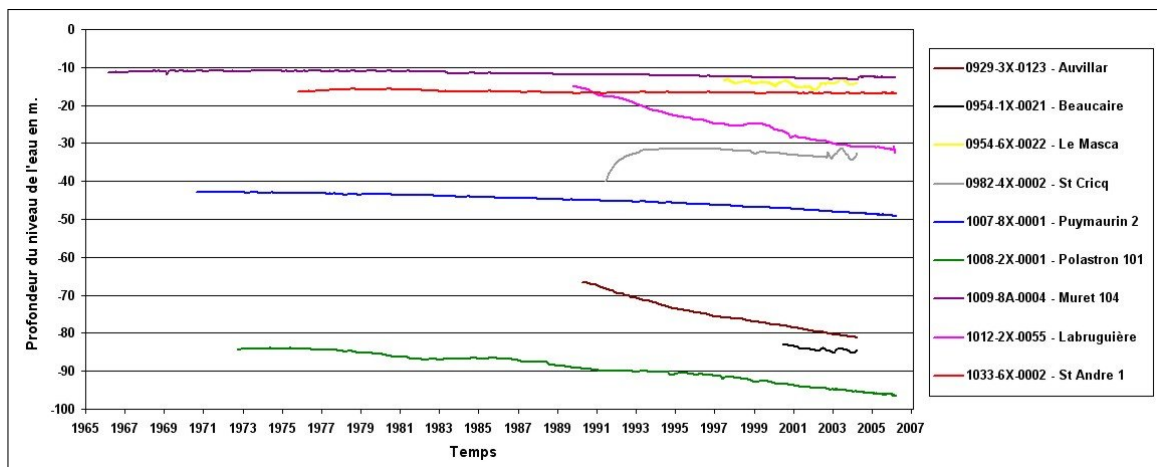


FIG. 1.50 – Evolution de la profondeur du niveau de l'eau des Sables Infra-Molassiques pour les forages ne subissant pas ou peu les effets des stockages de gaz

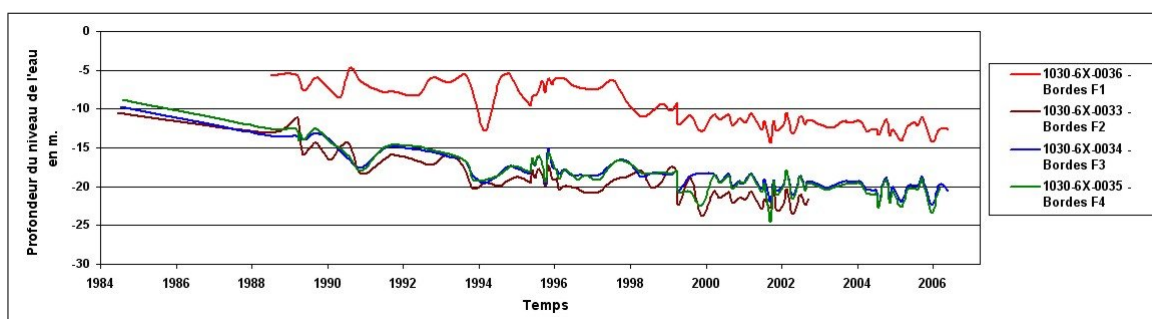


FIG. 1.51 – Evolution de la profondeur du niveau de l’eau pour les forages de Bordes (proximité des affleurements des Sables Infra-Molassiques)

Les autres aquifères profonds de la zone étudiée (Paléocène et Crétacé supérieur) présentent également une baisse constante de leur charge hydraulique. Sur le forage de Lannecaube captant le Paléocène, la profondeur du niveau piézométrique est passée de -60 mètres en 1997 à -64 mètres en 2004 (Figure 1.52).

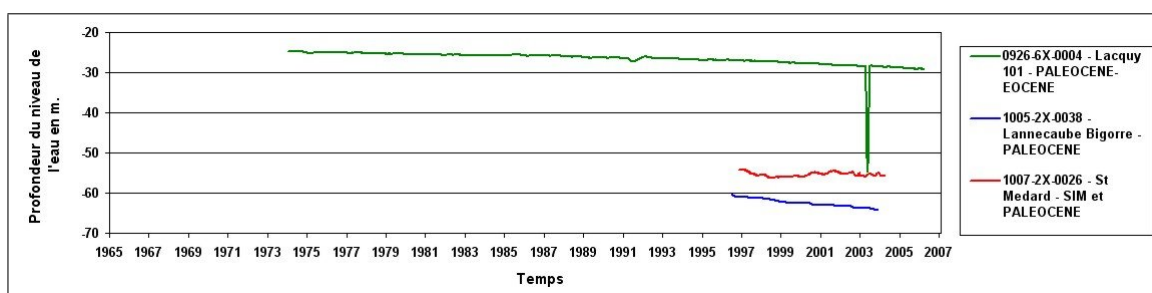


FIG. 1.52 – Evolution de la profondeur du niveau de l’eau pour les forages ne subissant pas ou peu les effets des stockages de gaz : autres Aquifères

La recharge de la nappe Sables Infra-Molassiques et de celles sous-jacentes ne suffit donc pas à pallier la baisse de pression sur l’ensemble de la zone étudiée.

Trois phénomènes interagissent probablement et permettent d’expliquer la baisse de pression de ces nappes profondes :

- La baisse rapide de ces trente dernières années peut être expliquée par deux phénomènes anthropiques :

- ✓ les **prélèvements**.

- ✓ la **multiplication des forages et des sondages de reconnaissance**. La fracturation et la dénaturation des terrains occasionnées autour des forages au cours de la foration, la mauvaise cimentation de certains ouvrages, le comblement des sondages et ouvrages abandonnés mal réalisés induisent des baisses de pression dans les aquifères confinés par augmentation de la perméabilité verticale des épontes. L’étude d’un aquitard aux Etats-Unis a montré que la perméabilité verticale pouvait être augmentée d’un ordre de grandeur par la réalisation de 50 forages de rayon 0,5 mètres sur une surface d’environ 60× 100 km [HART et al. (2006)].

S'ajoute à ces effets la dépression liée aux ouvrages eux-mêmes par la mise en équilibre du niveau piézométrique de la colonne d'eau avec la pression atmosphérique.

- Un troisième facteur de baisse, plus lent et naturel, de ces nappes profondes aquitaines, correspondrait à leur **vidange naturelle** et ce depuis plusieurs centaines voire milliers d'années. En effet, les temps de réponse des aquifères d'extension régionale ne peuvent pas s'expliquer à l'échelle annuelle. Le système aquifère multicouche Aquitain n'est probablement pas en équilibre avec les conditions climatiques actuelles et se situe sans doute dans un cycle transitoire à l'instar du Bassin Parisien étudié par JOST (2005).

L'étude plus approfondie du fonctionnement de la nappe des Sables Infra-Molassiques et plus généralement des aquifères profonds, à l'aide des paramètres géochimiques, et notamment isotopiques, peut apporter des éléments de réponse quant au fonctionnement global de ce système aquifère multicouche.

Chapitre 2

PISTES POUR UN FONCTIONNEMENT CONCEPTUEL

Sommaire

2.1	La géochimie isotopique et les gaz rares	96
2.1.1	Les isotopes du carbone - âge des eaux	96
2.1.2	Les gaz rares en solution dans les aquifères profonds du Sud-Aquitain .	101
2.1.3	Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène	102
2.2	Les variations climatiques passées et leurs conséquences	108
2.2.1	Les variations eustatiques	109
2.2.2	Reconstitution paléoclimatique	110
2.2.3	Le pergélisol et son impact sur les aquifères	119
2.2.4	La géomorphologie : outil de la paléoclimatologie	132
2.2.5	Les paléoclimats et la recharge des grands aquifères	139
2.3	Recherche de signatures de paléoémergences	142
2.3.1	Les cimentations siliceuses : les grès de Coudures	144
2.3.2	Les géodes siliceuses	150
2.4	En résumé...	154

Ce chapitre et le suivant ont pour ambition d'apporter une vision hydrogéologique nouvelle et spécifique du fonctionnement global de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et par extension du système aquifère multicouche du Sud-Aquitain.

Le comportement d'un système aquifère multicouche peut être approché selon différents types de modèles conceptuels. Les deux approches les plus couramment exposées sont : le modèle d'écoulement à "effet piston" dominant et le modèle d'écoulement à drainage verticale prépondérante.

Le premier impose principalement une alimentation de la nappe sur les affleurements et un écoulement mono-couche plan en direction des exutoires. Cette approche du fonctionnement d'un aquifère ne prend pas en compte les échanges et les apports au cours du trajet de l'eau dont témoignent les observations et mesures géochimiques.

L'autre approche, tridimensionnelle, exposée par TOTH (1995), permet de rendre compte du fonctionnement des aquifères multicouches en faisant intervenir le phénomène de drainage verticale.

Ce type de modèle permet d'interpréter les données géochimiques, d'expliquer l'origine et l'âge de l'eau en différents points, le rôle des épontes dans les apports de matière, et d'une manière générale, les variations inexplicables par ailleurs de la composition chimique de l'eau d'un point à un autre de l'aquifère [BLAVOUX *et al.* (1993)]. L'alimentation des nappes se fait ici par drainage verticale descendante, sur les zones où le niveau topographique est supérieur à la hauteur piézométrique. La vidange a lieu au droit des zones topographiquement déprimées, c'est-à-dire principalement au droit des vallées et à l'aval du bassin.

Ces deux types de modèles s'appliquent plus ou moins selon les aquifères, certains fonctionnant par effet piston (principalement les systèmes hydrogéologiques de petites dimensions), d'autres par drainage verticale. Les grands systèmes aquifères sédimentaires combinent généralement ces deux types de comportement, c'est le cas par exemple du Bassin de Paris [RAOULT *et al.* (1997) ; RAOULT (1999) ; JOST (2005)] et aux Etats-Unis des systèmes aquifères Edwards-Trinity (Oklahoma, Texas) [USGS (1996a)], des Hautes Plaines [USGS (1996b)], des Grandes Plaines du Nord [USGS (1996b)] et du Bassin du Mississippi [USGS (1995)] où la recharge des aquifères profonds a lieu aussi bien sur les zones affleurantes que par le biais de transferts verticaux à travers les couches sus ou sous-jacentes (aquitards et aquifères).

Un des objectifs de ce chapitre sera donc d'apporter des pistes pour l'établissement d'un modèle d'écoulement du système aquifère multicouche étudié.

Un des points clé pour approcher le fonctionnement de ce système est de comprendre les modalités de son alimentation, c'est pourquoi le développement de ce chapitre portera pour une grande part sur l'étude de la recharge.

Ainsi, l'examen des données interprétées ici devra permettre au final de proposer un fonctionnement conceptuel de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et plus généralement du système multicouche

sud-aquitain qui contribuera à l'établissement du modèle numérique hydrodynamique développé dans le chapitre suivant.

2.1 La géochimie isotopique et les gaz rares

Les eaux des aquifères confinés peuvent être considérées comme des systèmes à mémoire conservant plusieurs signatures, en particulier celles des isotopes et des gaz rares inertes, caractéristiques des eaux météoriques qui les ont alimentées. Dès lors, ces signatures isotopiques voire chimiques jouent le rôle de véritables marqueurs.

2.1.1 Les isotopes du carbone - âge des eaux

Quelques rappels

Certains isotopes permettent d'accéder à l'âge des eaux et donc au temps de séjour de l'eau et aux vitesses de circulation.

Diverses méthodes permettent de définir l'âge des eaux des aquifères, celle par carbone 14 ou radiocarbone (^{14}C) est la plus utilisée pour les eaux ayant moins de 40000 ans.

La datation par le ^{14}C repose sur l'idée d'un rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ constant au cours des derniers 40000 ans. Ceci n'est pas la réalité car l'activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique a fluctué au cours du temps [STUIVER et *al.* (1986); BARD et *al.* (1990); STUIVER et REIMER (1993)]. Il devient alors nécessaire, dans certains cas, de "calibrer" l'âge en fonction de ces variations à l'aide de courbes ou de programmes de calibration. La courbe de calibration actuelle de référence est IntCal04 [REIMER et *al.* (2004)] permettant la datation jusqu'à 26000 ans calibrés. Pour des âges supérieurs, la courbe la plus utilisée est CalPal_SFCP_2005 (Figure 2.1).

Cette calibration, en âge calendaire, est peu utilisée en hydrogéologie ; néanmoins, dans le cas présent, il semble intéressant de procéder à la correction en âge calibré, cette conversion pouvant fournir vraisemblablement des évaluations plus précises des temps de séjour "réels" des eaux et ainsi améliorer les contraintes de calage de modèle d'écoulement [PLUMMER et *al.* (2004 (4)); SANFORD et *al.* (2004)].

En ce qui concerne les eaux souterraines, la teneur en radiocarbone peut varier selon diverses réactions géochimiques (dissolutions de calcite ou de dolomie, échanges d'ions, phénomènes de diffusion du radiocarbone dans la matrice aquifère, oxydation de matière organique. . .). C'est pourquoi il convient d'en corriger les effets à l'aide de divers modèles tels que ceux de FONTES et GARNIER (1979) ou celui de PEARSON et HANSHAW (1970) ou par l'équation de TAMERS (1975).

Un développement plus complet de la méthode de datation par radiocarbone est fourni en annexe B.

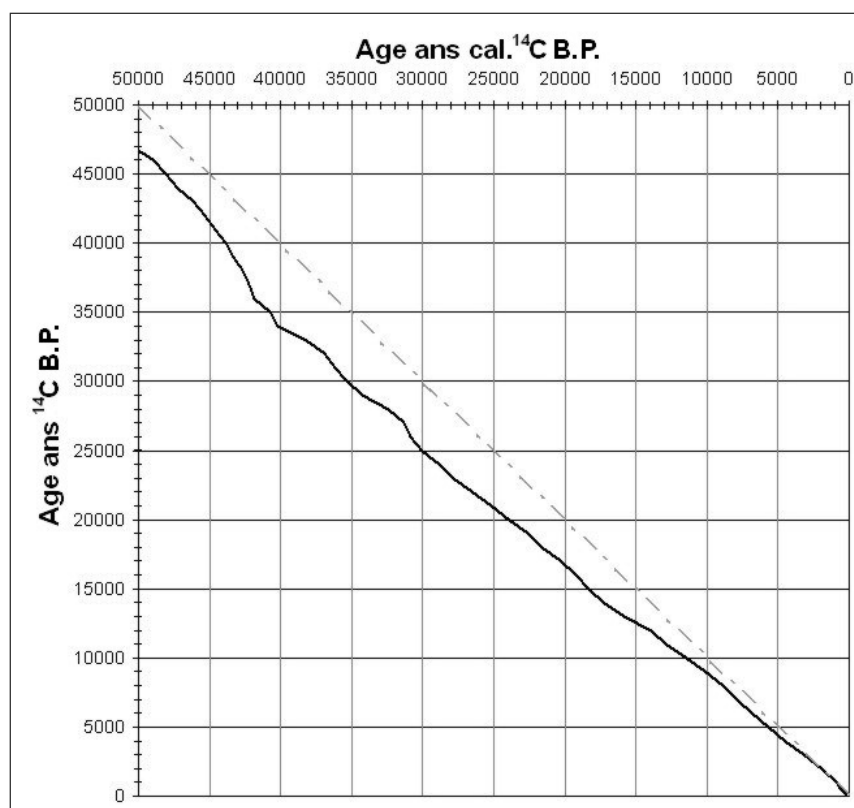


FIG. 2.1 – Courbe de calibration des âges radiocarboniques CalPal_SFCP_2005 de l'Université de Cologne (Weninger B., Jöris O. et Danzeglocke U.)

L'âge des eaux dans les aquifères du système multicouche du Sud-Aquitain

Les données des activités ^{14}C sont issues de différents travaux de compilation [CHERY *et al.* (1999) et ANDRE (2002)]. Pour être en cohérence avec les précédents travaux sur les eaux des Sables Infra-Molassiques, en particulier avec la thèse d'ANDRE (2002), le modèle de PEARSON et HANSHAW (1970) a été utilisé afin de corriger les effets des réactions géochimiques pouvant avoir lieu au sein des terrains traversés par les eaux. "L'équilibre général des solutions, issues des Sables Infra-Molassiques, vis-à-vis de CaCO_3 nous a conduit à utiliser le modèle de Pearson pour l'estimation des âges", ANDRE (2002).

La conversion en âge calendaire a été réalisée à l'aide du programme CalPal, les résultats sont donnés dans le tableau 2.1.

L'âge apparent des eaux des Sables Infra-Molassiques tel qu'il est obtenu à ce jour par le ^{14}C s'échelonne de quelques dizaines d'années voire centaines d'années à Bordes F3 (situé en bordure pyrénéenne dans la vallée du gave de Pau au voisinage d'affleurements des Sables Infra-Molassiques, localement appelés Sables de Baliros), à plus de 40000 ans cal. ^{14}C B.P. (Garlin) (B.P. : Before Present - Notation Internationale - B.P. correspond à l'année de référence 1950). Tous les autres points ont un âge supérieur à 6000 ans cal. ^{14}C B.P.. Ces âges correspondent à la fin de la période glaciaire du Pléistocène et à la période Holocène.

Il apparaît statistiquement (Figure 2.2) une augmentation de la fréquence des âges dans la gamme 15000 ans ¹⁴C B.P. - 30000 ans ¹⁴C B.P., c'est-à-dire centré sur l'époque du Dernier Maximum Glaciaire (21000±2000 ans B.P.).

Ce graphe montre également un aspect plutôt bimodal avec deux "pics" de fréquence plus importants entre 15000 ans ¹⁴C B.P. - 20000 ans ¹⁴C B.P. et 25000 ans ¹⁴C B.P. - 30000 ans ¹⁴C B.P..

COMMUNE	NOM DU FORAGE	AGE ANS CAL. ¹⁴ C B.P.
Bordes	Bordes F3	<1000
Barbotan	Lotus 1	6990 ± 170
Saint-Médard	Saint-Médard	9290 ± 150
Bats-Urgons	Bats-Urgons	12870 ± 80
Pécorade	Forage F2	15920 ± 370
Cazaubon	Geyser 2	16810 ± 410
Izaute	Iza 5	16950 ± 140
Beaucaire	Piézomètre	17680 ± 170
Pécorade	Pécorade 101	19170 ± 730
Lamazere	Gla 1	19200 ± 440
Graulhet	Weishart	19660 ± 140
Castera - Vérduzan	Castera 2	21250 ± 390
Barbotan	B 102	21580 ± 630
Barbotan	B103	22370 ± 1000
Eugénie-les-Bains	Elb2	22590 ± 150
Pléhaut	AEP	25120 ± 1170
Dému	AEP	25540 ± 1030
Lectoure	Moulin de R.	27540 ± 860
Nogaro	Nogaro 2	27930 ± 530
Lalbarède	AEP	28030 ± 220
Lespielle	Lespielle 2	29020 ± 2380
Lussagnet	Lug 57	29330 ± 1010
Blagnac	Piscine	30740 ± 270
Nogaro	Nogaro 1	31270 ± 2030
Gondrin	AEP	31480 ± 1300
Eugénie-les-Bains	Imperatrice	32970 ± 1680
Lasseppe	Lalongue	37070 ± 3300
Burosse	AEP garlin 1	>40000

TAB. 2.1 – Age calibré des eaux des Sables Infra-Molassiques

Bien que la distribution spatiale des points échantillonnés soit inégale (Figure 2.3), il n'en demeure pas moins que l'on n'observe pas d'âge très récent, excepté dans la zone sud ouest de l'aquifère au voisinage des affleurements des Sables de Baliros (Bordes F3, <1000 ans).

Dans le secteur est, à quelques kilomètres des affleurements de la Montagne Noire, les âges des eaux des forages de Lalbarède et Graulhet sont respectivement d'environ 28000 et 19500 ans cal. ¹⁴C B.P..

Au droit des structures, notamment le long de la flexure Celtaquitaine et plus particulièrement à Barbotan, on observe un "rajeunissement" des eaux [ANDRE (2002)]. La structure de Garlin, quant à elle,

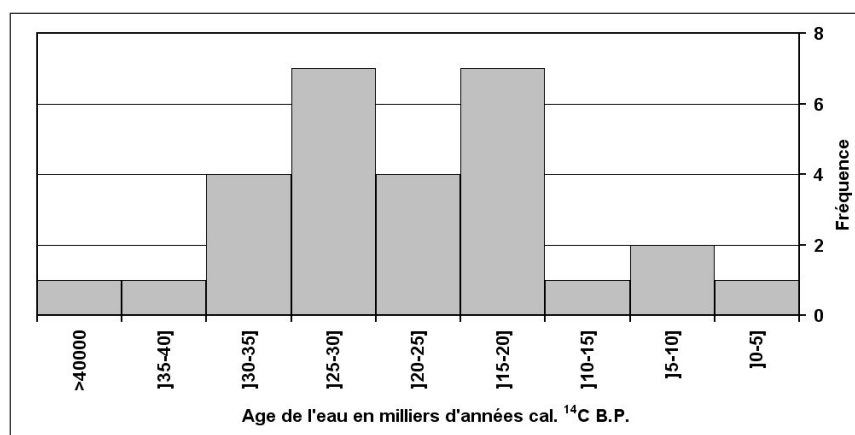


FIG. 2.2 – Distribution des âges apparents des eaux des Sables Infra-Molassiques

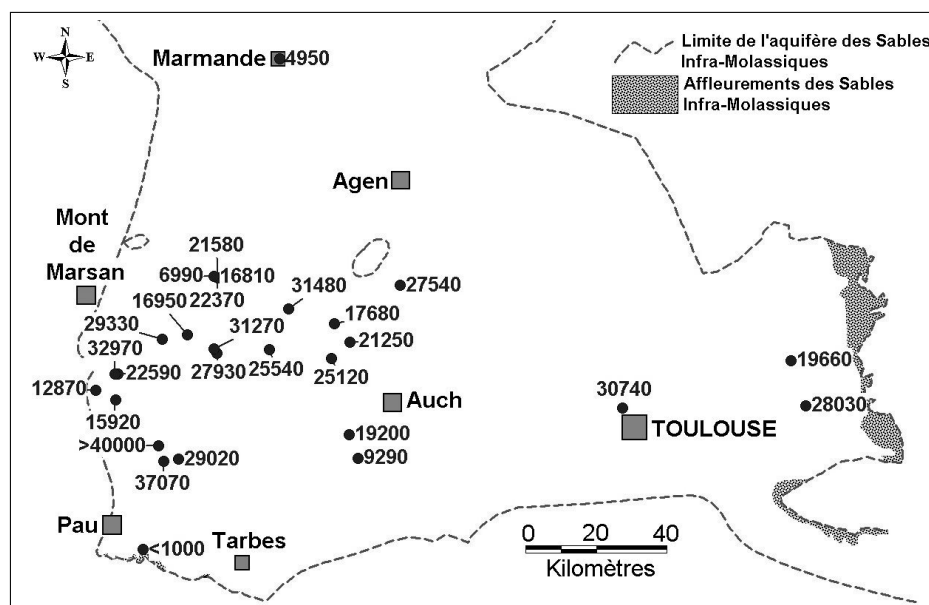


FIG. 2.3 – Age apparent des eaux des Sables Infra-Molassiques (ans cal. ¹⁴C B.P.)

semble jouer le rôle de structure "isolée"; c'est en effet au droit de celle-ci que l'eau échantillonnée est la plus ancienne (>40000 ans cal. ¹⁴C B.P.).

A partir de ces données, aucun gradient d'âge cohérent calé sur le sens des écoulements n'est observé contrairement à certains grands aquifères de bassins sédimentaires (nappe de l'Albien du Bassin Parisien par exemple).

L'écoulement intra-aquifère seul ne peut être envisagé. Cet état démontre bien que le schéma de fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques est complexe et ne peut se réduire à une simple vision monocouche avec un "effet piston" prépondérant.

La combinaison de transferts verticaux à travers les épontes, en particulier la molasse, et horizontaux dans les aquifères peut permettre d'expliquer ces âges. Le phénomène de drainance verticale descendante est

avéré par les paramètres géochimiques des eaux des Sables Infra-Molassiques dans la zone est et au nord de la flexure Celtaquitaine où "l'éponte molassique semble largement responsable de la minéralisation de larges zones bien déterminées, par des processus d'apports descendants" [ANDRE (2002)]. Il semble donc que dans ce secteur la recharge de la nappe des Sables Infra-Molassiques se fasse, du moins en partie, par l'intermédiaire de l'éponte molassique.

La distribution des âges apparents des eaux des aquifères sur l'ensemble des nappes profondes d'Aquitaine (Annexe C), 105 mesures incluant les 28 mesures sur les Sables Infra-Molassiques (Figure 2.4), présente une gamme qui s'échelonne du sub-actuel à plus de 40000 ans cal. ¹⁴C B.P. (fin de la période glaciaire du pléistocène et Holocène). Les eaux les plus récentes sont essentiellement observées sur des captages localisés au voisinage ou au droit d'accidents structuraux qui font remonter les couches à l'affleurement et où des mélanges ont sans doute lieu avec des eaux plus jeunes. Ainsi sur les 24 forages ayant un âge inférieur à 4000 ans cal. ¹⁴C B.P., 22 se localisent à proximité de structures et/ou de zones d'affleurements (forages de Dax, Tercis-les-bains, Saubusse ; sources de Peyradère, des Eschourdes...), certains présentant même des teneurs en tritium supérieures à 1 unité.

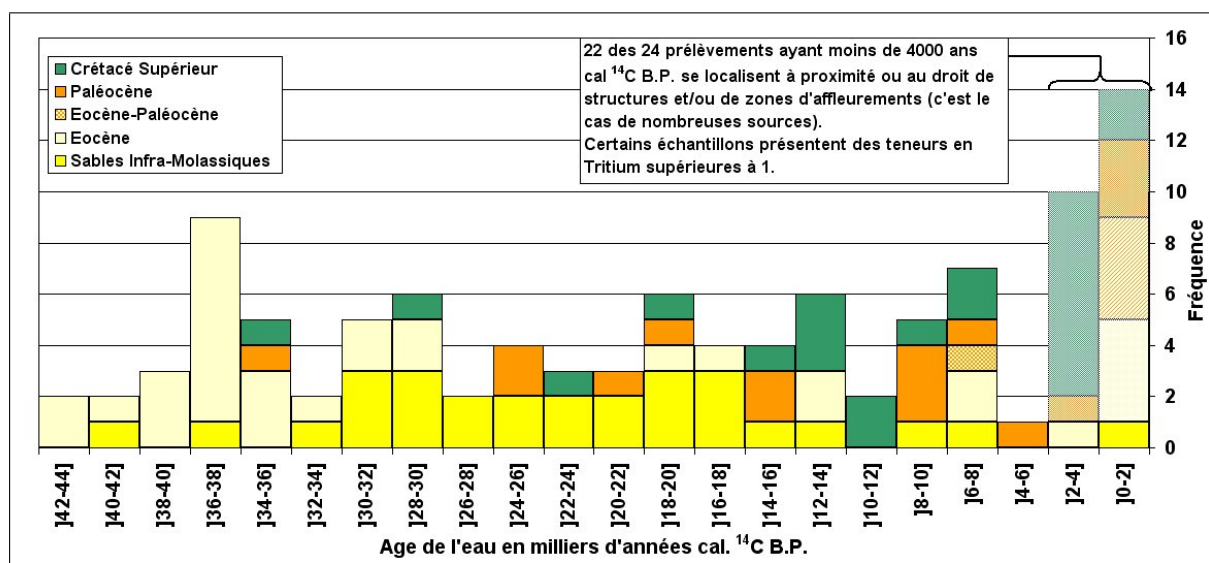


FIG. 2.4 – Distribution de l'âge apparent des eaux des aquifères profonds captifs en Aquitaine

La faible surface des affleurements, voire leur quasi absence, ne permet pas d'expliquer l'alimentation des aquifères profonds du Sud de l'Aquitaine sur certaines zones. La recharge de ces aquifères dans ces secteurs semble ne pouvoir se faire que par le biais d'apports verticaux par drainance. Il serait intéressant d'étudier l'âge des eaux dans la molasse et de voir si un éventuel gradient d'âge existe dans celle-ci.

On peut penser, au regard de ces résultats, qu'une phase importante de recharge des Sables Infra-Molassiques a pu avoir lieu à la fin de l'époque glaciaire et en particulier avant et après le Dernier Maximum Glaciaire [DOUEZ et al. (2006c)], les eaux de cette nappe étant datées majoritairement entre 15000 ans cal. ¹⁴C B.P. et 35000 ans cal. ¹⁴C B.P. (Figure 2.2).

2.1.2 Les gaz rares en solution dans les aquifères profonds du Sud-Aquitain

Après les travaux fondamentaux de MAZOR (1972), les gaz rares ou gaz inertes (He, Ne, Ar, Kr, Xe) présents dans les eaux souterraines ont été utilisés comme traceurs pour estimer les paléotempératures atmosphériques au moment de l'infiltration des eaux météoriques [BEYERLE (1999)].

Le principe est basé sur la loi d'équilibre entre la pression atmosphérique et la pression partielle des gaz rares en solution en fonction de la température (loi de Henry) (Figure 2.5). L'équilibre, réalisé dans la zone non saturée à la température moyenne annuelle du sol, est préservé au cours de l'écoulement de l'eau vers la profondeur. La connaissance de la concentration des gaz rares en solution dans les eaux souterraines confinées qui confère à la particule infiltrée une véritable "carte d'identité", permet ainsi de déduire la température à laquelle l'alimentation de l'aquifère s'est produite.

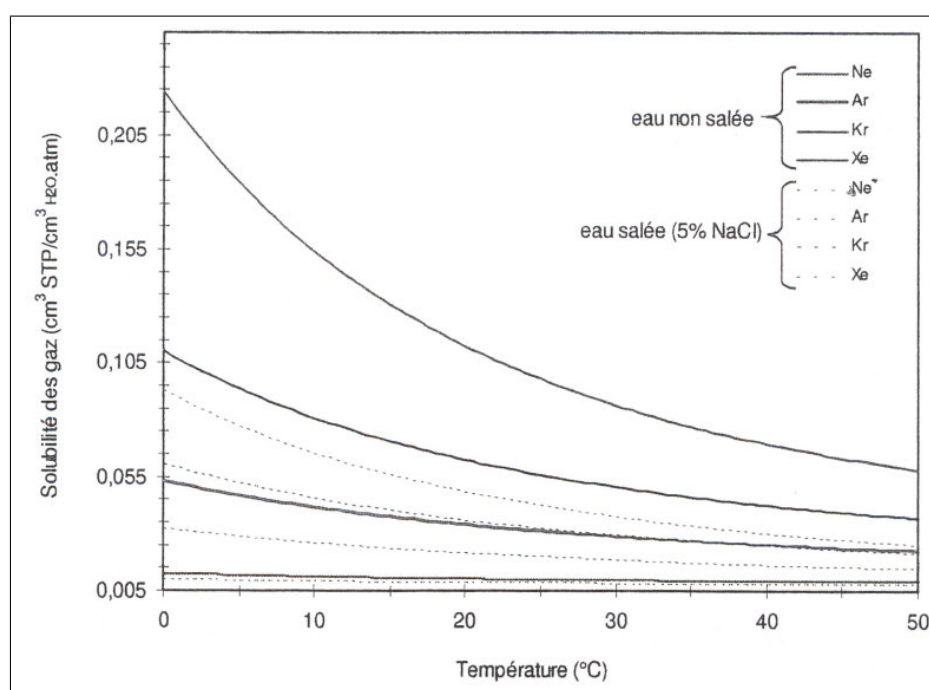


FIG. 2.5 – Solubilité des gaz rares en fonction de la température [BENSON (1976) dans DEWONCK (2000)]

L'âge des eaux étant connu dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, les gaz rares vont permettre de déterminer des paléotempératures moyennes lors de l'infiltration. Ce travail a été réalisé au début des années 1990 par BLAVOUX *et al.* (1993) (Figure 2.6). Les résultats déduits des gaz rares dans la zone située entre Pau et Audignon ont montré des températures d'infiltration entre 5,3°C et 7,8°C pour les aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Crétacé soit un écart de température ($\Delta\theta$) de 5°C à 7°C en-dessous de la température moyenne actuelle.

Vers le sud-ouest (Dax-Tercis), les mesures ont donné des valeurs inférieures de 3°C à 5°C ($\Delta\theta$) par rapport à la moyenne annuelle actuelle.

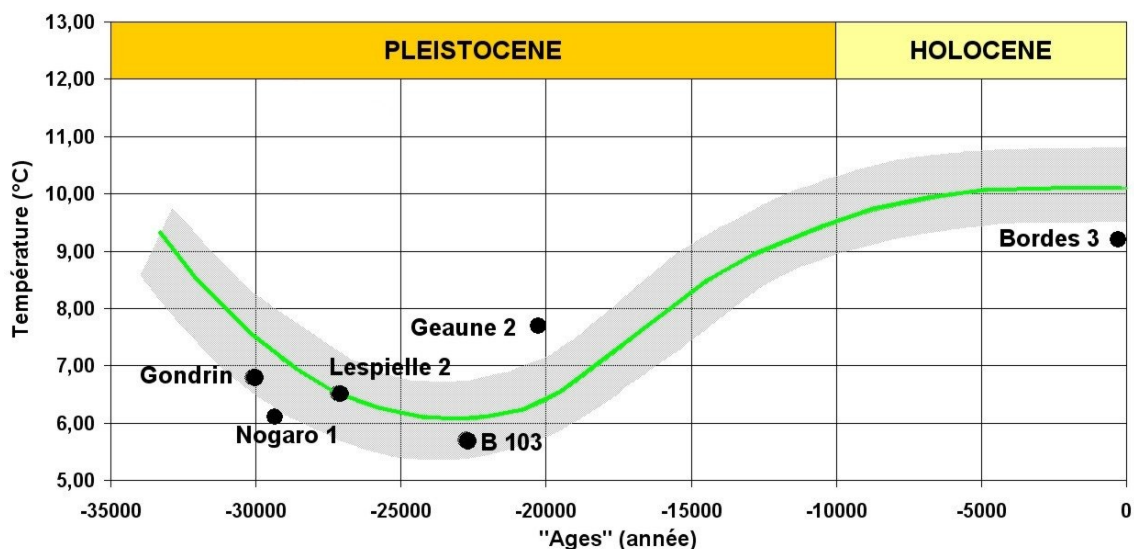


FIG. 2.6 – Evolution paléoclimatique au sud du Bassin Aquitain [BLAVOUX et al. (1993)] - Températures déduites à partir des teneurs en gaz rares des eaux

2.1.3 Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène

Les isotopes stables de la molécule d'eau (oxygène-18 et deutérium) sont régulièrement utilisés comme traceurs. Leurs teneurs dépendent en grande partie des conditions d'évaporation et de condensation, et donc du climat.

Ce processus thermodépendant peut théoriquement permettre la connaissance de la nature et l'origine de l'eau, de la température régnant au moment de l'infiltration de l'eau et de l'altitude et l'aire d'alimentation. Pour l'étude d'eaux anciennes, la teneur en isotopes lourds peut être influencée par un effet paléoclimatique, dans ce cas, ces données peuvent être utilisées comme des indicateurs du paléoclimat [DRAY et al. (1997)].

La mise en situation des données d'eau souterraine avec la "droite météorique mondiale" indique, s'il y a une déviation significative, une modification de la composition isotopique de l'eau par des phénomènes d'échange lors de la circulation en profondeur : interactions eaux-roches, mélange avec des eaux dont la source en isotope n'est pas d'origine météorique.

Lorsque les variations isotopiques semblent être attribuées au seul effet climatique, la température moyenne de l'air régnant au moment de l'infiltration peut être définie à partir des équations de DANSGAARD (1964) :

$$\delta^{18}O = 0,695.\theta_{annuel} - 13,6 \quad (2.1)$$

et

$$\delta^2H = 5,6.\theta_{annuel} - 100 \quad (2.2)$$

L'ensemble des aspects de cette question est développé en annexe D.

Les données relatives aux aquifères profonds du Sud-Aquitain

Les teneurs en isotopes lourds des eaux des Sables Infra-Molassiques ainsi que celles des précipitations actuelles disponibles sur la zone d'étude (stations de Campistrous, sur le Plateau de Lannemezan, et de Dax) ont été reportées sur la droite météorique mondiale (Figure 2.7). Les valeurs concernant l'aquifère proviennent de mesures effectuées par l'Institut EGID et de la compilation de données répertoriées dans CHERY et al. (1999), celles des précipitations sont fournies par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA).

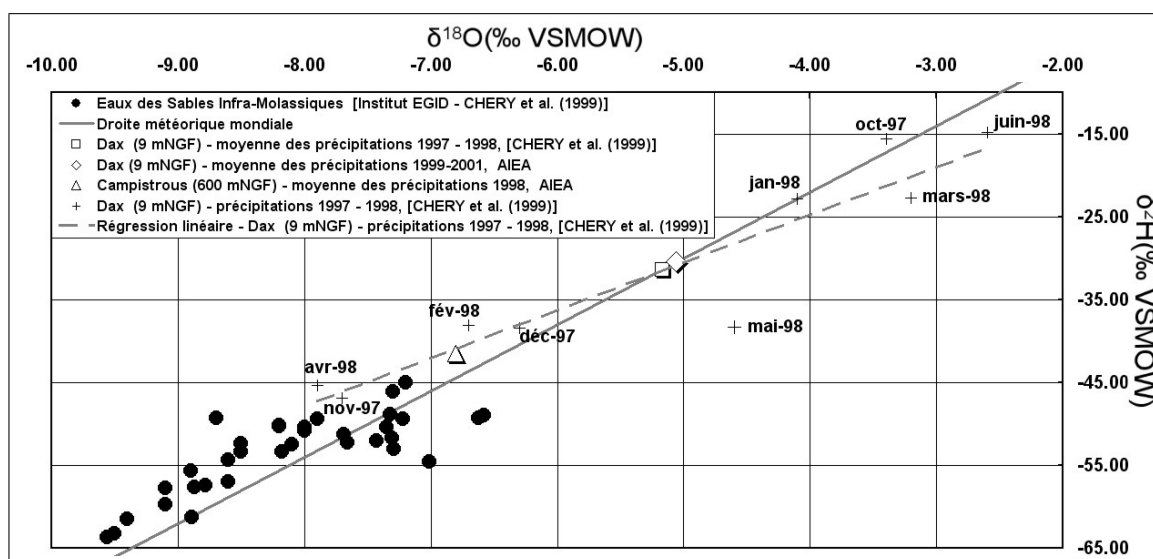


FIG. 2.7 – Relation entre les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques - précipitations actuelles

Les teneurs en isotopes lourds des eaux des Sables Infra-Molassiques sont situées entre la droite météorique mondiale et la droite de régression linéaire calculée à partir des teneurs actuelles des précipitations à Dax montrant qu'il s'agit vraisemblablement d'eaux d'origine météorique qui n'ont pas subi de modification de composition isotopique durant la circulation en profondeur [ANDRE (2002)]. On constate un enrichissement en deutérium pour la majorité des eaux des Sables Infra-Molassiques par rapport à la droite météorique mondiale qui se retrouve par ailleurs dans les eaux infiltrées durant les périodes froides actuelles dans le sud de l'Aquitaine.

Cependant, les teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux des Sables Infra-Molassiques sont inférieures à la moyenne des concentrations des eaux météoriques mesurées à Dax (^{18}O (SMOW)=-5,17 et ^2H (SMOW)=-31,43). La différence est moins notable à Campistrous où le centre de recherche atmosphérique est à une altitude d'environ 600 mètres soit 350 mètres plus haut que les affleurements de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (faciès local des Sables de Baliros situés à environ 50 kilomètres à l'ouest de Campistrous) dans la vallée du Gave de Pau (+250 m NG). Si l'on tient compte de l'effet d'altitude (cf. annexe D) de Campistrous, la modification des teneurs en ^{18}O et ^2H en fonction de l'altitude (ramenée à celle des af-

fleurements de Baliros) permet de retrouver des concentrations relativement plus importantes que celles de la nappe des Sables Infra-Molassiques (tableau 2.2) et plus proches de celles de Dax.

	Campistrous teneurs des précipitations actuelles (+600 m NG)	Campistrous teneurs corrigées en fonction du gradient d'altitude (+250 m NG - affleurements de Baliros)	Teneurs à Dax (+9 m NG)
$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	-6,8	-6,32 à -5,225	-5,17
$\delta^2\text{H} \text{‰}$	-41,5	-38,35 à -28,9	-31,43

TAB. 2.2 – Teneur en isotopes lourds de l'eau corrigée en fonction de l'altitude, sans correction de l'effet orographique à Campistrous

L'appauvrissement en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques par rapport aux teneurs dans les précipitations actuelles est donc lié à un effet paléoclimatique et montre que la température moyenne atmosphérique, lors de la recharge de la nappe si l'on tient compte de l'"âge" des eaux, était plus basse qu'à l'actuel. De plus, des effets d'altitude et de continentalité devaient se surimposer : au dernier maximum glaciaire, le niveau des océans était 120 m plus bas qu'à l'actuel et la cote océane décalée vers l'ouest à environ 25 à 50 km par rapport à la ligne de rivage actuelle.

En ce qui concerne les aquifères sous-jacents, les teneurs en isotopes lourds de la molécule d'eau sont également appauvries par rapport à la moyenne des précipitations actuelles à Dax (Figure 2.8). Ceci autorise à penser que les précipitations qui ont rechargé ces aquifères se sont produites sous des conditions climatiques plus froides qu'à l'actuel.

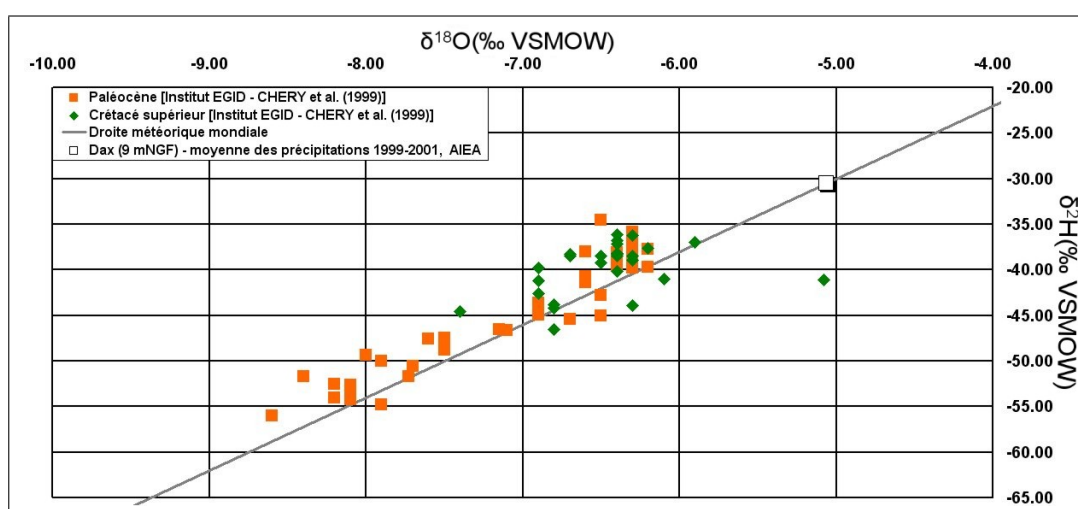


FIG. 2.8 – Relation entre les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des aquifères du Paléocène et du Crétacé supérieur

Des graphes de teneurs en ^{18}O et ^2H en fonction des paléotempératures [BLAVOUX *et al.* (1993); CHERY *et al.* (1999)] pour les eaux des Sables Infra-Molassiques, du Paléocène et du Crétacé supérieur ont été réalisés et sont présentés en figures 2.9 et 2.10. Les droites de corrélations ont pour équations :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,47.\theta_{\text{annuel}} - 11,17 \quad (2.3)$$

et

$$\delta^2\text{H} = 3,63.\theta_{\text{annuel}} - 75,56 \quad (2.4)$$

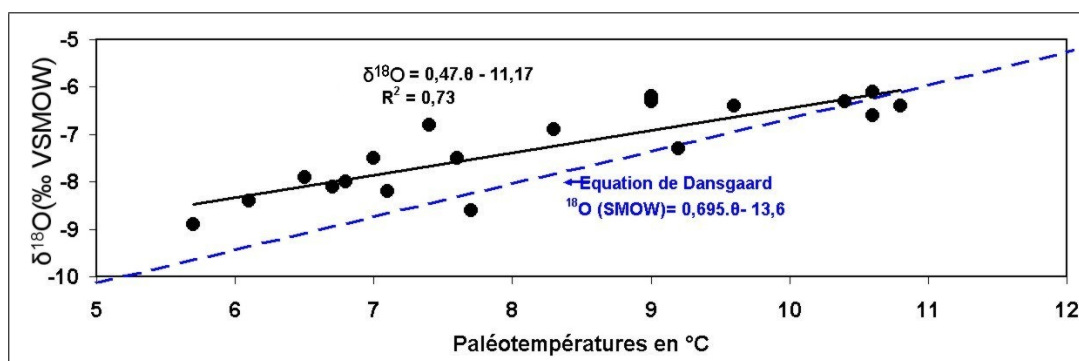


FIG. 2.9 – Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Paléotempératures issues des gaz rares

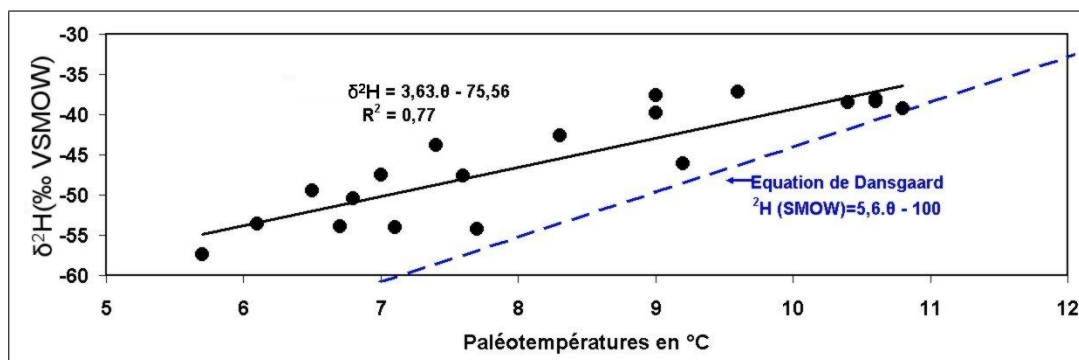


FIG. 2.10 – Relation $\delta^2\text{H}$ - Paléotempératures issues des gaz rares

Les paramètres angulaires différents de ceux obtenus par DANSGAARD (1964) s'expliquent par le fait que les données qu'il a utilisé pour tracer sa courbe proviennent de diverses stations de l'Atlantique Nord, c'est-à-dire d'un contexte général différent.

De plus, les équations de DANSGAARD (1964) ont été obtenues avec des teneurs récentes. Les valeurs de paléo-températures qui pourraient être calculées à partir de ces équations seront donc potentiellement sur-estimées, la concentration en isotopes lourds de la molécule d'eau dans les océans ayant fortement varié (+1,5‰ au Dernier Maximum Glaciaire [CRAIG et GORDON (1965)]). Il est donc préférable de se référer aux températures calculées à partir des équations établies à l'aide de la mesure en gaz rares des eaux des aquifères aquitains. Ces équations ont en effet l'avantage d'être liées au contexte paléoclimatique et climatique local (tableau 2.3).

COMMUNE	NOM	Age(Ans) ¹⁴ C B.P.	¹⁸ O (SMOW)	² H (SMOW)	¹⁸ O Temp°C	² H Temp°C	Temp°C Moyenne
Bordes	Bordes F3	<1000	-7.30	-46.10	8.2	8.1	8.2
Barbotan	Lotus 1	6990 ± 170	-8.60	-57.00	5.4	5.1	5.3
Saint-Médard	Saint-Médard	9290 ± 150	-7.31	-51.72	8.2	6.6	7.4
Bats-Urgons	Bats-Urgons	12870 ± 80	-7.66	-52.25	7.4	6.4	6.9
Pécorade	Forage F2	15920 ± 370	-8.60	-54.40	5.4	5.8	5.6
Cazaubon	Geysier 2	16810 ± 410	-9.10	-57.80	4.4	4.9	4.6
Izaute	Iza 5	16950 ± 140	-8.78	-57.42	5.1	5.0	5.0
Beaucaire	Piézomètre	17680 ± 170	-7.22	-49.4	8.4	7.2	7.8
Pécorade	Pécorade 101	19170 ± 730	-7.29	-53.03	8.2	6.2	7.2
Lamazere	Gla 1	19200 ± 440	-8.50	-52.4	5.6	6.4	6.0
Graulhet	Weishart	19660 ± 140	-7.01	-54.56	8.8	5.8	7.3
Castera -Vérd.	Castera 2	21250 ± 390	-8.18	-53.37	6.3	6.1	6.2
Barbotan	B 102	21580 ± 630	-8.90	-55.70	4.8	5.5	5.1
Barbotan	B103	22370 ± 1000	-8.9	-57.7	4.9	4.9	4.9
Eugénie-les-B.	Elb2	22590 ± 150	-9.56	-63.67	3.4	3.3	3.3
Pléhaut	AEP	25120 ± 1170	-8.20	-50.2	6.3	7.0	6.6
Dému	AEP	25540 ± 1030	-7.69	-51.30	7.4	6.7	7.0
Lectoure	Moulin de R.	27540 ± 860	-7.20	-45.00	8.4	8.4	8.4
Nogaro	Nogaro 2	27930 ± 530	-8.70	-49.30	5.2	7.2	6.2
Lalbarède	AEP	28030 ± 220	-7.32	-48.86	8.1	7.4	7.8
Lespielle	Lespielle 2	29020 ± 2380	-7.90	-49.46	6.9	7.2	7.1
Lussagnet	Lug 57	29330 ± 1010	-9.40	-61.50	3.7	3.9	3.8
Blagnac	Piscine	30740 ± 270	-7.35	-50.37	8.1	6.9	7.5
Nogaro	Nogaro 1	31270 ± 2030	-8.50	-53.40	5.6	6.1	5.9
Gondrin	AEP	31480 ± 1300	-8.00	-50.40	6.7	6.9	6.8
Eugénie-les-B.	Imperatrice	32970 ± 1680	-9.10	-59.70	4.4	4.4	4.4
Lasseppe	Lalongue	37070 ± 3300	-8.20	-50.30	6.3	7.0	6.6
Burosse	AEP garlin 1	>40000	-8.10	-52.50	6.5	6.4	6.4
Dax	Precipitations		-5.17	-31.43	12.7	12.2	12.5

TAB. 2.3 – Paléotempératures estimées à partir des équations 2.3 et 2.4 en fonction des teneurs en ¹⁸O et ²H

Les valeurs de températures estimées à partir des données de l'aquifère, qui hypothétiquement représentent la température atmosphérique lors de la recharge, oscillent entre 3°C et 8,5 °C soit entre -10°C et -4,5 °C ($\Delta\theta$) par rapport à la moyenne actuelle à Dax.

Le résultat obtenu à Dax montre une assez bonne corrélation entre la température calculée à partir des données $\delta^{18}\text{O}$ (12,5°C) et la température moyenne annuelle actuelle qui est de 13°C. Le contexte local joue un rôle prépondérant sur l'équation de température dans le cas étudié ici, plus que la teneur océanique.

Un graphique de température en fonction des âges a été construit à partir des données des gaz rares et de la teneur en ¹⁸O - ²H de différents aquifères profonds du Sud-Aquitain (Figure 2.11). Les résultats

obtenus par ces différentes méthodes sont ici cohérents, l'intervalle des températures étant sensiblement le même. Les variations de températures déterminées sur les eaux des aquifères semblent également cohérentes avec les variations en $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GRIP au Groënland [JOHNSEN *et al.* (2001)].

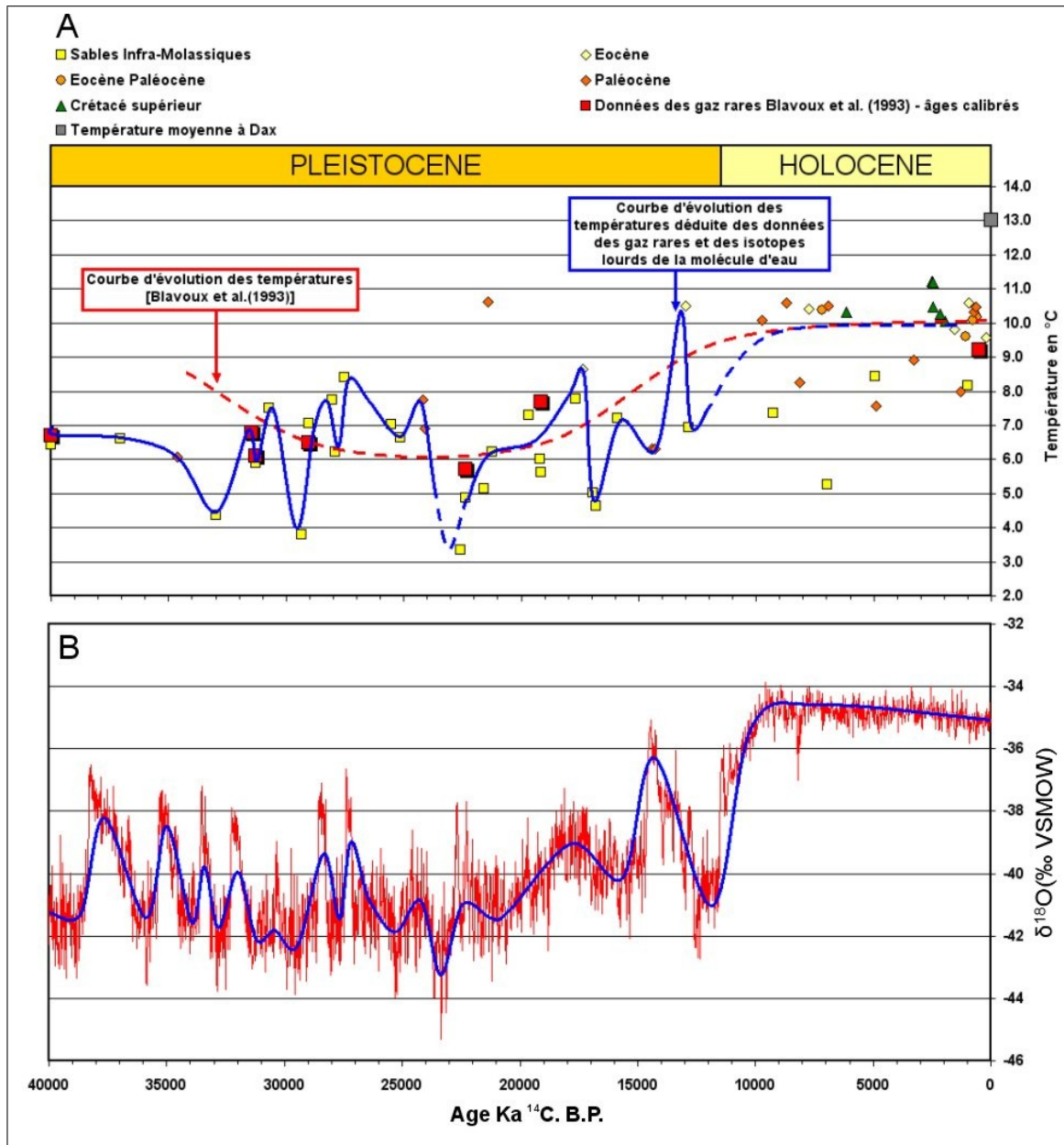


FIG. 2.11 – A- Évolution de la température déduite des valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ et des gaz rares des aquifères du Sud-Aquitain
 B : évolution de la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte GRIP au Groënland (Courbe rouge - JOHNSEN *et al.* (2001))

La courbe de paléo-températures esquissée montre des valeurs nettement inférieures à l'actuel dans l'intervalle de temps considéré, le minimum de la température moyenne correspond au Dernier Maximum

Glaciaire (21000±2000 ans B.P.). Après cette période, les températures augmentent assez rapidement jusqu'à l'Holocène.

L'ensemble des données du cortège isotopique et des gaz rares indiquerait ainsi une importante phase de recharge au cours du Pléistocène sous des conditions paléoclimatiques bien différentes de l'actuel (climat plus froid) et sans doute déterminantes dans le processus de recharge des aquifères profonds sud-aquitains.

Les observations énoncées ci-dessus nous amènent à considérer que les conditions climatiques actuelles ne permettent qu'une recharge très restreinte de ce système multicouche avec des volumes mis en jeu sans commune mesure avec ceux de la fin de la période glaciaire, voire même de la période du "Petit Age Glaciaire".

Il paraît ainsi légitime de considérer la fin de l'époque glaciaire comme une période de mise en pression et de recharge principale du système multicouche et la période actuelle comme celle d'une fin de phase transitoire de vidange naturelle. L'effet du soutirage par les forages ne viendrait alors que se superposer à un grand régime de vidange.

L'analyse de ces différents paramètres met en évidence que ce sont des événements climatiques majeurs qui sont à l'origine de l'alimentation massive de ce vaste aquifère profond et plus globalement des différents aquifères profonds du système multicouche aquitain [DOUEZ et al. (2006b)] et que ce système n'existe finalement que sous des états transitoires de recharge et de vidange.

Cette vision va dans le sens des travaux développés par JOST (2005) qui écrit à propos de l'hydrogéologie du Bassin de Paris : *"Les stades interglaciaires des derniers cycles climatiques sont alors suffisamment courts pour ne pas permettre l'établissement d'un régime permanent. Aujourd'hui, le système n'est donc probablement pas à l'équilibre avec le climat et les conditions de surface actuelles et son état transitoire est une conséquence des intervalles glaciaires antérieurs."*

Il appartient ainsi de rechercher les conditions de recharge de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, sous un climat propice à celle-ci, autour du Dernier Maximum Glaciaire en Aquitaine.

2.2 Les variations climatiques passées et leurs conséquences

La période favorable de recharge importante des aquifères profonds en Aquitaine correspond à la période quaternaire (fin de l'ère Cénozoïque) et plus précisément à la fin du Pléistocène supérieur (128000 ans B.P. à 10000 ans B.P.) et au début de l'Holocène (de 10000 ans B.P. à l'actuel). La période quaternaire montre une succession de cycles rapides glaciaires (Donau - Gunz - Mindel - Riss et Wurm) marqués par l'avancée des inlandsis et la croissance des glaciers continentaux avec des interglaciaires reliés aux changements climatiques. Durant les périodes glaciaires, la température diminue tandis que les précipitations peuvent augmenter [POMEROL et al. (2000)].

L'Holocène correspond à la dernière période interglaciaire. Le Pléistocène supérieur est défini quant à lui comme le dernier cycle interglaciaire/glaciaire. On pourra trouver en annexe E quelques éléments sur la paléoclimatologie, notamment sur les cycles glaciaire/interglaciaire.

2.2.1 Les variations eustatiques

Les variations du niveau marin durant les périodes glaciaires sont dues à la combinaison principale de deux phénomènes :

- **le climat** : la température va agir sur la dilatation thermique de l'eau des océans, d'une part, et sur le stockage des eaux (sous forme de glaces : banquise, glaciers) et leur destockage d'autre part.
- **les variations isostatiques** : sous le poids des glaces (inlandsis, glaciers), certains continents s'enfoncent en raison de la viscoélasticité de la Terre. A la fonte des glaces, ces continents remontent jusqu'à l'ajustement isostatique. Le réajustement isostatique n'est pas synchrone avec la fonte des glaces, ce phénomène étant en effet beaucoup plus lent.

Les variations eustatiques durant le Pléistocène supérieur, mais également lors des périodes glaciaires précédentes, ont été très importantes et très rapides. Des enregistrements discontinus montrent qu'au cours du Pléistocène supérieur, le niveau marin a atteint un minimum aux alentours de -120 à -130 mètres au Dernier Maximum Glaciaire (Figure 2.12) [THOMPSON et GOLDSTEIN (2006)]. Cette période est définie comme une époque d'un volume de glace maximum et d'un niveau de la mer minimum.

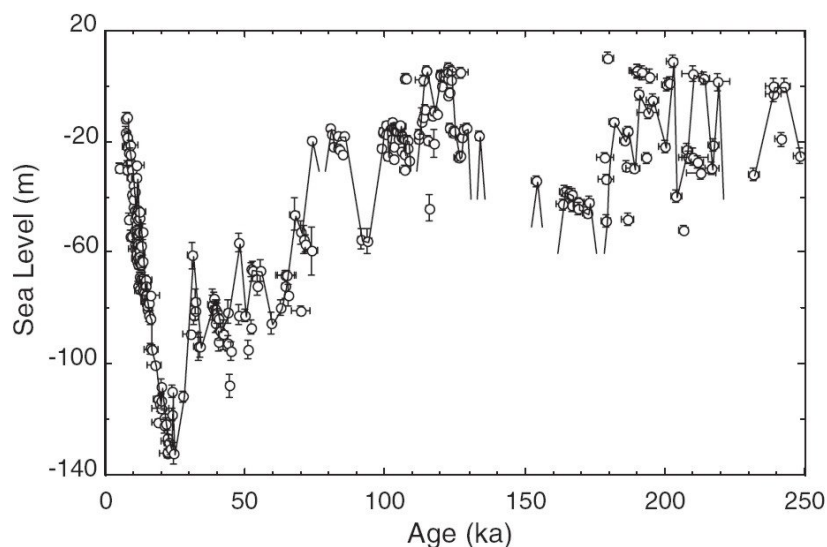


FIG. 2.12 – Reconstruction à haute résolution de l'évolution du niveau des océans [THOMPSON et GOLDSTEIN (2006)]

Au début de l'interglaciaire actuel, les chroniques continues montrent la remontée rapide des océans dès la fin du Pléistocène supérieur/début Holocène (Figure 2.13). Cette dernière courbe est basée sur la compilation des données de FLEMING *et al.* (1998), FLEMING (2000) et MILNE *et al.* (2005).

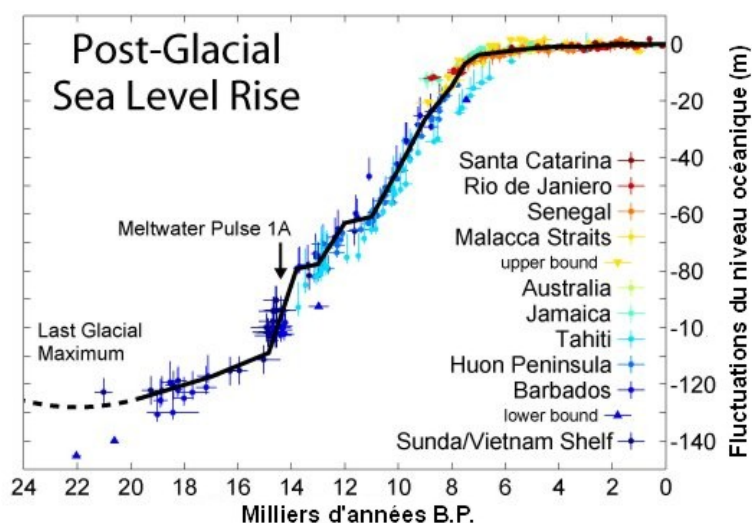


FIG. 2.13 – Remontée post-Dernier Maximum Glaciaire du niveau des océans [RODHE]

En Aquitaine, le niveau de l’Océan Atlantique était à environ -120 mètres plus bas que l’actuel et le trait de côte décalé vers l’ouest de 25 à 50 kilomètres (Figure 2.14).

2.2.2 Reconstitution paléoclimatique

Depuis les derniers quarante mille ans, le climat a fortement varié. Après une baisse des températures jusqu’au Dernier Maximum Glaciaire, le climat s’est réchauffé assez rapidement pour atteindre celui que l’on connaît aujourd’hui.

La reconstitution paléoclimatique est une entreprise difficile mais l’utilisation des données existantes peut apporter des éléments de réponse intéressants concernant une phase fondamentale de la recharge de la nappe des Sables Infra-Molassiques autour du Dernier Maximum Glaciaire.

Le fil conducteur de la synthèse paléoclimatique est issue en partie de la publication de LAVILLE et al. (1983) "*Histoire paléoclimatique de l’Aquitaine et du Golfe de Gascogne au Pléistocène supérieur depuis le dernier Interglaciaire*" complétée de données plus récentes.

Il y a **40000 ans B.P.**, l’interglaciaire WURMII/III (stade isotopique 3) est marqué par l’incision locale des cours d’eau, la formation de sols peu évolués ou de zones d’altération dans les dépôts de recouvrement et les abris sous roche. A la fin de cet interstade (36000±2000 ans B.P.), une phase d’érosion identifiable dans tous les dépôts sub-aériens coïncide avec une phase de reprise de l’activité de dissolution karstique. Il s’agit là des caractéristiques d’un épisode **très humide** [LAVILLE et al. (1983); LE TENSORER (1979)]. La forêt s’installe à travers la majeure partie de l’Europe méridionale [VAN ANDEL et TZEDAKIS (1996)], le taux de boisement avoisine les 48% avec de nombreux feuillus thermophiles [LAVILLE et al. (1983)].

Au nord-est de l’Ibérie, le couvert végétal est caractérisé durant cette période par des pins, de petites forêts «mélangées» à des forêts de chênes caractéristiques d’un climat frais et **humide** [BURJACHS et ALLUE (2003)].

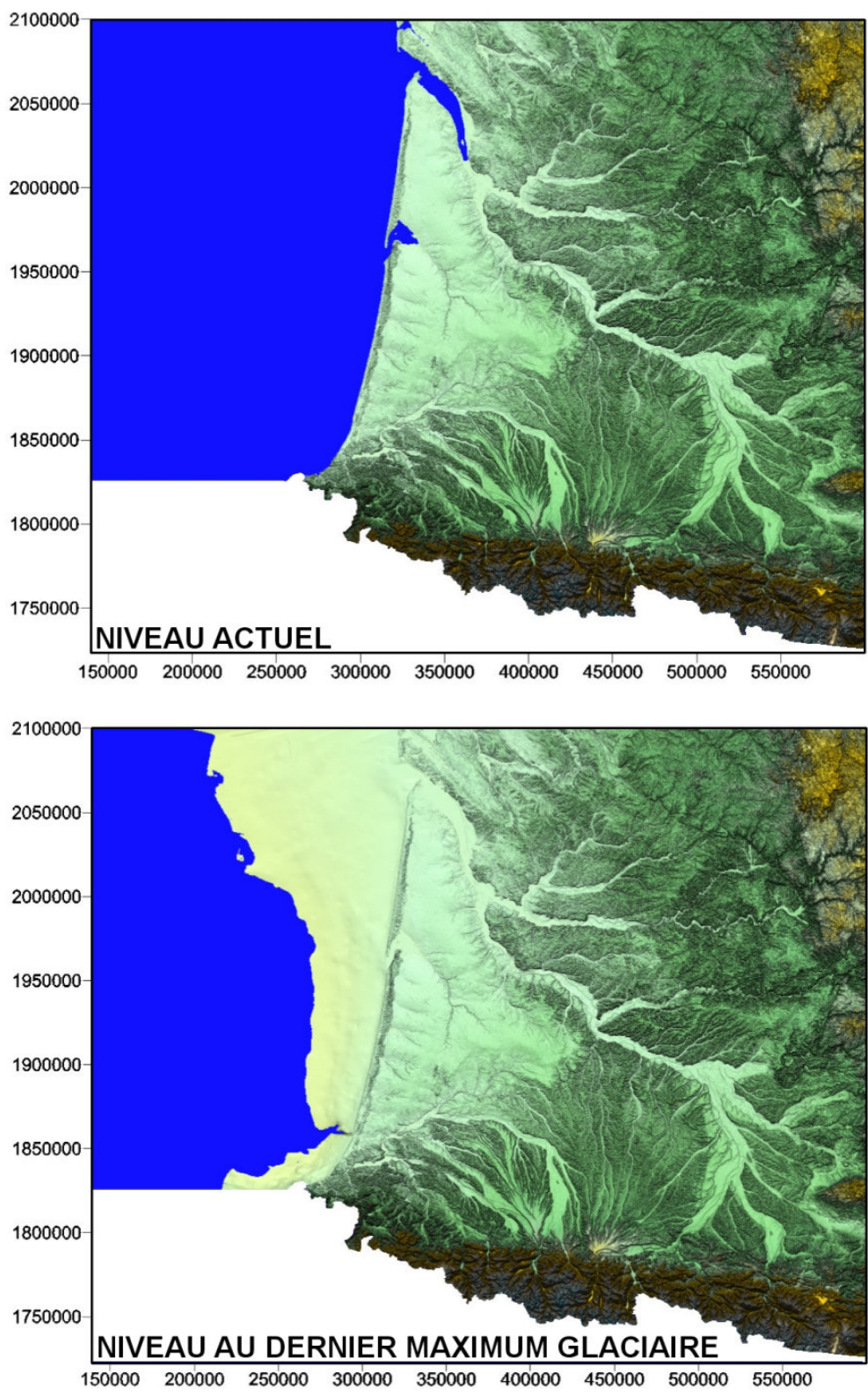


FIG. 2.14 – Evolution du trait de côte du golfe de Gascogne entre le Dernier Maximum Glaciaire et l’actuel

Dans l'est de la France, la reconstitution pollinique sur la série lacustre des Echets (Vosges) et du sondage de la tourbière de la Grande Pile (Haute-Saône, 15 km au nord-est de Lyon) donne une température moyenne annuelle de l'air de -4°C ($\Delta\theta$) par rapport à l'actuel et des précipitations annuelles également réduites de 200 mm à 400 mm [GUIOT et *al.* (1989)]. Ces données de températures sont cohérentes avec celles issues des teneurs en ^{18}O (voir chapitre 2.1.3).

De 36000±2000 ans B.P. à 33000±2000 ans B.P. : début du WURM III

Les conditions climatiques se dégradent et le début de cette période est marqué par un abaissement du taux de boisement. Les pins sont abondants et accompagnés de saules et de bouleaux. Les herbacées hygrophiles sont très nombreuses.

L'alternance de dépôts chargés en éboulis cryoclastiques et dépôts de ruissellement est notée. Les sédiments marins montrent des apports terrigènes importants. Ces phénomènes indiquent des conditions **rigoureuses et très humides**. A la fin de cette période, les conditions climatiques deviennent extrêmement rigoureuses [LE TENSORER (1979)] et le climat assez **sec**.

De 33000±2000 ans B.P. à 25000±2000 ans B.P. :

Les conditions climatiques s'améliorent, le taux de boisement s'élève à environ 25 à 40%, les nombreuses plantes hygrophyles attestent d'une **forte humidité**. Cette phase est entrecoupée par deux phases plus froides, une première très courte (<1000 ans) vers 31000±2000 ans B.P. et une phase un peu plus longue (2000 à 3000 ans) vers 27000±2000 ans B.P..

La sédimentation océanique par des apports terrigènes en provenance du continent montre en particulier **une importante augmentation des précipitations sur les zones côtières**.

La température moyenne de l'air simulée aux alentours de 30000 ans B.P. à l'aide d'un modèle climatique européen montre des températures de 4°C à 7°C ($\Delta\theta$) plus froides durant l'hiver et de 2°C à 4°C ($\Delta\theta$) plus froides durant l'été par rapport à l'actuel [VAN HUISSTEDEN et *al.* (2003)]. Cette variabilité des températures inter-annuelles simulées indique des probables états de tempêtes redondantes. Les assemblages d'arthropodes de la Grande Pile donnent une température estivale entre 6°C et 11°C vers 30000 ans B.P. [PONEL (1994)]. A la fin de cette période, la couverture arborée commence à diminuer, ce qui marque la fin du stade isotopique 3. Cette phase est l'une des phases les plus froides et **les plus sèches** des 40000 dernières années mais elle est rapidement suivie par un réchauffement et une **humidité importante** [LE TENSORER (1979)].

Une importante phase d'incision fluviale prend place lors de la transition entre le pléniglaciaire moyen et le pléniglaciaire supérieur. Elle est enregistrée dans divers sites en Europe centrale et occidentale, ce qui met également en évidence un relatif **fort taux de précipitation** annuel [HUIJZER et VANDENBERGH (1998)].

De 25000±2000 ans B.P. à 18000±1000 ans B.P. : le pléniglaciaire supérieur (début du stade isotopique 2).

Autour de 24000 ans B.P., débute une période d'alternance rapide sur environ un millénaire entre une

phase douce et humide qui se refroidit puis une élévation de température peu marquée avec une **très forte humidité**. Le taux de boisement atteint 40%.

Les conditions climatiques deviennent de plus en plus rigoureuses, les éléments cryoclastiques de plus en plus abondants et le taux de boisement diminue jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire 21000±2000 ans B.P..

Au Dernier Maximum Glaciaire (21000±2000 ans B.P.) le niveau des océans atteint -120 à -130 mètres. Ce stade est nettement individualisé par les très fortes valeurs du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères traduisant le développement très important des calottes glaciaires. Dans la partie occidentale de l'Europe, l'inlandsis s'arrête aux alentours de la latitude 52°30 N (Figure 2.15) et recouvre de l'ouest vers l'est le nord de l'Irlande et du Royaume-Uni, la mer du Nord, la Scandinavie et le nord de l'Allemagne. Les zones montagneuses, et notamment les Pyrénées, sont recouvertes de grands glaciers. Au sud de cet inlandsis, une bande de pergélisol d'environ un millier de kilomètres est présente, le pergélisol (ou permafrost) étant défini comme la partie du sol qui reste gelée sans interruption pendant au moins deux années [MULLER (1943)].

Un paysage steppique sous un **climat sec** semble alors prédominer en Aquitaine.

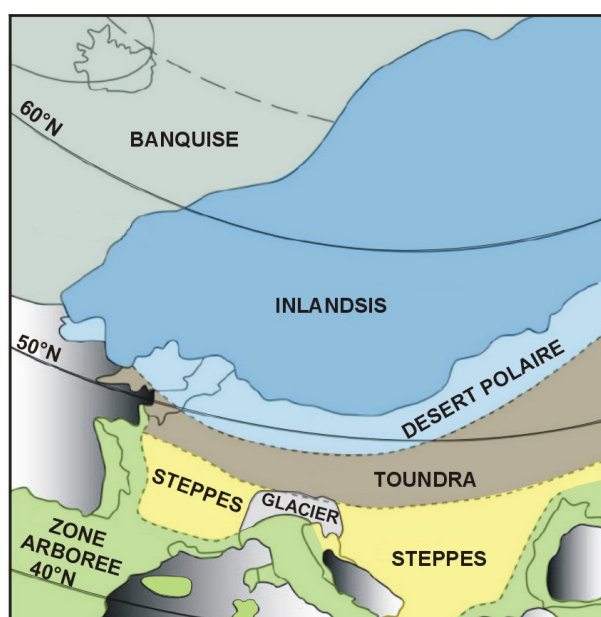


FIG. 2.15 – Paléoclimat en Europe pendant la dernière grande glaciation [LABEYRIE (2006)]

Les précipitations annuelles issues des reconstitutions polliniques se situent entre -700 mm.an⁻¹ et -900 mm.an⁻¹ par rapport à l'actuel [PEYRON et al. (1998)] pour les stations du sud de la France et du nord de l'Espagne, soit -60±20%. Ainsi, la moyenne des précipitations pendant le Dernier Maximum Glaciaire à Lourdes est de 560 mm.an⁻¹ alors qu'à l'actuel elle est de l'ordre de 1400 mm.an⁻¹ (données 1960-2006), ce qui représente une baisse de -60%. Dans l'est de l'Europe, cette diminution est de l'ordre de -50 mm.an⁻¹ à -750 mm.an⁻¹ [TARASOV et al. (1999)].

La reconstruction des températures du Dernier Maximum Glaciaire à l'aide de données variées (traces périglaciaires, reconstruction faunique et floristique, fluctuations de niveaux de lacs, ...) indique dans le nord de la France une **température moyenne annuelle de l'ordre de -4°C** avec des températures aux alentours de -20°C pour le mois le plus froid et de +7°C environ pour le mois le plus chaud [HUIJZER et VANDENBERGH (1998)].

Les assemblages polliniques dans le nord des Pyrénées et le centre de la France donnent des températures moyennes annuelles de -6°C et -13 °C ($\Delta\theta$) par rapport à l'actuel [PEYRON *et al.* (1998)]. Durant les mois les plus froids, la température était d'environ -24°C à -31°C ($\Delta\theta$) par rapport à l'actuel. Il est à noter que ces données sont issues de zones plus ou moins situées en altitude (Lourdes + 430 m NG ; Biscaye + 410 m NG ; lac du Bouchet + 1200 m NG).

Ces résultats sont en accord avec la différence de températures dans le nord-est de l'Europe de -20 à -29°C ($\Delta\theta$) en hiver et de -5 à -11°C ($\Delta\theta$) en été [TARASOV *et al.* (1999)] par rapport à l'actuel.

Des essais de reconstitution du pergélisol en Aquitaine [TEXIER et BERTRAN (1993)] indiquent, à partir de traces périglaciaires, une baisse des températures dans la région landaise de -13°C à -19°C ($\Delta\theta$) soit une température moyenne annuelle de l'air de 0°C à -6°C. Pour le nord-est et le centre de l'Aquitaine cette baisse est estimée entre -17,5°C et -19 °C ($\Delta\theta$) par rapport à l'actuel soit une température moyenne annuelle de -6°C à -8°C (ces températures sont plus basses que celles issues des reconstitutions polliniques).

Entre 20000 ans B.P. et 18000 ans B.P., durant l'interstade Würm III/IV (dont la position et la durée diffèrent selon les auteurs), le recouvrement par les feuillus augmente, le taux de boisement atteint environ 30%. La faible représentation des espèces les plus thermophiles révèle des **températures assez basses** tandis que l'abondance en espèces hygrophiles atteste d'une **humidité très importante**.

Remarque :

*En ce qui concerne la reconstruction pollinique et son application dans la recherche climatique, divers travaux ont mis en évidence l'image paradoxale d'un climat beaucoup plus humide ou légèrement plus sec (selon les régions) au cours du Dernier Maximum Glaciaire à partir notamment de niveaux de lacs à travers l'Europe plus élevés que l'actuel [PRENTICE *et al.* (1992) ; ROBERTS et WRIGHT (1993) ; YU et HARRISON (1995) ; HARRISON *et al.* (1996)] sous une végétation de steppe pourtant signe d'une aridité accrue.*

Le conflit apparent entre des conditions semi-arides indiquées par des assemblages polliniques et l'humidité efficace plus haute par la reconstitution de niveaux de lacs a été résolu par l'hypothèse que des changements saisonniers de précipitations sont le principal facteur contrôlant l'humidité disponible pour la végétation.

*L'effet de sécheresse indiqué par les pollens durant les temps glaciaires sur l'Atlantique nord peut être le fait d'un été plus sec et d'un hiver plus humide [PRENTICE *et al.* (1992) ; VALERO-GARCES *et al.* (2004)]. Des violentes tempêtes ont pu être concentrées en hiver, quand la plante est en période de la-*

tence [PRENTICE et al. (1992)]. Une autre hypothèse est la baisse de CO_2 qui pourrait augmenter cet effet de sécheresse sur la végétation malgré de hautes précipitations.

En conclusion, selon ces auteurs, la méthode de reconstruction climatique à l'aide des pollens durant le Dernier Maximum Glaciaire pourrait sous-estimer d'une façon importante les précipitations.

A partir de 18000 ± 1000 ans B.P. à environ 10200 ans B.P. : le tardi-glaciaire

Après le pléniglaciaire, le réchauffement climatique s'amorce, les analyses d'oxygène 18 montrent que la quantité de glace stockée sur les continents commence à décroître, l'inlandsis et les glaciers reculent (Figure 2.16), les océans remontent.

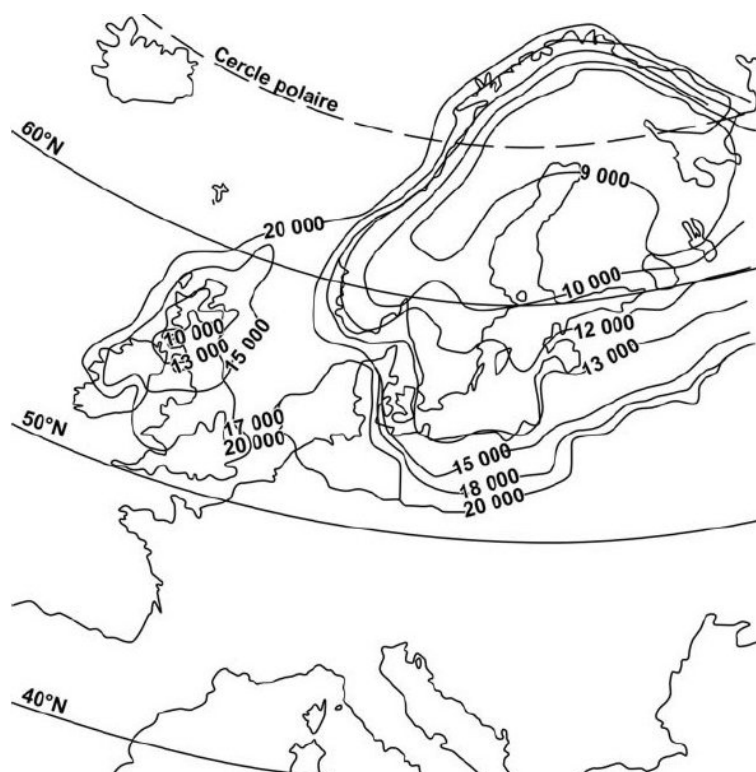


FIG. 2.16 – Les étapes de la déglaciation après le Dernier Maximum Glaciaire [LABEYRIE (2006)]

Plus localement, le climat devient doux et **humide**, les phénomènes de ruissellement augmentent, le reboisement a lieu. Les graminées et les hygrophiles dominent la strate herbacée et dénotent un **climat humide**. Une période de récession apparaît centrée autour de 16000 ± 1000 ans B.P. où le climat devient un peu plus froid et **sec** (Dryas ancien), (phase qui est corrélée avec l'événement de Heinrich H1, voir annexe E, Figure E.4) et qui est immédiatement suivie d'une amélioration climatique avec une **forte humidité** attestée par les nombreuses plantes herbacées et hygrophiles. Des données polliniques dans l'est de la France donnent un Δ de température de -3°C à $-5,5^\circ\text{C}$ par rapport à l'actuel durant les mois les plus chauds [PEYRON et al. (2005)].

La phase de déglaciation s'accélère entre 15500 ans B.P. et 13500 ans B.P.. Une phase majeure de réchauffement se situe aux alentours de 14700 ans cal B.P. [RENSSEN et ISARIN (2001)] où les températures du mois le plus chaud semblent comparables aux valeurs actuelles dans l'est de la France et dans ses pays limitrophes [PEYRON et *al.* (2005)]. Les **précipitations annuelles augmentent également**.

Cette période est suivie d'une série d'oscillations climatiques complexes qui tend vers des conditions plus douces. Centrée aux alentours de 14000±1000 ans B.P., la nette augmentation du taux de boisement et le retour de feuillus thermophiles se fait dans un contexte **humide** (Bölling) suivi d'une brusque et courte période plus froide (Dryas moyen<150 ans). Cette phase est suivie d'une période de **forte humidité** (Alleröd) jusqu'à environ 13000±1000 ans B.P.. Les températures oscillent de quelques degrés (1°C à 5 °C). Le domaine marin montre la même chronologie puisque entre 13500 ans ¹⁴C B.P. et 11000 ans ¹⁴C B.P., le volume des calottes glaciaires est très réduit, les températures estivales des eaux de surface atteignent 20°C dans le Golfe de Gascogne.

Aux alentours de 11500 ans cal B.P., une seconde phase de réchauffement importante est constatée [RENSSEN et ISARIN (2001)]. S'en suit la dernière phase de refroidissement aux alentours de 11000 ans B.P. (Dryas Récent) : cette période est **assez humide**, la faune retrouvée comportant des espèces adaptées à ce type de climat. A la fin de cette période, le niveau des océans est d'environ -80 mètres. Une brève et brutale extension du volume des glaces stockées sur le continent s'accompagne d'une nouvelle progression des eaux arctiques dans le Golfe de Gascogne. La fin de cette période correspond à peu près à la fin du stade isotopique 2.

L'Holocène "stade isotopique 1" : 10200 ans B.P. à l'actuel

L'Holocène correspond à une période de transition pour arriver au climat actuel. La première partie de cette période est marquée par une phase intense de déglaciation assez continue ; aux alentours de 5000 ans B.P., un optimum climatique est atteint. Il y a 5000 ans B.P. le niveau de la mer actuel est même dépassé sur certaines zones de la planète.

Cette période est également marquée par différents épisodes de changements climatiques rapides avec des baisses de températures [CHALINE (1985) et MAYEWSKI et *al.* (2004)]. La figure 2.17 montre une bonne corrélation entre :

A - les fluctuations du niveau d'eau dans tourbières du nord de la Grande-Bretagne [CHARMAN et *al.* (2006)] et celui de lacs dans l'est de la France et du Plateau Suisse [MAGNY (1998) ; MAGNY et *al.* (2003)],

B - l'évolution des glaciers [RÖTHLISBERGER (1986)],

C - les variations de températures qui oscillent ainsi de -2°C à +0,2°C par rapport à l'actuel [DAVIS et *al.* (2003)].

Ainsi les hauts niveaux de lacs coïncident avec les hauts niveaux des tourbières, l'avancée des glaciers, la baisse des températures et inversement. Ces corrélations laissent à penser que les phases froides de l'Holocène correspondent à des périodes plus humides. C'est ce que les paramètres climatiques reconstruits

à partir de données polliniques et des données de niveau du lac Locle (Jura) entre 6000 et 12000 ans cal. B.P. semblent indiquer (Figure 2.18). Ainsi MAGNY *et al.* (2001) suggère que les phases de haut niveau du lac Locle concordent avec une augmentation des précipitations moyennes annuelles et une baisse de la température estivale. Réciproquement, les périodes du niveau bas du lac correspondent à une diminution des précipitations moyennes annuelles et une augmentation des températures durant l'été.

Par extension, on peut penser que les périodes de haut niveau des lacs durant l'Holocène (Figure 2.17A) pourrait correspondre à des périodes de recharge des aquifères mais dans une moindre mesure par rapport à la fin du Pléistocène.

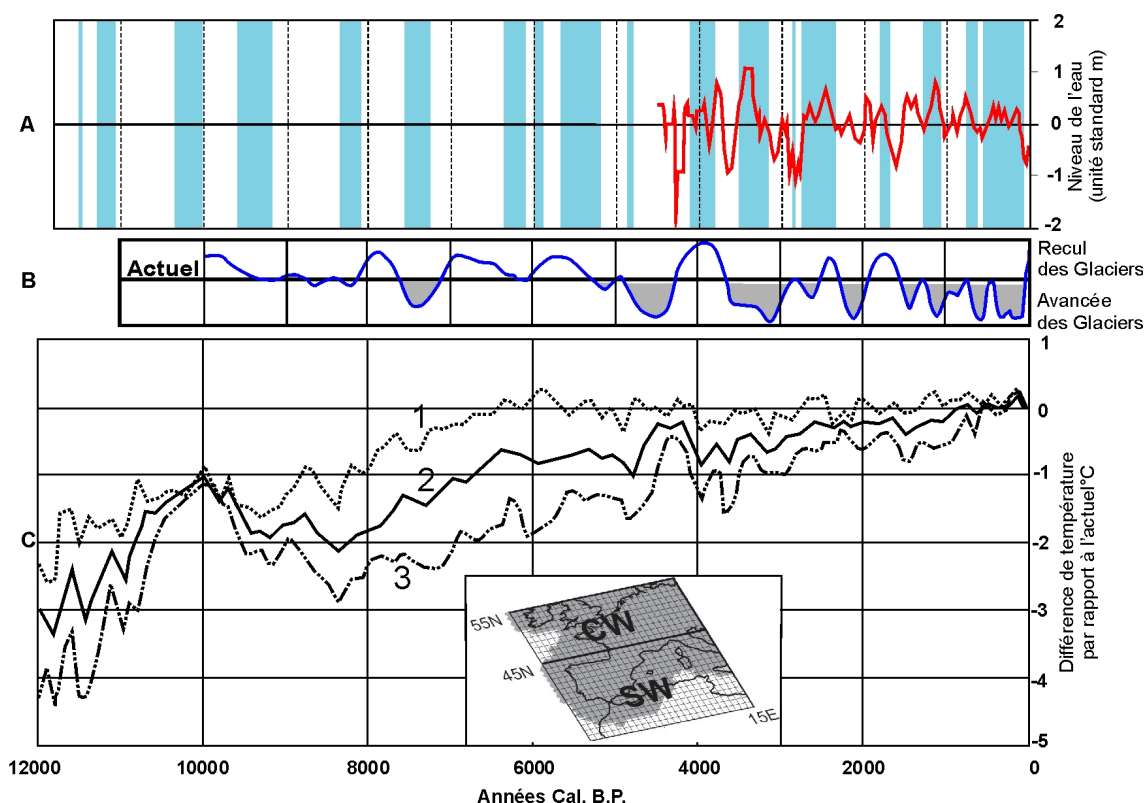


FIG. 2.17 – Corrélation de différentes données climatiques pour l'Holocène

A - Courbe rouge : Composite des variations du niveau d'eau pour les tourbières du nord de la Grande-Bretagne [CHARMAN *et al.* (2006)], Barres bleues : périodes du niveau élevé de lacs de l'est de la France et du Plateau Suisse [MAGNY (1998) ; MAGNY *et al.* (2003)],

B - Chronologie globale des avancées et des retraits des glaciers [RÖTHLISBERGER (1986)],

C - Température moyenne de l'air : 1-Centre-Ouest (CW) [DAVIS *et al.* (2003)] ; 2-Sud Ouest (SW) [DAVIS *et al.* (2003)] ; 3- Courbe composite des secteurs CW et SW

Le dernier épisode froid a commencé en l'an 1550 environ pour se terminer aux alentours de 1850 ("**Petit Âge Glaciaire**"). Le refroidissement se situe entre 0°C et 1°C (Figure 2.19). Les glaciers augmentent du fait de **précipitations accrues en hiver** et de températures basses en été [MANN (2002)]. Dans les Alpes, les précipitations étaient plus fortes d'au moins 25% par rapport à la moyenne du vingtième siècle [VINCENT *et al.* (2005)]. L'ampleur de cette période, bien que minime par rapport à celles qui se sont

déroulées à la fin du Pléistocène, a pu affecter la recharge au voisinage des affleurements des grands aquifères.

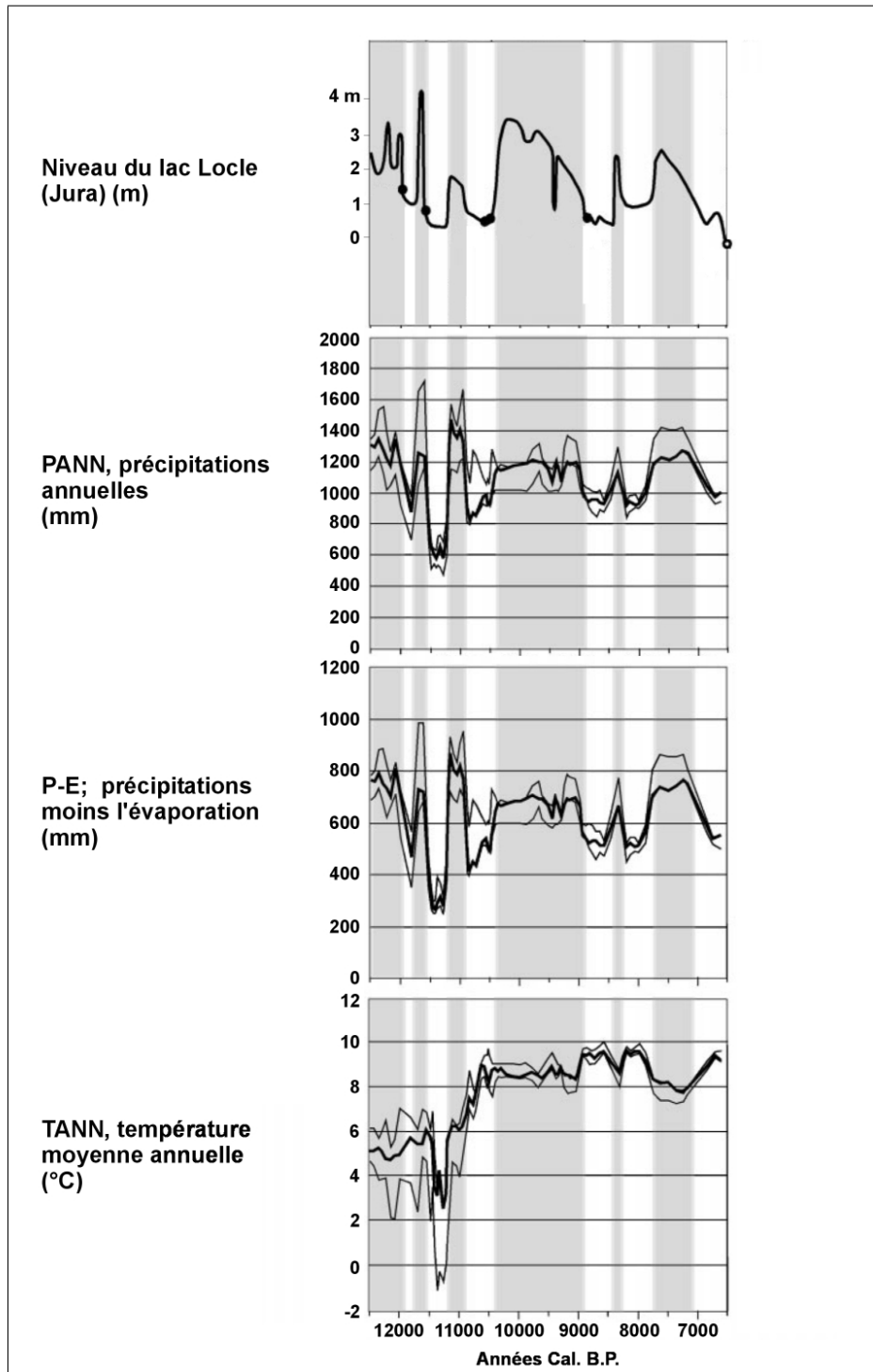


FIG. 2.18 – Paramètres climatiques reconstruits à partir de données polliniques et des données de niveau du lac Locle (Jura) entre 6000 et 12000 ans cal. B.P.. [MAGNY et al. (2001)]

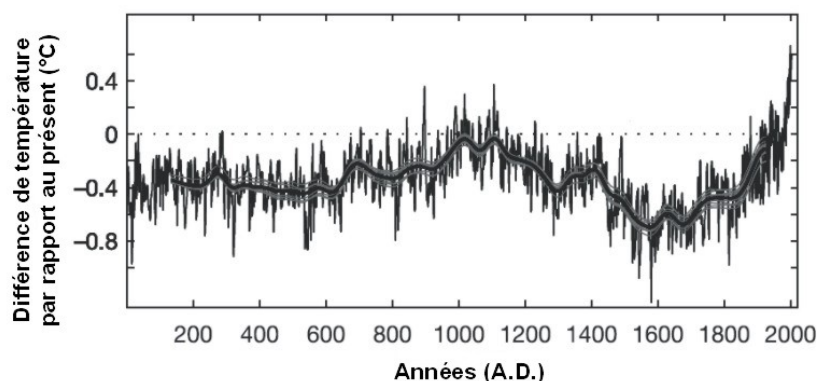


FIG. 2.19 – Différence de température par rapport au présent depuis l'an 0 [MOBERG et al. (2005)]

Comme l'expose cette chronologie, le climat a fortement varié au cours des quarante mille dernières années. L'alternance de phases plus ou moins rigoureuses et humides très différentes du climat actuel ont sans doute permis, au cours des intervalles les plus humides, l'alimentation des aquifères profonds du multicouche aquifère sud-aquitain. La période majeure d'alimentation des Sables Infra-Molassiques semble s'être déroulée aux alentours du Dernier Maximum Glaciaire à une époque où l'Aquitaine était vraisemblablement recouverte par un pergélisol plus ou moins continu. Ce pergélisol a pu jouer un rôle primordial en influençant les écoulements de l'eau dans le sol et l'alimentation des aquifères.

2.2.3 Le pergélisol et son impact sur les aquifères

2.2.3.1 Quelques généralités sur le pergélisol

La distribution spatiale et l'épaisseur du permafrost dépendent principalement de la température moyenne annuelle de l'air ($<1^{\circ}\text{C}$ au minimum) mais aussi des facteurs contrôlant la température du sol comme le couvert végétal, la conductivité thermique, la porosité des formations et le flux géothermique local (φ). La couche superficielle du sol, sus-jacente au sol gelé "perpétuel", et qui dégèle en été, est communément appelée mollisol ou zone active.

Selon la distribution spatiale et l'épaisseur du pergélisol, 3 classes sont généralement admises [VAN VLIET-LANOË (2000) ; ISARIN (1997)] :

- **Pergélisol continu** : la surface occupée par un pergélisol continu est $\geq 80\%$, l'épaisseur est variable et peut atteindre plusieurs centaines de mètres dans les régions les plus froides. Pour obtenir ce type de pergélisol, la température moyenne annuelle actuelle de l'air doit être inférieure à -8°C - -10°C selon les auteurs.
- **Pergélisol discontinu** : 30 à 80% de la surface au sol est couverte par un pergélisol. La température moyenne annuelle de l'air actuelle pour avoir ce type de pergélisol se situe entre -8°C et -1°C .
- **Le pergélisol sporadique** : la surface est composée de moins de 30% de pergélisol. La présence du pergélisol sporadique dépend essentiellement du couvert végétal, de la nature des terrains et de la géomorphologie.

Actuellement, le pergélisol continu est associé aux zones arctiques et polaires, alors que le pergélisol discontinu est associé à la zone subarctique. On le retrouve également en altitude, ainsi dans les Alpes, il se localise à des altitudes supérieures à 2600 mètres [HAUBNER (2002)].

Dans un pergélisol, le gel de l'eau entraîne la cohésion du sol. Ce gel peut être massif et entraîner différentes formes périglaciaires qui laissent des traces encore visibles permettant de définir les zones de pergélisol. C'est le cas :

- **des coins de glace ou grandes fentes de gel** : sous la forme de fissures verticales, celles-ci se remplissent de sédiments durant l'été avec la fusion de la glace de la couche active. Durant l'hiver, l'eau gèle et ces fentes s'élargissent dans la zone supérieure permettant leur croissance. Ces fentes forment généralement un réseau polygonal à la surface.
- **des sols polygonaux** : ces formes résultent de conditions climatiques rigoureuses quand ils sont de grandes tailles. Leur formation n'est pas encore établie mais semble consister au tri des matériaux par le gel.
- **des hydrolaccolites (pingos, palses, buttes cryogènes)** : buttes issues du soulèvement de formations superficielles par un noyau ou lentille de glace. Lorsque la glace fond, ils prennent l'image d'un "cratère".

Conséquences du pergélisol sur les aquifères :

Le pergélisol est presque imperméable [FRENCH (1976)], il se comporte comme une couche aquitard. L'écoulement d'eaux souterraines est limité et n'a lieu que dans le mollisol ou les couches profondes non gelées.

Par conséquent, à grande échelle, l'écoulement des eaux souterraines est limité aux couches aquifères profondes [VIDSTRAND (2003)]. La présence d'une couche de pergélisol va forcer les écoulements latéraux vers de plus grandes profondeurs [McEWEN et DE MARSILY (1991)].

La recharge des eaux souterraines profondes sera sensiblement affectée par l'occurrence du pergélisol qui empêche plus ou moins la pénétration des eaux de surface vers la profondeur en inhibant les transferts verticaux. Cette restriction est illustrée par les tourbières et les nombreux étangs qui jalonnent la surface des zones affectées par le pergélisol [VIDSTRAND (2003)]. Dans les zones de pergélisol continu, la recharge des aquifères profonds ne se fait que par le biais de secteurs dégelés tels que les "taliks" qui sont localisés généralement sous les lacs peu profonds (lac de thermokarst) et les cours d'eau. Les grands lacs ou rivières agissent comme des sources de chaleur empêchant la croissance du pergélisol. Sous des conditions climatiques rigoureuses permettant la présence d'un pergélisol, un fleuve de plus de 25 m de largeur coule tout au long de l'année à une température moyenne annuelle de +4°C dans un mode idéalisé. La température moyenne annuelle pour un lac de plus de 50 mètres de large est de +2°C [DELISLE (1998)].

Sur la base de résultats de modèles hydrogéologiques bi-dimensionnels, les eaux souterraines situées sous le front du pergélisol sont susceptibles d'être mises en charge, les discontinuités présentes dans le pergélisol peuvent donc jouer potentiellement le rôle de zones de vidange des aquifères [VIDSTRAND

(2003)].

Durant les stades de déglaciation, la fonte du pergélisol, les précipitations et la fonte des glaciers vont contribuer à la recharge des aquifères [VAN WEERT et *al.* (1997)]. Les phénomènes de débâcles glaciaires importants vont amplifier cette recharge.

L'étude des changements climatiques dans des régions actuellement sous un pergélisol a montré que suite à un réchauffement, la fonte de ce pergélisol entraînera l'apparition d'une nappe d'eau souterraine superficielle importante. Les phénomènes de recharge et de vidange seront ainsi accrus [MICHEL et VAN EVERDINGEN (1994)].

L'augmentation de la perméabilité lors de la fonte du pergélisol peut également amplifier l'alimentation en profondeur. Des tests réalisés à l'aide de perméamètres horizontaux ont indiqué que la perméabilité des sols sensibles au gel augmente d'un ou plusieurs ordres de grandeur lorsque le front de dégel avance [EGGINTON et DYKE (1990)]. De plus, lorsque les eaux souterraines sont sous pression, la consolidation du sol en cours de dégel peut être retardée. Par conséquent, les macropores formés à la suite de la fonte des lentilles de glace sont potentiellement conservés, la perméabilité horizontale peut alors être importante par rapport à celle existante dans des sols consolidés [EGGINTON et DYKE (1990)].

La durée de fonte du pergélisol est très rapide (de l'ordre du millier d'années). On peut donc penser, en ce qui concerne le Bassin Aquitain, que la libération de masses importantes d'eau d'origine météorologique immobilisées dans l'épaisseur du pergélisol a contribué à une recharge massive et déterminante. Ce type de recharge serait sans doute sans commune mesure avec les apports actuels.

La connaissance de la profondeur atteinte par le pergélisol est d'un intérêt évident car cela permet de définir les zones aquifères "gelés" ou partiellement "gelés", c'est à dire où l'écoulement est bloqué ainsi que les volumes d'eau immobilisés puis libérés.

Les outils pour l'étude de la profondeur atteinte par le pergélisol :

La profondeur atteinte par le pergélisol va dépendre de la compétition entre la température moyenne annuelle de l'air à la surface et le gradient de température en profondeur.

Verticalement, dans les terrains, trois zones aux comportements thermiques différents se superposent [SCHOELLER (1961)] :

- **hétérothermique** : zone de rencontre entre les flux d'origines interne et externe où la température varie dans le temps selon la profondeur ;
- **homothermique** : la température ne fluctue pas et est sous l'influence du flux géothermique ;
- **une zone " neutre "** : située entre les deux zones précédentes, la température est admise comme constante et proche de la température moyenne annuelle de l'air.

Une classification propre au sol gelé est également proposée (Figure 2.20). La zone en profondeur appelée "cryopeg basal" est définie comme la zone non gelée, en dessous de 0°C, du fait de la salinité des eaux souterraines. La zone "cryotic" est quant à elle définie comme la zone en dessous de 0°C.

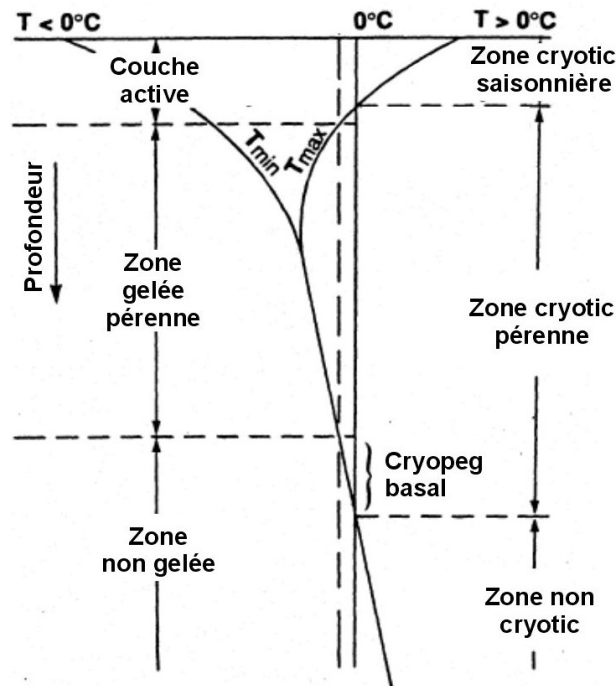


FIG. 2.20 – Représentation schématique des variations de température en fonction de la profondeur [d'après VIDSTRAND (2003)]

La propagation de l'onde de température dans la zone d'hétérothermie peut être admise comme une oscillation cosinusoidale de période t_0 . La température observée en profondeur est également une cosinusoidale de même période qui est déphasée et atténuée par rapport à l'oscillation de surface et qui a pour équation [WILLIAMS et GOLD (1976)] :

$$\theta_{(x,t)} = \bar{\theta} + \Delta\theta \cdot \exp\left[-x\sqrt{\frac{\pi}{D_t \cdot t_0}}\right] \cdot \cos\left[\frac{2\pi \cdot t}{t_0} - x\sqrt{\frac{\pi}{D_t \cdot t_0}}\right] \quad (2.5)$$

avec :

$\bar{\theta}$: température moyenne annuelle de l'air pour la période considérée [Θ],

$\Delta\theta$: différence entre les températures minimales et maximales pour la période considérée [Θ],

x : profondeur [L],

D_t : diffusivité thermique du milieu [$L^2 \cdot T^{-1}$],

t_0 : temps pour un cycle complet [T],

t : temps [T].

Les valeurs de la diffusivité thermique D_t selon les types de sol sont les suivantes [WILLIAMS et GOLD (1976)] :

Type de formation	$D_t \text{ cm}^2.\text{s}^{-1}$
Roche dure	0,020
Argile humide	0,015
Sable humide	0,010
Argile sèche	0,002
Sable sec	0,001

En prenant en compte le gradient géothermique (G), on obtient :

$$\theta_{(x,t)} = \bar{\theta} + \Delta\theta \cdot \exp \left[-x \sqrt{\frac{\pi}{D_t \cdot t_0}} \right] \cdot \cos \left[\frac{2\pi \cdot t}{t_0} - x \sqrt{\frac{\pi}{D_t \cdot t_0}} \right] + G \cdot x \quad (2.6)$$

Cette équation (2.6) permet dès lors d'estimer la profondeur maximale théorique atteinte par le pergélisol et les variations annuelles dans la zone d'hétérothermie.

2.2.3.2 Le pergélisol en Aquitaine

L'extension du pergélisol Aquitain :

La reconstitution de l'extension du pergélisol en Europe a fait l'objet de différentes études : POSER (1948) ; KAISER (1960) ; MAARLEVED (1976) ; VELICHKO (1982) ; VAN VLIET-LANOE (1988).

Pour certains auteurs, le pergélisol aurait recouvert toute la surface de l'Aquitaine, pour d'autres seulement une partie. La figure 2.21 compile quelques limites proposées par ces différents auteurs. Le type est également discuté entre pergélisol continu, sporadique ou discontinu.

La présence de pergélisol a également été étudiée plus récemment et localement en Aquitaine [TEXIER et BERTRAN (1993) ; TEXIER (1996)]. La figure 2.22 présente les différentes formes périglaciaires localisées en Aquitaine. La présence d'un réseau de polygones au sud de la Gironde (France) attesterait de l'existence passée d'un pergélisol continu dans la région bordelaise et le Médoc, leur présence impliquant des températures moyennes annuelles inférieures à -8°C dans ce secteur de l'Aquitaine.

La carte d'extension du pergélisol prise comme référence dans ce travail [VAN VLIET-LANOE (2000)] est présentée en figure 2.23. Elle est issue de la combinaison de données de traces périglaciaires (françaises et étrangères) et de données paléopédologiques et écologiques. Elle montre un pergélisol discontinu sur la quasi-totalité de la zone étudiée. L'extrême est de la zone d'étude et notamment l'aire d'affleurement des Sables Infra-Molassiques le long de la Montagne Noire se localisait dans une zone de pergélisol continu.

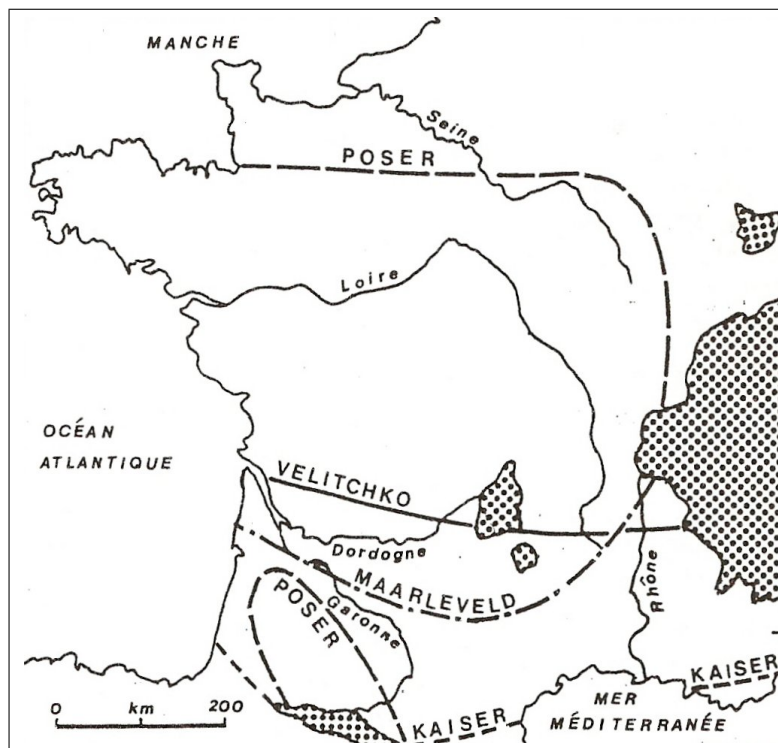


FIG. 2.21 – Limites méridionales du pergélisol du sud de l'Europe au cours du Dernier Maximum Pléniglaciaire selon différents auteurs [TEXIER (1996)]

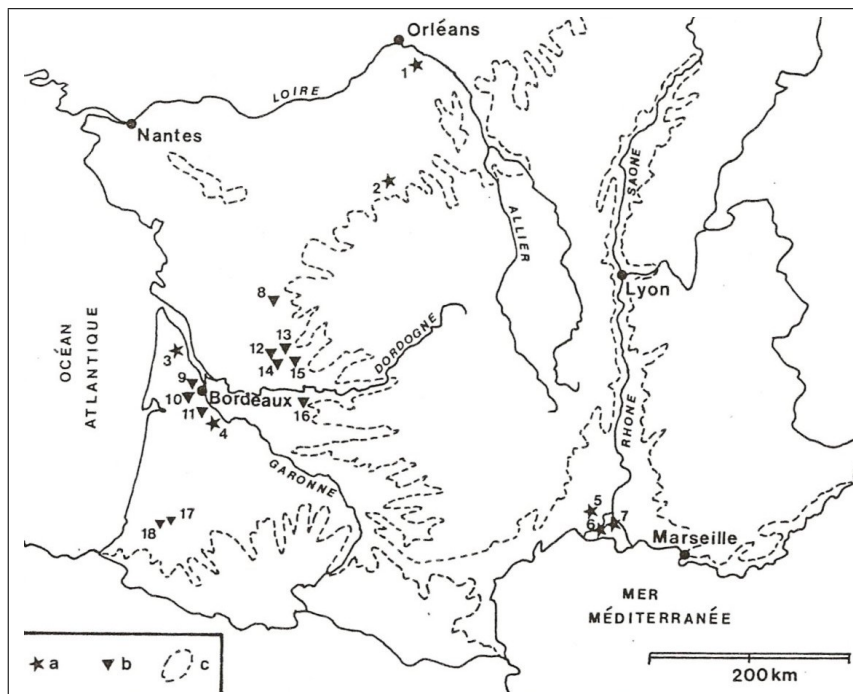


FIG. 2.22 – Répartition des différentes formes périglaciaires identifiées dans le sud de la France à basse altitude (moins de 200 m) [TEXIER (1996)]
 (a : réseaux de grands polygones, b : fentes de gel et c : courbes isohypse 200 m)

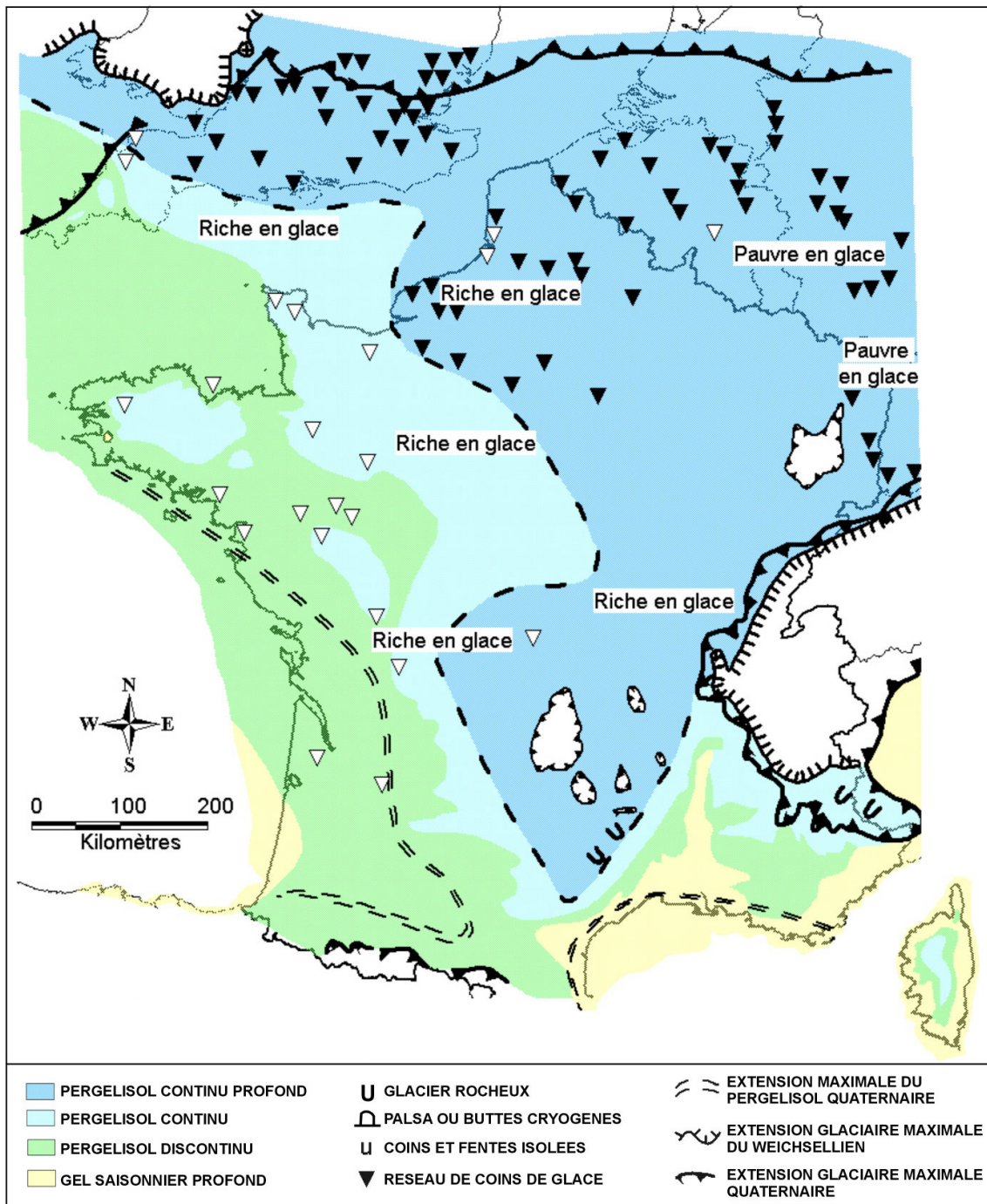


FIG. 2.23 – Extension du pergélisol en France au Dernier Maximum Glaciaire (20000 ans BP) - Cartographie ANDRA-CNF-INQUA 1999 [VAN VLIET-LANOË (2000)]

Profondeur du pergélisol aquitain :

A partir de l'équation 2.6, la profondeur atteinte par un pergélisol (Figure 2.24) ainsi que les variations annuelles dans la zone d'hétérothermie sur le Sud-Aquitain ont pu être estimées (Figure 2.25). Les résultats sont issus de la configuration la plus rigoureuse possible (les données de température proviennent de la publication de TEXIER et BERTRAN (1993)) : $\bar{\theta}$: -6°C ; $\Delta\theta$: 20°C ; D_t : $1,50 \cdot 10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; t_0 : 1 an et G : gradient géothermique moyen de l'Aquitaine : $0,03^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$.

La zone d'hétérothermie se limiterait au maximum à une vingtaine de mètres de profondeur.

La profondeur maximale calculée atteinte par l'isotherme 0°C en Aquitaine, selon cette méthode de calcul, serait de 200 mètres. Ces valeurs semblent cohérentes comparées avec celles du Bassin Parisien, plus au nord, pour lequel la profondeur calculée maximale atteinte par le pergélisol durant le dernier cycle glaciaire est d'environ 300 mètres [LEBRET et al. (1994)].

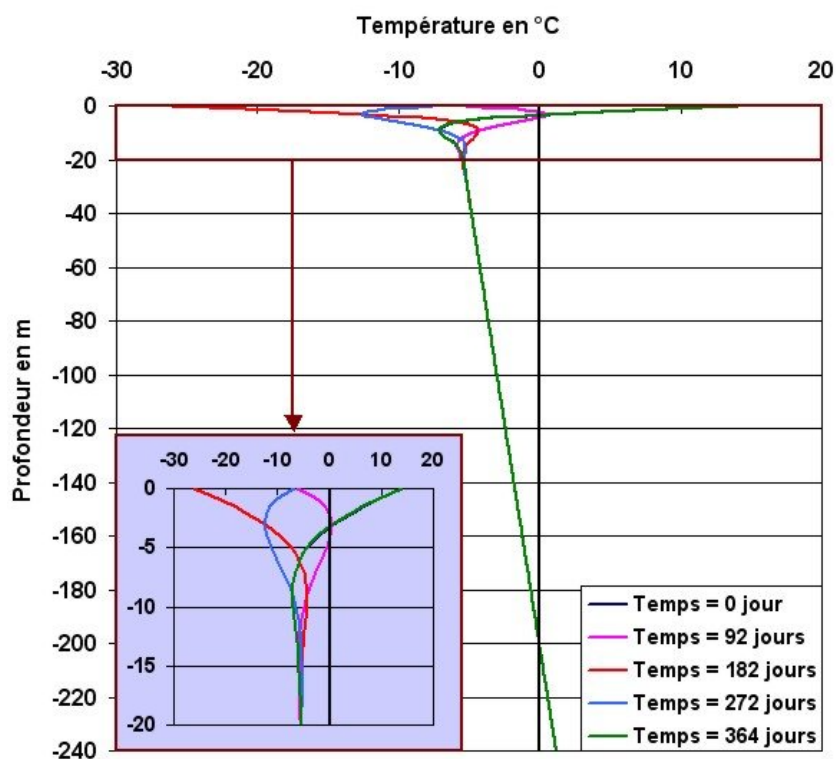


FIG. 2.24 – Profondeur maximale potentielle atteinte par le pergélisol en Aquitaine

L'inconvénient de ce modèle analytique est qu'il ne tient pas compte des variations de température de surface sur le long terme et que le résultat de la profondeur atteinte par l'isotherme 0°C correspond à un régime stationnaire.

Les oscillations de température à la surface sur plusieurs milliers d'années ont donc été simulées dans un second temps en régime instationnaire afin de reconnaître les profondeurs successives de l'isotherme 0°C en fonction de la température de surface. Le modèle proposé permet de suivre la fluctuation de la zone

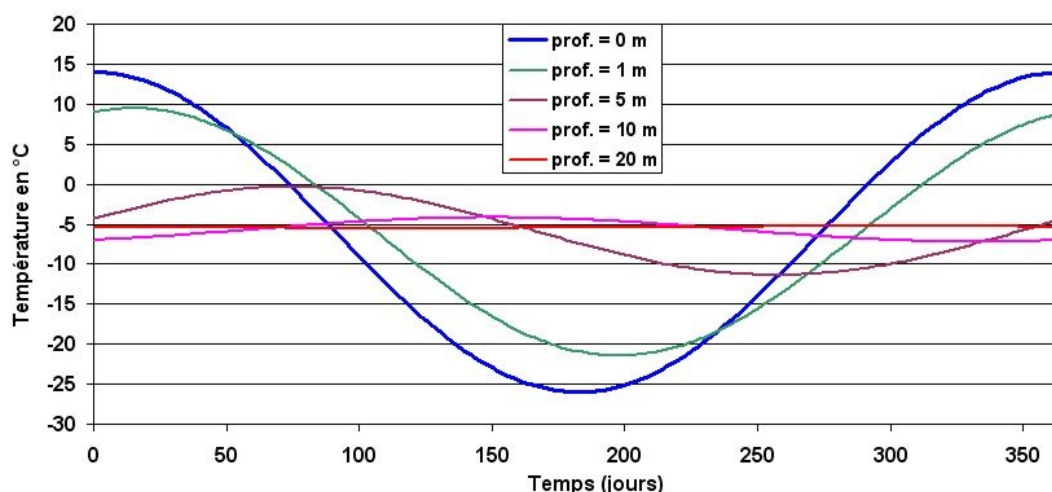


FIG. 2.25 – Variations de la température de la zone d'hétérothermie sous pergélisol

d'"hétérothermie à longue période". Pour ce faire, le code FEFLOW® [DIERSCH (2002)] a été utilisé. Ce modèle est un outil de modélisation hydrogéologique qui comprend un module thermique permettant la résolution des équations de transferts de chaleur dans le sol. C'est ce module qui a été utilisé pour simuler les fluctuations de température en régime instationnaire.

Le calcul a été réalisé tout d'abord sur une colonne verticale de 3000 mètres de profondeur, puis, dans un cas plus réel, sur un 2D vertical d'une longueur de 200 kilomètres sur une profondeur également de 3000 mètres. Aucune condition d'écoulement n'a été imposée.

Deux types de conditions aux limites ont été envisagées :

- à la surface, une condition de température imposée pouvant fluctuer qui simule les variations de la température moyenne de l'air annuelle,
- à la base, une condition de flux thermique qui représente un flux géothermique moyen constant égal à $0,069 \text{ W.m}^{-2}$ (flux géothermique calculé à partir des données de température en profondeur sur le sud du Bassin Aquitain).

La conductivité thermique moyenne a été fixée à $2,3 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (moyenne de conductivité des roches sédimentaires (Tableau 2.4)).

Régime stationnaire :

L'étude en régime stationnaire sur colonne a été réalisée afin de comparer les résultats avec ceux de la méthode analytique. Une température de -6°C est imposée à la surface qui correspond à la température moyenne annuelle de l'air la plus extrême déterminée par TEXIER et BERTRAN (1993) au cours du Dernier Maximum Glaciaire sur la région Aquitaine.

BURGER et al. (1985)		MARSILY de (1981)		ALEZINE (1987), région de Dax	
Sol sec	0,3-0,5	Sable sec	0,4-0,8	Calcaire de l'Oligoc. inf.	2,85
Argile humide	1,2-0,5	Sable humide	2,5-3,3	Marnes sabl. de l'Eoc. sup.	1,12 à 2,32
Calcaire	2,1-3,4	Argile sèche	0,8-2,1	Marnes de l'Eoc. moy. et inf.	2,32
Grès humide	2,1-3,0	Argile humide	1,3-1,7	Calcaire du Pal.	2,85
Gneiss	2,1-2,5	Grès	1,5-4,3	Dolomie du Pal.	5,23
Granite	1,7-3,4	Granite	2,5-3,8	Dolomie du Céno.-Tur.	5,23
Basalte	2,2	Eau	0,61		
Croûte terrestre	1,68	Sel	5,9		

TAB. 2.4 – Conductivité thermique moyenne des roches en $W.m^{-1}.K^{-1}$

Résultats (Figure 2.26) :

L'isotherme $0^{\circ}C$ atteint 200 mètres de profondeur. Ce résultat est identique au résultat obtenu par la solution analytique. A 3000 mètres de profondeur la température atteint $84^{\circ}C$.

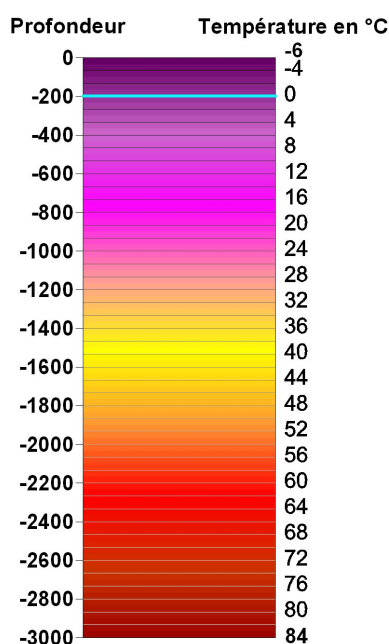


FIG. 2.26 – Etude du pergélisol : simulation du gradient de température en régime permanent

Régime instationnaire :

Deux types de simulations ont été réalisées, une première sur une durée de deux millions d'années afin d'estimer le temps nécessaire pour atteindre le régime stationnaire. La deuxième simulation aborde l'aspect plus réaliste avec une température fluctuante à la surface sur les 40000 dernières années sur un 2D vertical d'une profondeur de 3000 mètres sur une longueur de 200 kilomètres correspondant à un transect est-ouest hypothétique sur la zone d'étude.

- *Transitoire long (2 millions d'années) :*

Les conditions initiales de température prises dans ce modèle correspondent à celles calculées à partir d'un régime stationnaire avec une température de 13°C à la surface et un flux géothermique égal 0,069 W.m⁻².

Une température de -6°C est ensuite imposée à la surface et les variations de température dans la colonne de terrain au cours du temps sont examinées.

La température au temps t₀ à -200 mètres est de 19°C, le temps nécessaire pour qu'à cette profondeur l'isotherme 0°C soit atteinte est de 1,2 millions d'années environ (Figure 2.27).

A 3000 mètres de profondeur, il faut un peu plus de 1,8 millions d'années pour atteindre un régime stationnaire (84°C).

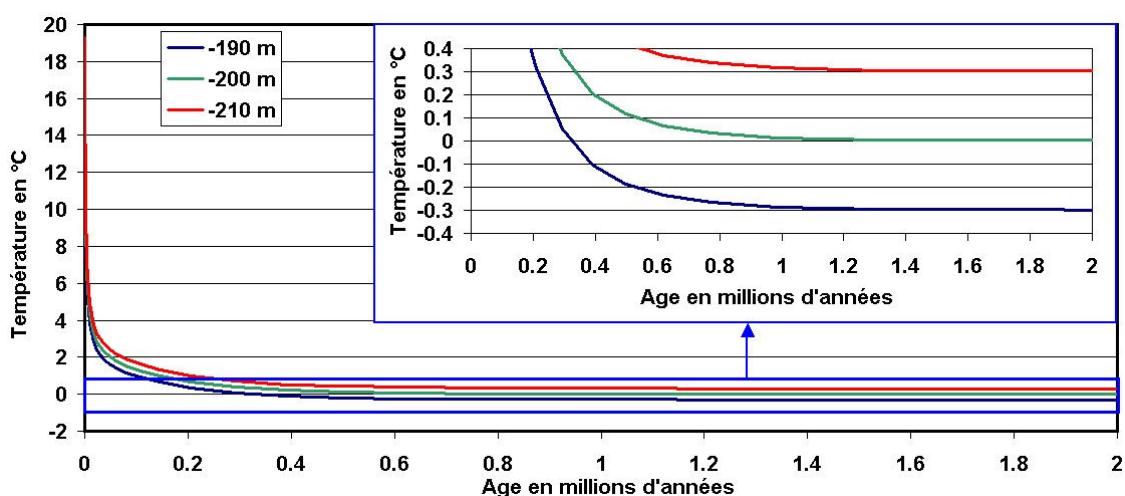


FIG. 2.27 – Evolution de la profondeur atteinte par le front d'un pergélisol en 2 millions d'années

Transitoire sur 40000 ans dans des conditions sub-réelles :

La profondeur atteinte par l'isotherme 0°C a été étudiée sur un modèle 2D vertical d'une longueur de 200 kilomètres, sur une période de 40000 ans. Des fluctuations de température ont été imposées à la surface avec une différence de température de 3°C entre la zone ouest et est (Figures 2.28 et 2.29). Cette différence correspond à celle moyenne actuelle (13°C à l'ouest de l'Aquitaine et 10°C vers l'est en se rapprochant du le Massif Central). Le maximum de delta de température est de 16°C. Le créneau de température la plus basse (valeur de température déterminée par TEXIER et BERTRAN (1993) en Aquitaine) court sur une période de 3000 ans entre -19500 ans et -22500 ans.

La condition initiale de température prise dans le modèle correspond au résultat de la simulation en régime stationnaire avec 7°C à la surface à l'ouest et 4°C à l'est (entre ces deux zones un gradient de température entre 7°C et 4°C est imposé). A la base du modèle, une valeur de flux de chaleur interne constant égal 0,069 W.m⁻² est disposée.

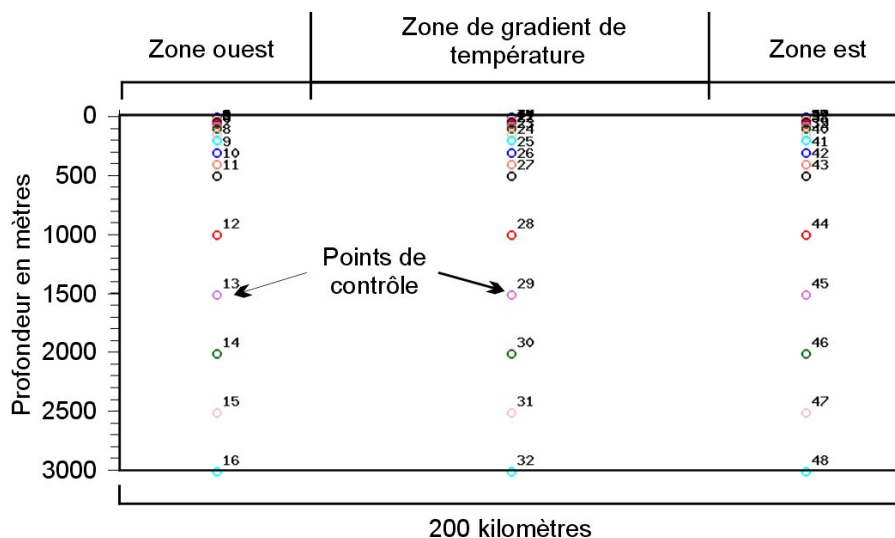


FIG. 2.28 – Schéma du modèle 2D vertical pour l'étude d'un pergélisol en régime instationnaire

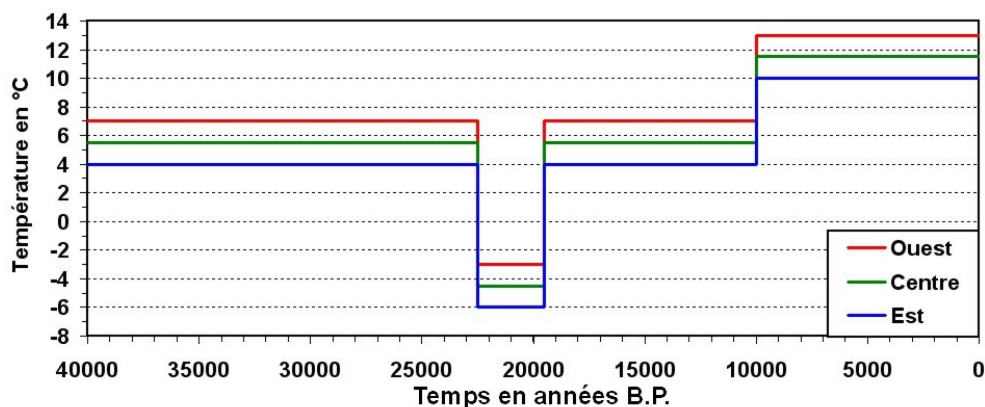


FIG. 2.29 – Conditions de température imposées à la surface du modèle d'étude d'un pergélisol en régime instationnaire

La profondeur maximale atteinte par les variations de température est de l'ordre de 1000 mètres (Figure 2.30) avec un déphasage constaté par rapport à la surface d'environ 4000 ans. Le régime thermique en fin de simulation n'apparaît pas stabilisé.

La figure 2.31 présente le gradient géothermique obtenu autour de 20000 ans B.P. correspondant au créneau de température la plus basse. On peut y voir la différence de température entre la zone est et ouest.

La profondeur maximale atteinte par l'isotherme 0°C dépend bien évidemment de la température de surface imposée mais également des conditions de températures hypothétiques initiales imposées dans le modèle. Dans la zone ouest, la profondeur maximale atteinte par un pergélisol est d'un peu moins de 60 mètres pour les 1000 dernières années que dure le créneau de température la plus basse (3000 ans). Au

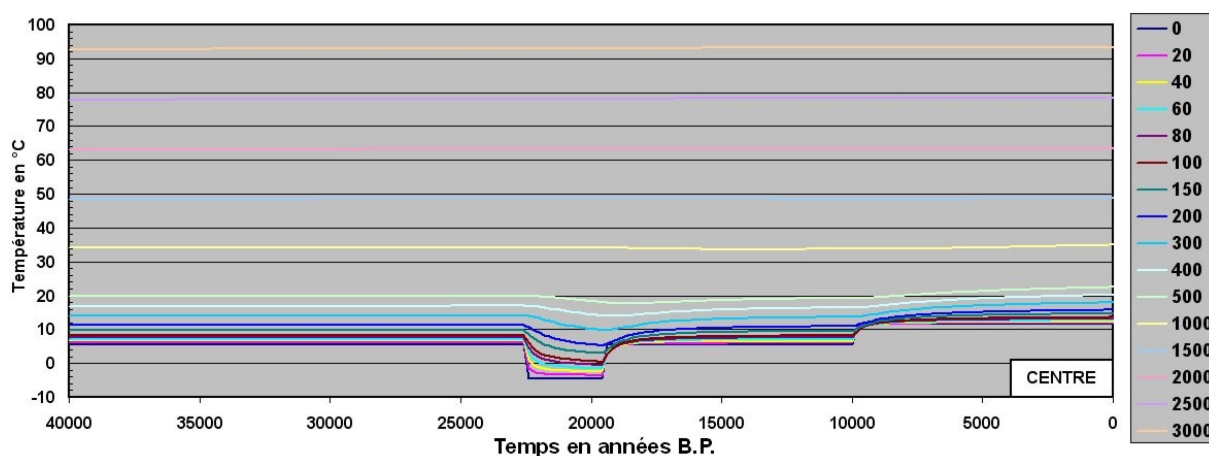


FIG. 2.30 – Evolution des températures entre 0 mètres et 3000 mètres de profondeur - centre du modèle

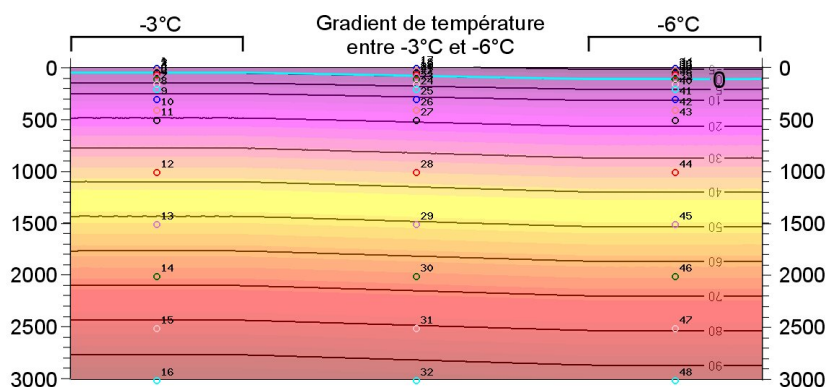


FIG. 2.31 – Gradient de températures à $t \approx 20000$ ans B.P.

centre de la zone, cette profondeur est de plus de 80 mètres et à l'est de l'ordre de 120 mètres (Figure 2.32).

Le résultat de ces dernières simulations montre qu'il est peu probable que le sol ait été gelé sur 200 mètres, mais l'épaisseur du permafrost simulé a pu atteindre au maximum une centaine de mètres dans les régions proches du Massif Central. Dans le centre et l'ouest du Bassin Aquitain, l'épaisseur de ce pergélisol était sans doute plus restreinte.

Dans ces conditions, il est possible que l'aquifère des Sables Infra-Molassiques ait pu être influencé directement par le gel, essentiellement au droit et à proximité des zones affleurantes et dans les secteurs peu profonds de l'aquifère.

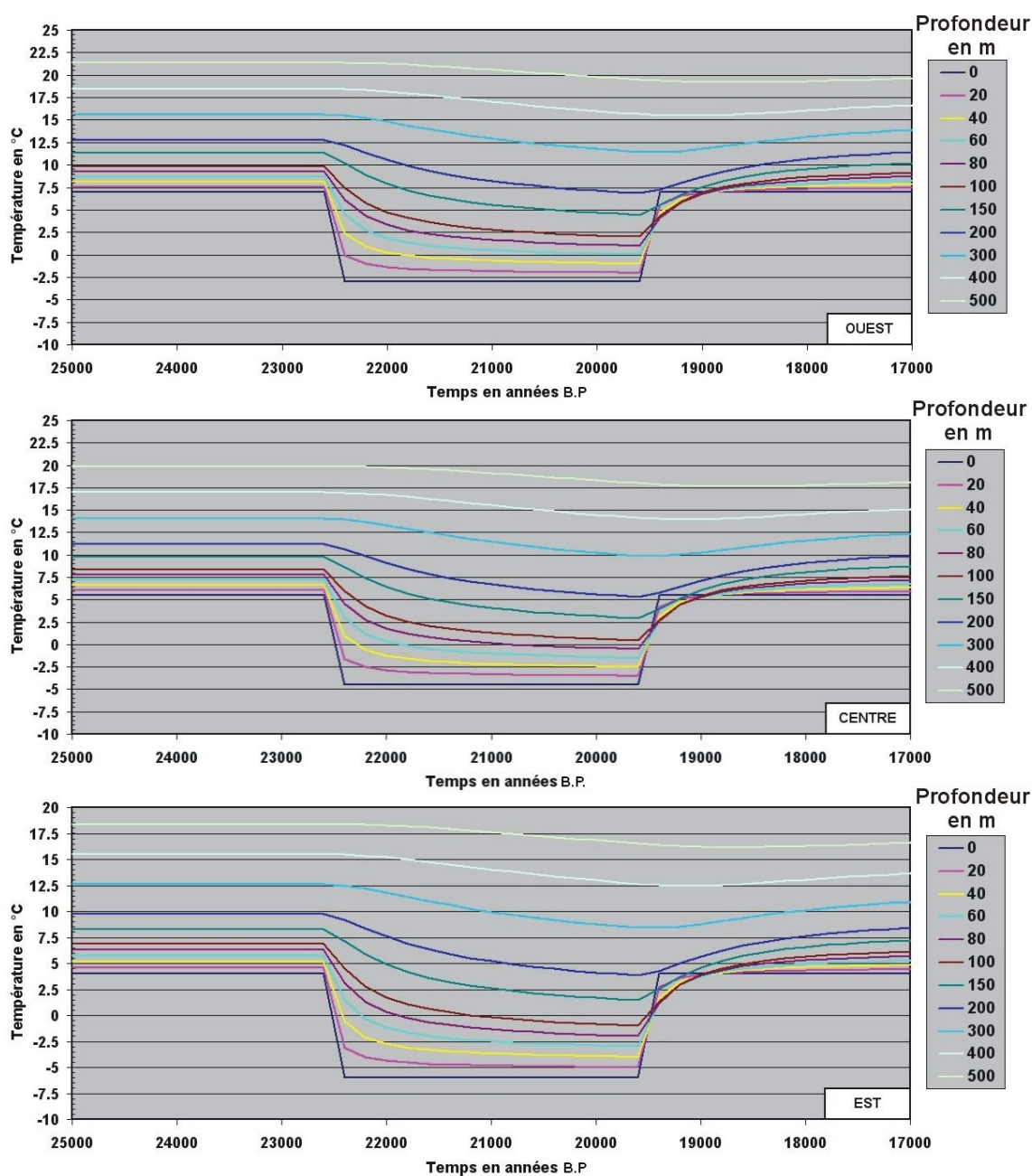


FIG. 2.32 – Evolution des températures en profondeur de 0 mètre et 500 mètres de profondeur entre 17000 ans B.P. et 25000 ans B.P.

2.2.4 La géomorphologie : outil de la paléoclimatologie

2.2.4.1 Le modelé en surface

Le modelé de la surface du sol est susceptible de donner quelques indications sur les conditions climatiques qui ont conduit à sa mise en place. Le réseau hydrographique est le produit d'un ensemble d'interactions complexes entre différents facteurs que sont le climat, le couvert végétal, les formations géologiques [GARDINER (1983)] et le schéma structural local. Ces différents facteurs déterminent ou

modifient ainsi la quantité et la distribution temporelle de l'eau qui atteint les rivières et fleuves.

Dans de nombreuses régions, le chevelu des cours d'eau semble être en déséquilibre avec les réseaux des vallées dont le développement est beaucoup plus important. Les vallées sèches, nombreuses, indiquent que d'autres conditions hydrogéomorphologiques ont existé dans le passé [BOGAART et al. (2003)]. La morphologie de la plupart des réseaux de drainage est donc en grande partie héritée du passé ou fortement influencée par les formes héritées [ABRAHAMS (1984)].

Les réseaux hydrographiques peuvent être le résultat d'événements "catastrophiques" ou de processus différents par rapport à l'actuel du fait de changements extrêmes de conditions environnementales [GARDINER (1983)]. Par exemple, la présence d'un pergélisol peut jouer un rôle prépondérant, les réseaux de drainage se développant sous des conditions de pergélisol et se réduisant lorsque le sol n'est pas gelé (Figure 2.33 et tableau 2.5) [BOGAART et al. (2003)]. Ainsi, la présence d'un épais substratum quaternaire non consolidé et l'alternance de phases froides et chaudes du Pléistocène fournissent des conditions favorables pour le développement des réseaux hydrographiques [BOGAART et al. (2003)].

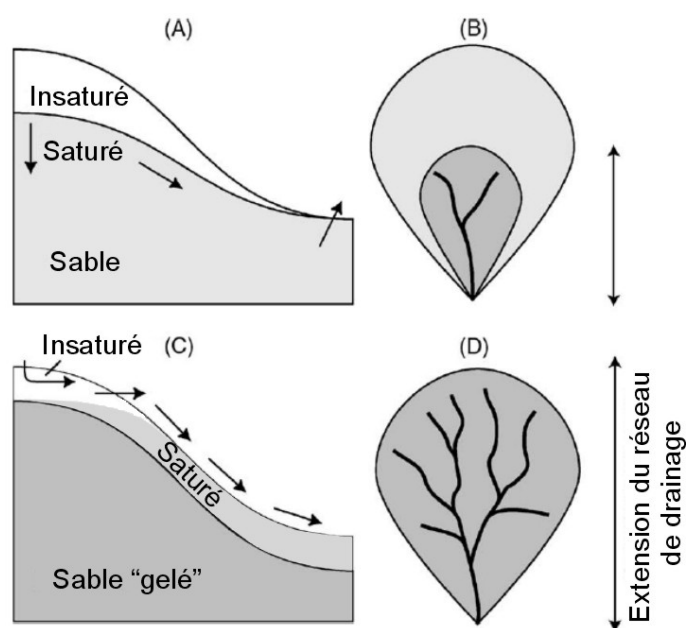


FIG. 2.33 – Illustration du régime hydrologique dans des conditions tempérées (A-B) et dans des conditions périglaciaires (C-D) [BOGAART et al. (2003)]

Le réseau hydrographique aquitain semble s'être mis en place lors du Quaternaire sous des conditions climatiques très différentes de l'actuel. Les fleuves et rivières se sont encaissés en formant progressivement le relief que l'on connaît actuellement.

Pour MELTON (1957), les vieux reliefs montrent invariablement des pentes concaves tandis que les pentes convexes et droites sont associées aux zones d'érosion intense récente.

Conditions	Dernier Maximum Glaciaire	Dernier pléniglaciaire (fin du Pléistocène)
<i>Climat/géologie</i>		
Température (°C)	<-8	<-1
Végétation	Toundra/absente	Absente
Précipitation	Basse	Très basse
Pergélisol	Continu	
Sous-sol	Sable "gelé"	Sable non consolidé
<i>Hydrologie</i>		
Infiltration	Minimale	Accrue
Densité de drainage	Haute	Basse
Écoulement de surface	Fort	Absent
Humidité de surface	Humide	Sec

TAB. 2.5 – Résumé des changements du climat et des processus hydrologiques pendant les derniers Périglaciaire et Pléniglaciaire basés sur les indices paléoclimatiques (pollen, insectes, traces périglaciaires, etc...), sédimentologiques et géomorphologiques [d’après BOGAART et al. (2003)]

Un indicateur intéressant de la forme des bassins versants, lié à l’érosion, est fourni par la densité de drainage [HORTON (1932) et CHOW (1964)].

La densité de drainage Dd de HORTON (1932) est le rapport des longueurs cumulées des thalwegs de tous les ordres sur l’aire du bassin versant :

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^k \sum_{i=1}^N L_u}{A_u} \quad (2.7)$$

Avec :

Dd : densité de drainage [L^{-1}],

L_u : longueurs cumulées des **thalwegs** de tous les ordres (L),

A_u : superficie du bassin versant [L^2].

Les densités de drainage faibles concernent a priori des régions où les sols sont très perméables ou très résistants sous couverture végétale dense et relief faible.

Les densités de drainage importantes sont observées dans les régions à sols faiblement imperméables, avec couvert végétal faible et clairsemé et reliefs de montagne [CHOW (1964)].

Diverses relations empiriques entre des paramètres hydrologiques et la densité de drainage ont été définies pour des systèmes actuels :

- l’index de végétation [CHORLEY (1958)],
- l’index d’intensité des précipitations [GREGORY et GARDINER (1975)],
- l’index de sécheresse [GREGORY (1975)],
- la moyenne des précipitations annuelles [ABRAHAMMS (1972) et GARDINER (1982)].

Il est donc envisageable d'employer ce type de données sur des réseaux anciens et d'en tirer des informations sur les processus hydrologiques liés à leur mise en place [GARDINER (1983)].

Ainsi, les paléo-réseaux pourraient fournir des indications sur les paléoenvironnements sous forme de données hydrologiques globales.

La relation qui nous intéresse a été établie par MELTON (1957) qui a corrélié la densité de drainage de HORTON (1932) avec un "PE index" (ou index du potentiel d'évaporation) de THORNTHWAITE (1931) pour divers bassins versants localisés dans les états du Colorado, de l'Arizona, du Nouveau-Mexique et de l'Utah et dont la mise en place semble récente. La figure 2.34 montre la corrélation inverse entre la densité de drainage et le PE index obtenue par MELTON (1957), relation qui a notamment été reprise et complétée pour l'étude de bassins versants en climat équatorial par MADDUMA BANDARA (1974).

Le principe de la démarche proposée est de calculer un PE index à l'aide de la densité de drainage établie sur différents bassins versants formés durant la période quaternaire sur la zone d'étude. Ainsi, le PE index obtenu ne serait finalement que le PE index moyen de l'époque de la formation des réseaux de drainage. Bien que la période considérée pour l'alimentation de la nappe se situe dans les derniers quarante mille ans, cette étude paraît tout de même intéressante dans la définition d'un climat moyen durant les périodes de creusement de vallées, périodes potentiellement plus humides.

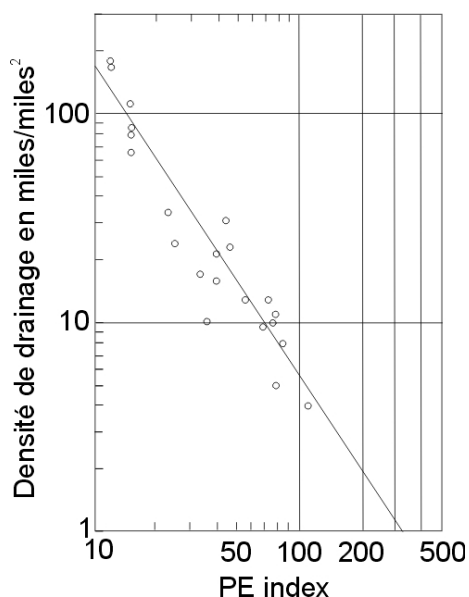


FIG. 2.34 – PE index et densité de drainage [MELTON (1957)]

Le terme PE index est défini par :

$$PE\ index = 10 \sum_1^{12} (P/E) \quad (2.8)$$

avec :

P : moyenne des précipitations pour chaque mois en pouces,

E : moyenne de l'évaporation pour chaque mois en pouces.

THORNTHWAITE (1931) relie cet indice avec la température, après de multiples analyses dans l'ouest des Etats-Unis, la relation suivante est proposée [LLAMAS (1993)] :

$$PE\ index = 3,16 \sum_1^{n=12} \left[\frac{P}{1,8.T} + 22 \right]^{10/9} \quad (2.9)$$

avec :

P : précipitations moyennes mensuelles en mm,

T : températures moyennes mensuelles en °C.

A partir de ces relations, une classification tenant compte de l'importance de l'évaporation est proposée [LLAMAS (1993)] (Tableau 2.6).

Classe	Végétation	PE index
Très humide	Forêt pluvieuse	≥ 128
Humide	Forêt humide	64-127
Subhumide	Prairie humide	32-63
Semi-aride	Steppe semi-aride	16-31
Aride	Désert	≤ 16

TAB. 2.6 – Cinq classes de climat définies par THORNTHWAITE (1931) à partir du PE index

Le second facteur influençant la végétation est la température, une seconde relation entre température et évaporation a été définie, le TE index ou indice T-E qui a pour relation :

$$TE\ index\ mensuel = \frac{T - 32}{4} \quad (2.10)$$

$$TE\ index\ annuel = \sum_{i=1}^{n=12} \frac{T_i - 32}{4} \quad (2.11)$$

A partir de cette relation, THORNTHWAITE (1931) établit six autres classes à partir de la classification climatique de KÖPPEN (1918) (Tableau 2.7).

Classe	TE index
Tropique	≥ 128
Mésotherme	64-127
Microtherme	32-63
Taïga	16-31
Toundra	1-15
Permafrost	0

TAB. 2.7 – Six de climat définies par THORNTHWAITE (1931) à partir du TE index

2.2.4.2 Analyse de quelques bassins versants

Trois bassins versants dans l’Agenais ont été examinés. Le choix s’est porté sur ce secteur car le réseau fluvial dans cette région s’est structuré et s’est encaissé dans le substratum en réponse aux variations du niveau marin durant le Quaternaire [CAPDEVILLE et TURQ (1999) ; CAPDEVILLE (2000) ; CAPDEVILLE (2001)]. Le réseau de drainage, bien développé, s’est façonné essentiellement dans les formations molassiques oligo-miocènes dont les caractéristiques sont homogènes. Il semble également possible que les grandes orientations du réseau soient morphostructurales [LE TENSORER (1979)].

L’analyse a été réalisée à partir de fonds topographiques au 1/50000, la comparaison pour l’un des bassins avec un fond de carte au 1/25000 n’ayant pas montré de différences notables. L’annexe F présente l’aire et le réseau de drainage des trois bassins versants étudiés.

La figure 2.35 montre, pour les trois bassins de drainage étudiés, une pente concave correspondant à de "vieux reliefs" selon MELTON (1957).

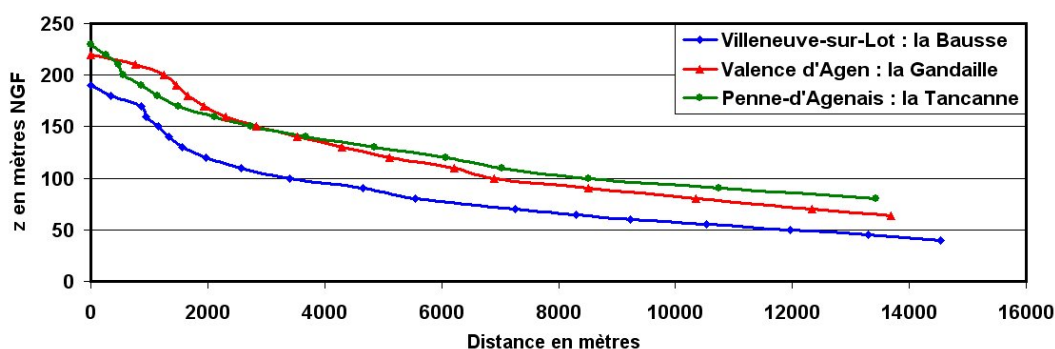


FIG. 2.35 – Pente de quelques bassins versants de l’Agenais

Les données calculées sur les différents bassins versants et les résultats du calcul du PE index (Figure 2.36) sont présentés dans le tableau 2.8.

	Villeneuve-sur-Lot : La Bausse	Valence d'Agen : La Gandaille	Penne-d'Agenais : La Tancanne
Surface (km ²)	39	24,7	59,4
Linéaire (km) :	139	94,9	190,1
Densité de drainage (km/km ²)	3,6	3,8	3,2
Surface (mi ²)	15	9,6	22,9
Linéaire (mi) :	86,4	59	118,1
Densité de drainage (mi/mi ²)	5,8	6,2	5,1
PE index	97	93	105

TAB. 2.8 – PE index pour divers bassins de la zone d'étude

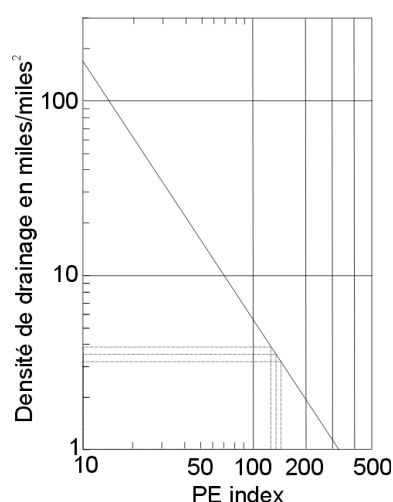


FIG. 2.36 – Calcul du PE index de quelques bassins versants de l'Agenais

Les PE index obtenus correspondent à un climat humide (classification de THORNTHWAITE (1931)), et sont nettement supérieurs à ceux calculés à l'aide des données des normales climatiques de la période 1961 à 1990 (Tableau 2.9). Ce dernier résultat montre que le climat durant la mise en place des réseaux de drainage était plus humide qu'à l'actuel.

La connaissance de paléotempératures moyennes issues des gaz rares de la nappe des Sables Infra-Molassiques a permis le calcul de différents TE index annuels (Tableau 2.10) à l'aide de l'équation 2.11 (la température calculée à partir des teneurs en gaz rares est prise pour chaque index mensuel). Ils s'échelonnent entre 30 et 60 et se situent donc, selon la classification de THORNTHWAITE (1931), en classe microtherme. Ce type de climat est caractérisé par des températures moyennes annuelles assez basses (entre 0°C et 14°C), des hivers marqués habituellement par un manteau neigeux et des étés assez courts pour produire un cycle caractéristique annuel. C'est le climat actuel du sud du Canada et de la Scandinavie par exemple.

	Agen			Toulouse		
	P° en mm	T en °C	PE index	P° en mm	T en °C	PE index
Janvier	65,8	5,1	7,2	100,1	9,7	8,9
Février	65,5	6,7	6,5	66,8	6,3	6,8
Mars	56,6	8,6	5,0	51,1	6,6	5,0
Avril	59,7	11,3	4,6	32,2	4,4	3,4
Mai	79,7	14,8	5,5	98,2	9,1	9,0
Juin	60,2	18,2	3,5	91,7	11,5	7,4
Juillet	49,6	20,8	2,6	72,2	15,0	4,9
Août	56,3	20,2	3,0	56,7	16,5	3,5
Septembre	48,5	18	2,8	38,7	21,5	1,9
Octobre	57,1	14	3,9	40,4	20,5	2,1
Novembre	55,3	8,6	4,9	101,7	16,9	6,6
Décembre	61,8	5,6	6,5	9,7	14,7	0,5
Total et moyenne	716	12,7		655,4	12,9	
PE index annuel			56			60

TAB. 2.9 – PE index calculé sur la période 1961-1990 à Agen et Toulouse

	T°C	T°F	TE mensuel	TE index annuel
B103 BARBOTAN	5,7	42,3	2,6	30,8
NOGARO 1	6,1	43	2,8	32,9
LESPIELLE 2	6,5	43,7	2,93	35,1
AEP GARLIN 1	6,7	44,1	3,	36,18
GONDRIN AEP	6,8	44,2	3,1	36,72
FORAGE F2 AEP TURSAN	7,7	45,9	3,47	41,6

TAB. 2.10 – TE index calculé à partir des paléotempératures

Ces observations viennent conforter l'hypothèse que les précipitations ont pu être très importantes sous un climat froid durant le Quaternaire et permettre ainsi la recharge globale des nappes du système aquifère multicouche à la fin du Pléistocène.

2.2.5 Les paléoclimats et la recharge des grands aquifères

Les différentes périodes climatiques plus ou moins froides et humides et les phases transitoires abruptes de "dérèglements" climatiques entre deux périodes plus "stables" sont potentiellement sources de recharge pour les grands aquifères. Différents diagrammes ont été superposés en fonction du temps afin d'en déduire des périodes potentielles de recharge (Figure 2.37) :

- Graphique de la teneur en ^{18}O en fonction du temps pour différents aquifères européens, et notamment celui des Sables Infra-Molassiques ;
- Distribution de l'âge des eaux sur l'ensemble des aquifères de l'Aquitaine (la majorité des échantillons prélevés ayant un âge inférieur à 4000 ans se localisent à proximité ou au droit de structures et/ou de zones d'affleurements, zones potentielles de mélanges avec des eaux "jeunes". Certains points montrent des teneurs en Tritium supérieures à 1 unité).

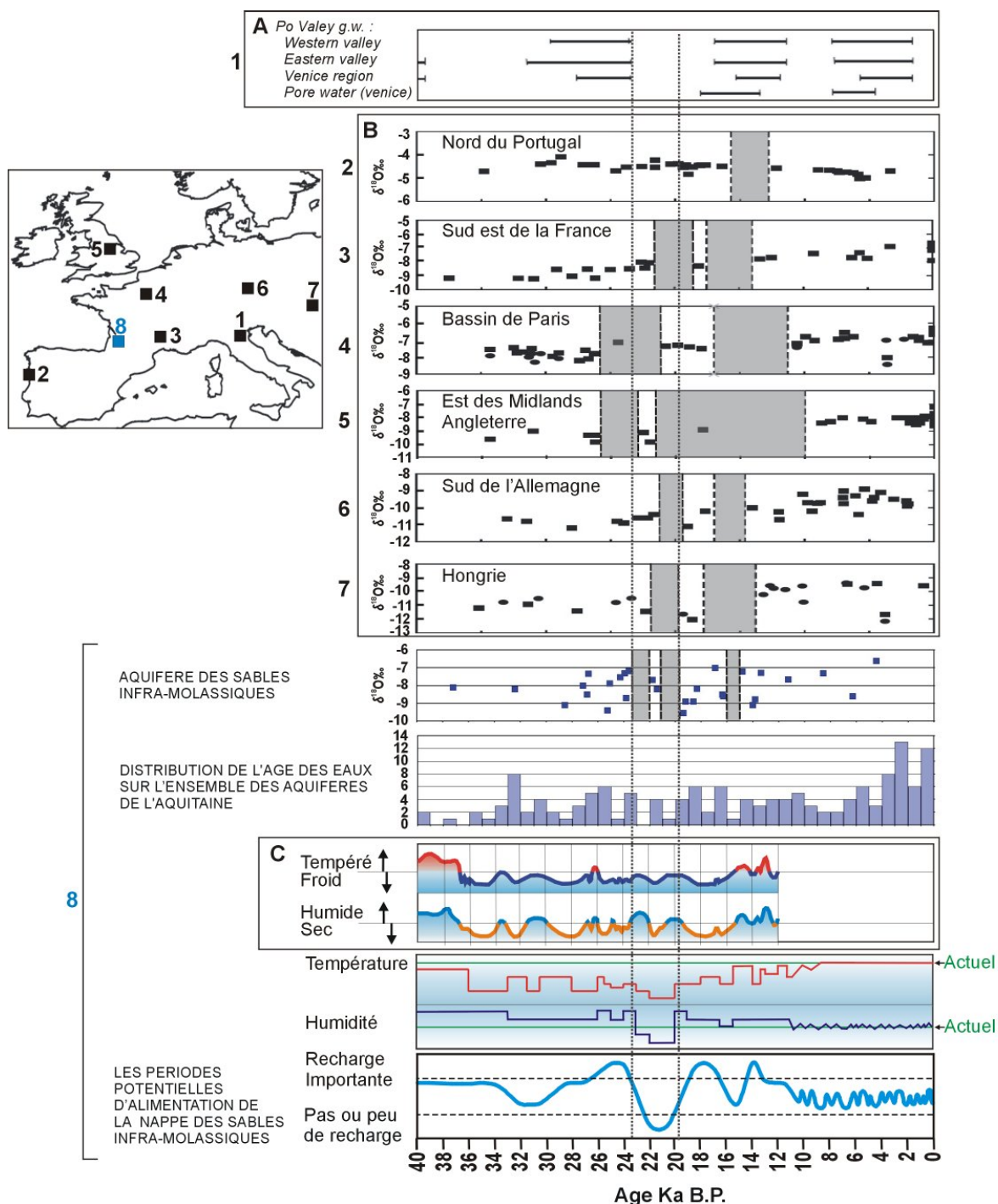


FIG. 2.37 – Corrélation de données paléohydrogéologiques et paléoclimatiques pour une définition des phases de recharge des aquifères profonds en Aquitaine :

A- Principales périodes humides quaternaires correspondant à des épisodes de recharge des aquifères de la vallée du Pô [ZUPPI et SACCHI (2004)],

B - $\delta^{18}O$ en fonction de l'âge de l'eau de différents aquifères Européens [DARLING (2004), modifié],

C - Les événements climatiques de la fin du Würm en Aquitaine [LEROI-GOURHAN et RENAULT-MISKOVSKY (1977)].

- Distribution des principales périodes humides du Quaternaire correspondant aux épisodes de la recharge des aquifères de la vallée du Pô dans le nord de l'Italie ;
- Courbes d'indices froid/tempéré et sec/humide par rapport au climat actuel.

Les premières courbes proviennent de LEROI-GOURHAN et RENAULT-MISKOVSKY (1977), les autres courbes du même type ont été réalisées à partir de la reconstitution paléoclimatique présentée précédemment.

L'inter-comparaison de ces données dans le temps montre différentes périodes de recharge pour les aquifères localisés sur l'ensemble de l'Europe. Ainsi, à la fin du Pléistocène, et notamment au cours du Dernier Maximum Glaciaire, certaines périodes sont marquées par des lacunes dans les données isotopiques sur les aquifères qui peuvent être attribuées à une "absence" ou une baisse importante de recharge. Ce déficit, généralement imputé au pergélisol dans les régions froides, est également étendu dans des aires variées plus chaudes (notamment en Afrique du nord) et peut être le fait d'une baisse importante de l'humidité atmosphérique attestée par les spéléothèmes et les reconstitutions polliniques [DARLING (2004)].

La figure 2.37 met en évidence l'absence de données et donc potentiellement de recharge sur différents aquifères de l'ouest et de l'est de l'Europe sur des intervalles de temps de plusieurs milliers d'années. Ainsi, par exemple, dans la vallée du fleuve Pô, différentes phases majeures humides correspondant à des épisodes de recharge importante des aquifères ont été notées depuis les 40000 dernières années, de 32000 ans B.P. à 24000 ans B.P., de 18000 ans B.P. à 12000 ans B.P. et de 8000 ans B.P. à 2000 ans B.P. [ZUPPI et SACCHI (2004)]. Ces intervalles sont séparés par des phases beaucoup plus sèches ne permettant pas ou peu la recharge de ces aquifères.

Les données pour le sud de l'Europe et le nord de l'Afrique montrent 3 périodes majeures humides entre 70000 ans B.P. et 40000 ans B.P., entre 32000 ans B.P. et 22000 ans B.P. et entre 18000 ans B.P. et 11000 ans B.P. [ZUPPI et SACCHI (2004)].

La durée et la position dans la chronologie de ces périodes diffèrent bien entendu selon la position géographique. Ainsi, les pays les plus continentaux ou les plus au nord ont connu des périodes de non recharge ou de baisse de recharge plus longues. Les aquifères du sud de l'Europe, à proximité de l'Océan Atlantique (nord du Portugal), ont des "lacunes" beaucoup plus courtes du fait de l'absence de pergélisol et d'une humidité relativement plus importante liée à la proximité océanique.

En ce qui concerne l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, une lacune dans les données entre 20000 ans B.P. et 23000 ans ^{14}C B.P. semble témoigner d'une phase majeure d'absence de recharge de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques. A partir de l'Holocène (10000 ans ^{14}C B.P.) jusqu'à l'actuel, l'absence de données autorise également à penser que la recharge est assez faible si ce n'est lors de courtes phases plus humides comme celle du "Petit Age Glaciaire" qui ont pu participer à l'alimentation des aquifères. Les variations rapides de changements climatiques entre 0 ans B.P. et 10000 ans B.P. (Holocène) ont été déduites de la figure 2.17A.

Les deux créneaux de recharge massive d'alimentation de la nappe des Sables Infra-Molassiques semblent se situer avant et juste après le Dernier Maximum Glaciaire, ces périodes correspondant à une augmentation des précipitations annuelles et/ou à la fonte du pergélisol dues à des phases rapides de changements climatiques.

Ces différents résultats tendent à indiquer l'instabilité sur le long terme du phénomène de recharge et du fonctionnement des grands aquifères. Ainsi, on peut penser qu'il est illusoire de croire qu'à l'heure actuelle, sur des systèmes aquifères de la dimension du Bassin Aquitain, une stabilité existe avec des conditions climatiques actuelles. Un régime permanent n'existe probablement pas sur de tels systèmes et sur des durées de quelques milliers d'années comme l'a remarqué JOST (2005) pour le Bassin Parisien. Ainsi le régime réel de la nappe des Sables Infra-Molassiques actuel ne peut être envisagé que comme celui d'un régime de vidange naturelle commencé il y a plusieurs milliers d'années avec des phases minimes de recharge au cours de l'Holocène.

La baisse piézométrique constatée actuellement sur les aquifères profonds du sud de l'Aquitaine, bien que dépendant en partie des prélèvements et de la baisse de pression due aux multiples forages sur la zone, se superpose probablement à une phase de vidange fondamentale constituant la véritable "porteuse".

Finalement, on peut raisonnablement penser qu'il existe une relation d'ordre entre la dimension d'un système aquifère et la dimension des phénomènes climatiques susceptibles de l'alimenter [Pouchan P., communication personnelle, 2004]. Ainsi, les événements climatiques annuels actuels suffisent à alimenter les aquifères de faible extension (nappes alluviales par exemple) alors que pour les aquifères d'extension régionale, il faut des événements climatiques majeurs sur plusieurs centaines à milliers d'années pour les recharger.

2.3 Recherche de signatures de paléoémergences

En suivant notre raisonnement, il apparaît certain que le niveau piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques a sensiblement varié au cours des 40000 dernières années. La fonte du pergélisol et l'humidité accrue suite au Dernier Maximum Glaciaire ont pu contribuer de façon très importante à la recharge de cet aquifère et à la constitution d'états piézométriques élevés. Depuis, la nappe a amorcé une baisse piézométrique selon un régime transitoire de vidange qui s'effectue par ses exutoires naturels visibles ou occultes.

Dans cette hypothèse, on peut imaginer l'existence de paléoémergences à des altitudes plus élevées qui correspondraient à des états piézométriques antérieurs. Ces signatures pourraient avoir plusieurs aspects tels que des travertins ou des encroûtements sur les flancs ou les têtes de vallées. Le principe est donc de rechercher des indices ou dépôts témoins de ces paléoémergences.

Les eaux circulant au sein de l'aquifère Infra-Molassique, dont la matrice est majoritairement siliceuse, sont moyennement minéralisées, avec un faciès principalement bicarbonaté calcique (tout au moins dans

la partie centrale) et une température de l'eau qui atteint, en certains secteurs, plus de 50°C.

Il est donc raisonnable de penser qu'il y ait pu avoir lors de la mise en relation avec l'atmosphère :

- précipitations de carbonates de calcium, par dégazage de CO_2 et précipitation de CaCO_3 (travertins ou encroûtement) ;
- des dépôts de silice par précipitation dus à la baisse de température à l'émergence.

Les eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques sont sur-saturées vis-à-vis du quartz et sous-saturées par rapport à la calcédoine pour la majorité des échantillons. La silice peut précipiter sous forme de quartz, mais cette cinétique étant très lente, le quartz ne va que très peu précipiter directement.

En revanche, lors d'un refroidissement rapide de la solution, celle-ci passe d'un niveau sous-saturé à un niveau sur-saturé vis-à-vis de la calcédoine qui pourra dès lors précipiter (Figure 2.38).

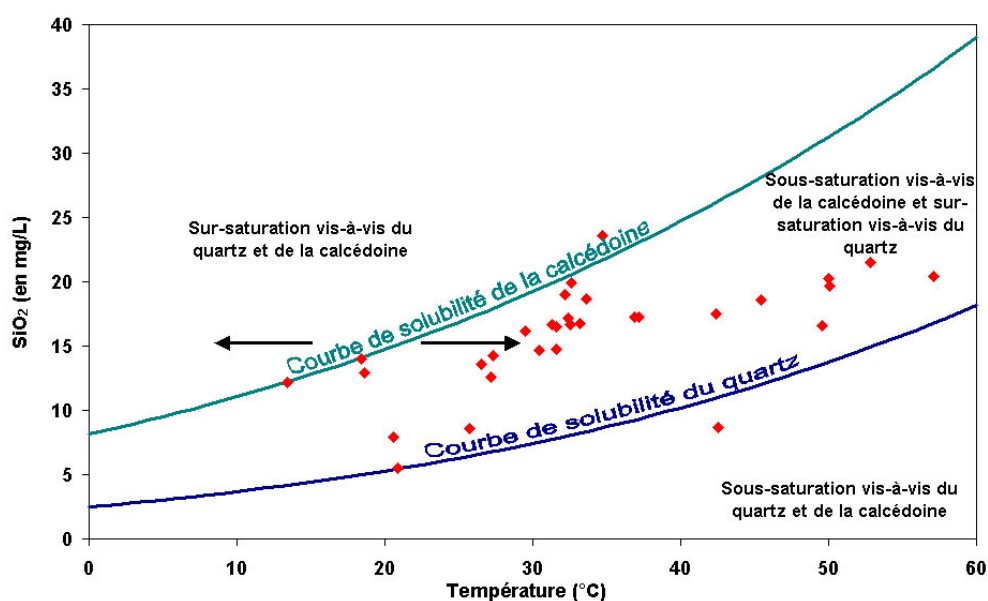


FIG. 2.38 – Silice dissoute pour différents échantillons d'eau des Sables Infra-Molassiques en fonction de la température par rapport aux zones de saturation du quartz et de la calcédoine

La température atmosphérique était sensiblement plus basse à la fin du Pléistocène et le débit des sources plus important avec des vitesses de remontée rapide (en considérant des charges hydrauliques élevées et donc des pressions plus importantes dans l'aquifère). Les eaux passaient alors très rapidement d'une température élevée à très basse. La précipitation de SiO_2 sous forme de calcédoine pouvait dès lors être favorisée au droit des émergences.

Le secteur de la structure d'Audignon pour la recherche de marqueurs a retenu notre attention. Différentes sources sont localisées sur ce secteur et drainent en partie les eaux des Sables Infra-Molassiques par l'intermédiaire d'aquifères relais (Peyradère, Marseillon).

De plus, diverses manifestations siliceuses se localisent exclusivement dans cette zone, c'est le cas de cimentations siliceuses et de géodes.

2.3.1 Les cimentations siliceuses : les grès de Coudures

Les grès de Coudures, étudiés notamment par DAGUIN (1948), FEINBERG (1964) et BOULANGER (1968) "*se rencontrent sur le versant sud de l'anticlinal d'Audignon en affleurements particulièrement discontinus, si ce n'est en blocs métriques épars*" CAPDVEVILLE et al. (1997). Pour BOULANGER (1968) : "*les conditions d'affleurement de cette formation sont assez particulières et posent problème. En effet, on ne les trouve pratiquement jamais autrement que sous la forme de blocs isolés, plus ou moins gros, souvent emballés dans les sables fauves de la Chalosse*".

Une autre formation silicifiée se situe dans le même secteur géographique et correspond à la base silicifiée des calcaires de Sarraziet ou "Couches de Sarraziet", et est localisée exclusivement à Classun. C'est à la suite d'une diagénèse semblable à celle subite par les grès que ces calcaires ont pris, près de Classun, un faciès analogue à celui des grès de Coudures, la microfaune de ces calcaires est également épigénisée par la silice [FEINBERG (1964)].

La partie qui suit sera essentiellement consacrée aux grès de Coudures ; un parallèle pourra être fait avec la base silicifiée des calcaires de Sarraziet.

2.3.1.1 Description des grès de Coudures

Faciès :

Cette formation montre à l'affleurement des niveaux sableux non consolidés à la base, surmontés par des couches quartzitiques dures. La roche est formée d'éléments quartzeux, en majorité subanguleux, qui ont subi un nourrissage par du quartz qui s'est moulé optiquement sur eux. Cet accroissement reste incomplet et les petits espaces intergranulaires subsistant entre les grains sont alors comblés ou partiellement comblés par de la calcédoine. Ces dépôts ont pu se produire dans des milieux dessalés d'estuaire, une silicification secondaire intervenant postérieurement [CAPDVEVILLE et al. (1997)].

L'analyse des grès montre une teneur en carbonates entre 1% et 2.25% de la masse totale, carbonates qui ne peuvent être piégés que dans le ciment siliceux de ces grès.

Il demeure néanmoins un espace poreux, de l'ordre de 4,7% avec une perméabilité de 170 mdarcy ($1,70 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$).

Les Couches de Sarraziet (calcaires blancs à alvéolines) présentent à la base un calcaire blanc crème, micritique, altérable, gréseux. FEINBERG (1964) décrit, au nord de Classun, un faciès particulier plus ou moins silicifié où les grains de quartz baignent dans une matrice de calcédoine ; cet épisode démontre une silification secondaire, qui a induré la partie supérieure des grès de Coudures, contemporaine ou plus récente que les Couches de Sarraziet.

Extension à l'affleurement :

L'étude sur le terrain a permis de constater la disposition particulièrement discontinue et en blocs métriques épars des grès de Coudures malgré une présentation continue sous la forme d'une bande affleurante vraisemblablement extrapolée sur la carte géologique (Figure 2.39).

Extension en profondeur

Les différents forages susceptibles de recouper par continuité la formation des grès siliceux en position stratigraphique sur le versant sud de la structure d'Audignon ont été répertoriés et sont présentés sur la figure 2.39.

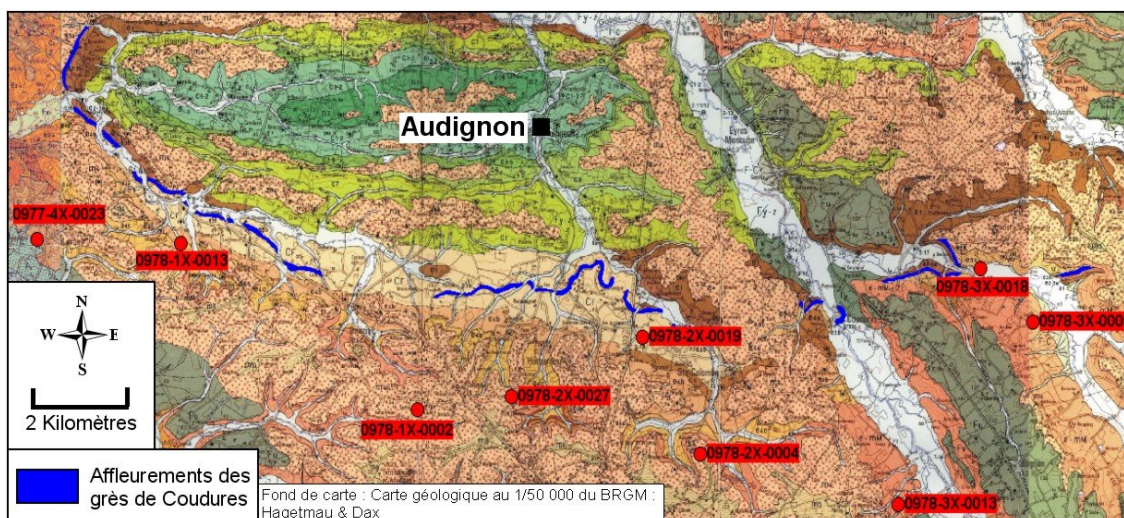


FIG. 2.39 – Localisation des grès de Coudures

L'étude des coupes validées par le BRGM et disponibles montre différentes lithologies (tableau 2.11).

BSS/Sigle	Profondeur (m)	Lithologie
0977-4X-0023	440 à 460	Calcaire, sable
0978-1X-0002	430 à 455	Sable grossier
0978-1X-0013	102 à 128	Sable fin à moyen
0978-2X-0004	188 à 225	Sable
0978-2X-0019		Pas de grès de Coudures notés
0978-2X-0027	322 à 350	Sable et sable grossier argileux
0978-3X-0005	174 à 178	Grès à ciment siliceux
0978-3X-0013	490 à 500	Sable moyen à grossier
0978-3X-0018	42 à 46	Argile

TAB. 2.11 – Grès de Coudures en profondeur : données apportées par les logs validés du BRGM

Les faciès ainsi décrits en tant que "grès de Coudures" dans les différents ouvrages ne correspondent en rien à des grès siliceux ; ainsi retrouve-t-on des sables, des calcaires et même de l'argile pour "représenter" les grès de Coudures et ce, même sur les forages à proximité des affleurements. Sur les différents forages étudiés seul un, cité par FEINBERG (1964), semble avoir recoupé un faciès gréseux et ce sur seulement 4 mètres. FEINBERG (1964) note par ailleurs le fait que cette formation ne se retrouve pas en forage et qu'une étude des minéraux lourds lui a permis "de rattacher au grès de Coudures des formations non consolidées... il permet de comprendre pourquoi certains sondages avaient traversé l'horizon des grès sans pouvoir l'identifier". Pour BOULANGER (1968) "on trouve une grande variété de faciès, allant des sables non consolidés aux quartzites francs".

On retiendra donc que si les grès, en tant que faciès, étaient une formation à part entière et d'extension régionale, et compte tenu de leurs spécificités minéralogiques, ils ne pourraient passer inaperçus dans les différents forages décrits.

Ainsi, les "grès de Coudures" représentent un faciès bien localisé dans l'espace et presque exclusivement en position affleurante de type "accrochée" ou plaquée.

Stratigraphie :

Les documents relatifs à cette formation en font une formation à part entière de l'Eocène inférieur. Ainsi, pour DAGUIN (1948), *"les grès siliceux à paver de Coudures, . . . , constituent en Chalosse, l'assise inférieure de l'Eocène"*. FEINBERG (1964) place également les grès de Coudures dans l'Eocène inférieur. Le tableau 2.12 montre sa position stratigraphique telle que ce dernier l'a définie.

DIVISIONS		ETAGE	FORMATIONS	PUISSANCE	LITHOLOGIE	AFFLEUREMENTS
EOCENE	EOCENE MOYEN	YPRESIEN A LUTETIEN INFERIEUR	Couches de Trabay	50 à 150 m	Marno-calcaire sableux, gris-clair	Flanc sud
	EOCENE INFERIEUR		Couches de Lapêche	50 à 150 m	Calcaire sableux alternant avec des marnes Calcaire sableux glauconieux	Flanc sud
		Couches de Sarraziet	30 à 70 m	Calcaire crayeux blanc	Flanc sud	
		Grès de Coudures	30 m	Quartzites blancs	Tout autour de l'anticlinal (rarement en place)	
		YPRESIEN	Couches d'Horbaziou	10 m	Calcaire sableux, glauconieux ; à la base banc sablo-gréseux	Périalclinal est (Classun) Périalclinal ouest (St Aubin)

TAB. 2.12 – Tableau récapitulatif de la "stratigraphie locale" [FEINBERG (1964)]

Ainsi selon FEINBERG (1964) :

- *"le contact du Paléocène avec les couches d'Horbaziou était visible dans la coupe du Bahus ; les grès de Coudures ne peuvent donc se placer qu'au-dessus de ces niveaux",*
 - *"Le passage des couches de Sarraziet aux couches de Lapêche, puis de celles-ci aux marnes de Trabay, peut également être suivi à l'affleurement. Cela met en évidence le fait que les grès de Coudures ne sont pas intercalés entre ces formations, mais situés au-dessous".*
- "Il en résulte que la position des grès de Coudures doit être fixée entre les couches d'Horbaziou et celles de Sarraziet".*

FEINBERG (1964) n'a jamais constaté une série complète affleurante pouvant accréditer sa conclusion. Il note cependant que *"cette conclusion a été confirmée il y a quelques mois lorsque le trépan de la sonde de Coudures a rencontré un banc de grès à 174 m de profondeur, sous les niveaux de Sarraziet."* (n° BSS

0978-3X-0005 - Banc de grès d'une épaisseur de 4 mètres).

Minéraux lourds

Le tableau 2.13 montre les cortèges de minéraux lourds pour quatre formations cénozoïques du secteur d'Audignon : grès de Coudures, Sables Infra-Molassiques, formation d'Horbaziou (Eocène inférieur) et "Sables fauves" du Pliocène (seule la moyenne de différents échantillons a été retranscrite).

Les minéraux lourds présents dans les grès de Coudures et les Sables Infra-Molassiques sont identiques. Pour ces deux formations, ce cortège est dominé par le couple tourmaline-staurotite, le zircon puis les titanés. Les teneurs, comparées aux "Sables fauves" du Pliocène et à la formation d'Horbaziou (Eocène Inférieur), sont différentes. Ainsi, dans la formation d'Horbaziou, il y a très peu de zircon par rapport aux roches précédentes. Quant aux "Sables fauves", les teneurs en staurotite et en disthène sont très inférieures à celles des grès de Coudures et des Sables Infra-Molassiques alors que celles en andalousite et en zircon sont très supérieures.

D'après le classement établi par [RECHINIAC (1962) et VATAN (1945)] sur les minéraux lourds et leur origine, les grains composant les grès de Coudures et les Sables Infra-Molassiques proviennent du Massif Central car ils sont identiques.

	Sables Infra-Molassiques [RECHINIAC (1962)]	Grès de Coudures [FEINBERG (1964)]	Formation d'Horbaziou [FEINBERG (1964)]	Sables Fauves [FEINBERG (1964)]
Tourmaline	46,8	50,5	60	44,3
Staurotite	19,2	16,4	16	5
Zircon	8,5	8,0	1	14,7
Disthène	7,1	7,3	9	0,3
Andalousite	2,3	2,0	2	13,7
Titanés*	6,1			
Sphène	3,8			
Anatase		8,1	6	1,5
Rutile		3,7	1	8,2
Sillimanite		7,9	1	3,5
Glaucophane		1,0		4,5
Monasite				3

*Anatase+Rutile+Brookite

TAB. 2.13 – Cortège de minéraux lourds des Sables Infra-Molassiques (%)

2.3.1.2 Hypothèse de mise en place

A proximité de la surface, les conditions de pression et de température, très différentes de celles régnant en profondeur, sont idéales pour provoquer la précipitation de silice. La position affleurante de ces grès peut donc être due à une silicification intense et secondaire d'une formation sableuse par les eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques au voisinage de la surface. Le niveau sus-jacent de ces sables a pu être également silicifié tel que le montre la base des calcaires de Sarraziet.

Ces formations ayant subi une silicification secondaire peuvent ainsi correspondre à des traces de paléo-

émérgences. Le phénomène décrit ici serait alors en partie similaire à la formation des grès de Fontainebleau [THIRY et MARECHAL (2001); THIRY et al. (1988)]. FEINBERG (1964) avait déjà émis une analogie avec la formation étudiée "les grès de Coudures sont cimentés d'une manière très irrégulière (cf. grès de Fontainebleau)".

A la vue des analyses en minéraux lourds, une hypothèse, tout de même peu probable, pourrait être que les grains composant les grès de Coudures seraient issus de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques. Les eaux remontant le long de fractures ouvertes dans des formations calcaires pourraient charrier les éléments les plus fins de la matrice aquifère des Sables Infra-Molassiques. Ces éléments se seraient déposés alors dans l'environnement des sources en subissant un nourrissage de l'espace intergranulaire par de la calcédoine précipitée.

2.3.1.3 Les cotes altimétriques des affleurements des grès de Coudures

Selon notre hypothèse, les affleurements des grès silicifiés de Coudures, correspondraient à d'anciennes zones d'émergences. Il est donc intéressant d'étudier les cotes de ces bancs qui devraient correspondre à d'anciens niveaux d'émergences des eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques.

La figure 2.40 présente la cote altimétrique des grès de Coudures issue du Modèle Numérique de Terrain (MNT) à partir des affleurements représentés sur la carte géologique d'ouest en est et les cotes relevées à l'aide d'un G.P.S. altimétrique.

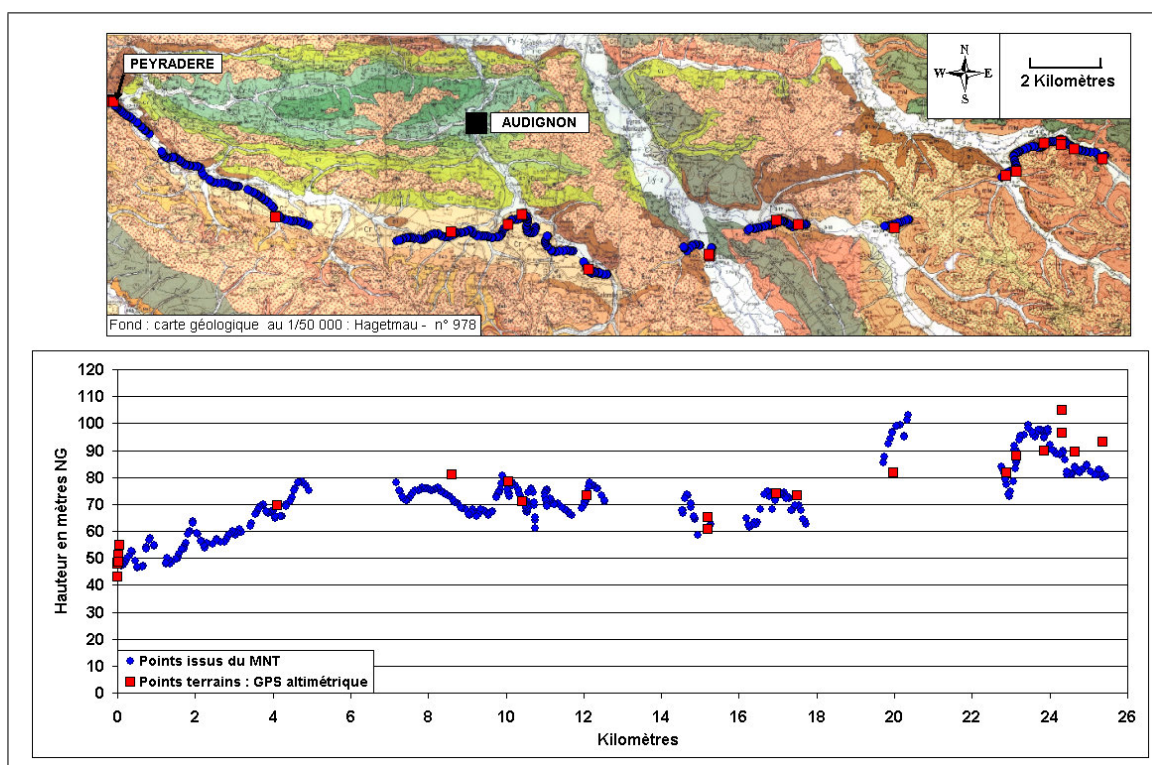


FIG. 2.40 – Cote altimétrique des grès de Coudures

Les traces les plus élevées se situent à une altitude d'environ 100 mètres pour décroître d'est en ouest à une altitude de 50 mètres au droit de la source de Peyradère qui émerge au coeur d'abondantes formations gréseuses. Trois zones sont bien visibles, une première à l'est avec des hauteurs qui varient de 100 mètres NG à 80 mètres NG, une zone centrale dont la topographie oscille entre 80 mètres NG et 60 mètres NG, enfin une dernière zone où la cote des grès chute de 80 mètres NG à 50 mètres NG. Les différents échelonnements de ces bancs pourraient correspondre à des niveaux de paléoémergences liés à différentes périodes de creusement des vallées avec des cotes piézométriques descendantes de la nappe.

La source de Peyradère coïncide (actuellement) avec le niveau le plus à l'ouest et le plus bas des grès de Coudures et constitue donc sa partie terminale occidentale. La question reste posée de savoir si la formation des grès de Coudures n'est pas synchrone avec le creusement des vallées et les fluctuations des niveaux piézométriques de la nappe. Les niveaux les plus à l'est et les plus hauts correspondraient à des niveaux très anciens de nappe. Afin de conforter cette hypothèse nous avons réalisé une datation de la matrice silicifiée des grès de Coudures .

2.3.1.4 Datation du ciment carbonaté des grès de Coudures

Le ciment composant ces grès est majoritairement de nature siliceuse mais une part non négligeable est formée de carbonates. L'analyse de divers échantillons de grès de Coudures ayant montré une teneur en carbonate entre 1% et 2,25% de la masse totale, la fraction carbonatée a pu être datée par le laboratoire Beta-Analytic (Floride, Etats-Unis).

Les échantillons récoltés proviennent des bancs gréseux de l'environnement de la source de Peyradère à différentes altitudes.

Quatre échantillons ont été proposés à la datation radiométrique, le premier à 0,50 m au dessus du griffon de la source soit à +43 m NG puis à +47 m NG, +49 m NG et +55 m NG . Les résultats des analyses sont donnés dans le tableau 2.14 et sur la figure 2.41.

Code de l'échantillon	Altitude en m NG	% de Carbonates	Age radiocarbone ans B.P.	Age calibré ans ¹⁴ C B.P.
Grès n°0	43	2,25%	7550±50	8310±100
Grès n°1	47	0,97%	4460±40	5100±190
Grès n°2	49	0,83%	9300±40	10490±90
Grès n°3	55	0,53%	3720±40	4100±130

TAB. 2.14 – Grès de Coudures - datations

Commentaire :

Les résultats (Tableau 2.14) montrent des âges calibrés inférieurs à 11000 ans B.P., la silicification secondaire est donc intervenue au cours de l'Holocène à proximité de la source de Peyradère. Il n'existe pas localement de corrélation linéaire entre l'âge et la hauteur des formations (Figure 2.41). Il n'en demeure pas moins que la phase de silicification secondaire au droit de Peyradère est récente (par rapport à l'âge stratigraphique attribué aux sédiments). L'intervalle de hauteur entre les échantillons (un peu plus

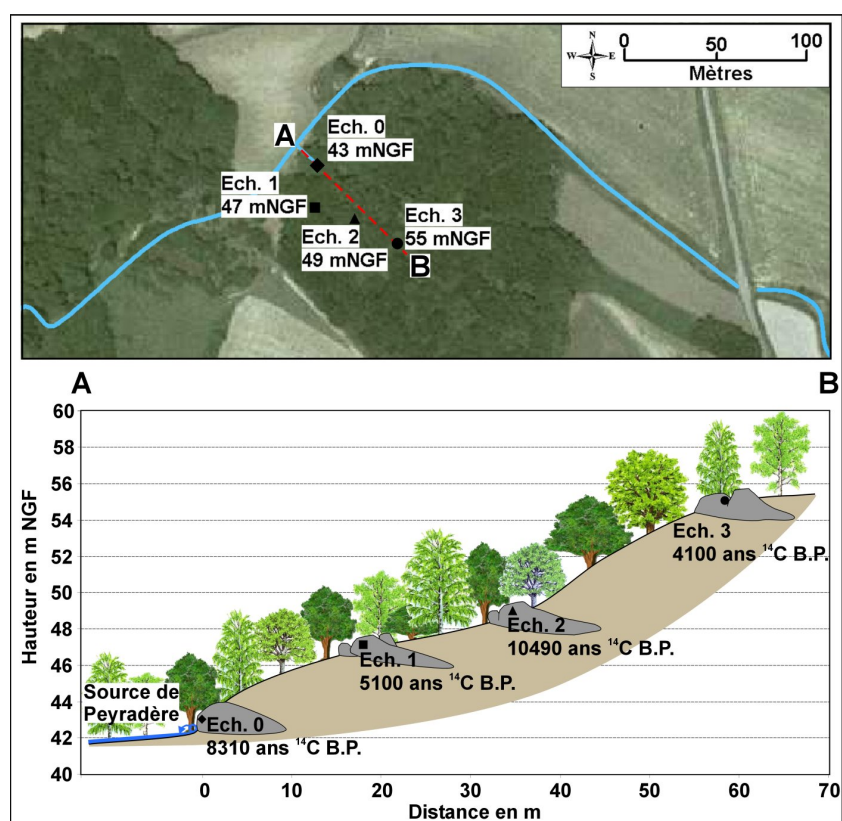


FIG. 2.41 – Position et datation des échantillons de grès de Coudures

d'une dizaine de mètres entre les points les plus hauts et la source actuelle) est assez faible et pourrait correspondre à des niveaux de battements de nappe durant l'Holocène en fonction des conditions climatiques variables. La figure 2.42 propose une reconstitution d'un hypothétique battement de la nappe sensiblement synchrone avec la courbe climatique.

2.3.2 Les géodes siliceuses

Localisation des géodes

Des géodes peuvent être observées le long de structures, notamment celles de Roquefort et d'Audignon. C'est au voisinage de cette dernière, à proximité de la source de Marseillon (exutoire relais de la nappe des Sables Infra-Molassiques par le biais de l'aquifère du Crétacé supérieur) et à une altitude plus élevée que la source actuelle (Δ de +25 mètres), que plusieurs géodes siliceuses ont été récoltées (Figures 2.43 à 2.46). La présence de ces géodes nous a été indiquée par Gildas Lageat (communication personnelle, 2004).

Il est raisonnable de penser que l'existence de ces géodes siliceuses au sein de bancs de calcaires du Maestrichtien puisse être attribuée à une activité hydrothermale. Les eaux dont elles proviennent seraient issues d'un aquifère dont la nature est majoritairement siliceuse, laissant penser à celui des Sables Infra-Molassiques.

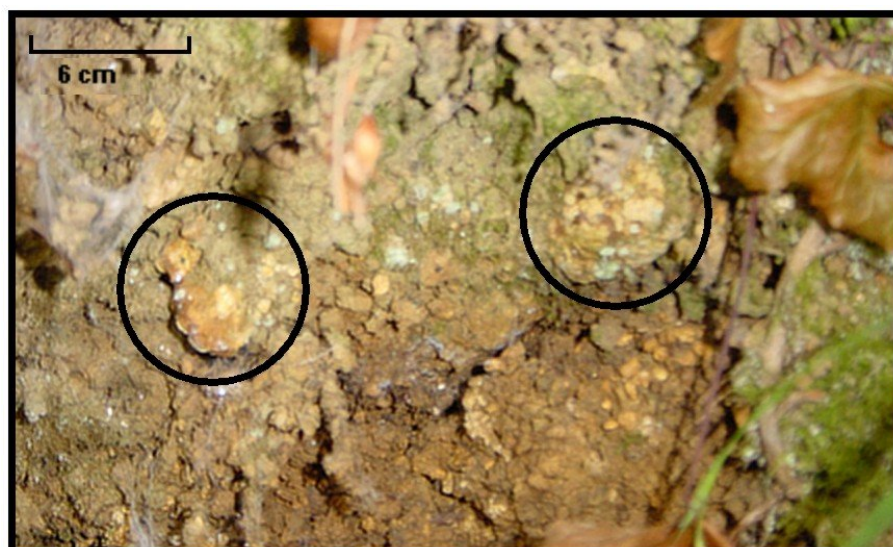


FIG. 2.44 – Géodes en place dans la partie altérée des formations maestrichtiennes carbonatées sur la structure d’Audignon



FIG. 2.45 – Géode de calcédoine éclatée

Le CRPAA a proposé en 2006, par l’intermédiaire de G. Villeneuve (†), une méthode de datation par RPE (Résonance Paramagnétique Electronique) ou ESR (Electron Spin Resonance).

Celle-ci permet les datations de quelques centaines de milliers d’années à plusieurs millions d’années selon le type de matériau analysé (os, dent, quartz, calcite). La date obtenue correspond théoriquement à celle de la formation du matériau.

L’âge est égal au rapport de la "dose archéologique" (établie en laboratoire sur l’échantillon) sur la "dose annuelle" d’irradiation reçue par l’échantillon. Seule la "dose archéologique" a pu être établie et



FIG. 2.46 – Géode de calcédoine présentant différentes phases concentriques avec un dépôt blanchâtre friable au centre

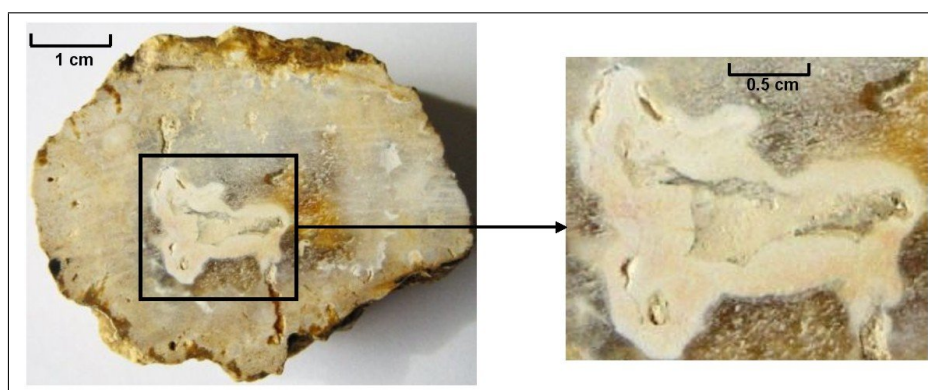


FIG. 2.47 – Partie rosâtre de géode analysée aux Rayons X

en supposant un intervalle de dose annuelle moyenne, la géode a été datée à 72200 ± 7000 ans B.P.. La formation de cette géode se situerait donc au milieu de la période glaciaire du Pléistocène.

Les résultats des datations réalisées sur ces deux roches (grès de Coudures et géodes siliceuses) sont intéressants, car rien ne laissait présager d'âges aussi récents.

Si rien ne permet d'affirmer avec certitude que la silicification des grès et la formation des géodes sont le fait d'émergences de nappes profondes, ces indices permettent tout de même de le laisser penser. Les niveaux où se localisent actuellement ces formations correspondraient à des paléoémergences des aquifères profonds, notamment celui des Sables Infra-Molassiques, et prouvent l'existence d'anciens niveaux piézométriques. Finalement, si ces traces s'avèrent être celles de battements de nappe durant le Pléistocène et l'Holocène, elles seraient ainsi la preuve des évolutions transitoires de la surface piézométrique et donc de la non stabilité du système aquifère multicouche sud-aquitain dans le temps.

2.4 En résumé...

La compréhension du fonctionnement d'un système aquifère multicouche d'extension régionale comme celui du Sud-Aquitain ne nécessite pas seulement la détermination des paramètres hydrauliques et le suivi de chroniques piézométriques sur quelques années. L'approche d'un tel système est beaucoup plus complexe et requiert la prise en compte de nombreuses données et paramètres.

Les paramètres géochimiques et isotopiques ont donc été dans un premier temps répertoriés et ré-interprétés.

Au regard des résultats obtenus sur l'âge des eaux (aucun gradient d'âge selon les axes principaux de drainage), l'écoulement intra-aquifère seul ne peut être retenu. Seule une vision en 3 dimensions avec des flux de provenance différentes permet d'expliquer les âges des eaux de ce système multicouche : recharge sur les affleurements, échanges entre les aquifères profonds par le biais des zones de contacts reconnues et drainance verticale à travers les épontes. Ce phénomène de drainance est par ailleurs démontré par l'intermédiaire des paramètres géochimiques dans le secteur nord de la flexure Celtaquitaine et à l'est où la composition de l'eau de la nappe des Sables Infra-Molassiques ne peut être expliquée que par l'apport de solution en provenance de l'aquitard molassique. Ceci montre également que la recharge des aquifères dans cette zone se fait probablement par le biais de la molasse ou du moins en partie.

L'examen de ces âges, complété par les données de températures d'infiltration, nous ont amené à considérer la question de la recharge de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et plus généralement des aquifères de ce système multicouche. Ainsi, l'hypothèse développée ici, en accord avec les données isotopiques et géochimiques, est celle d'une phase de recharge majeure au cours du Pléistocène suivie d'une période transitoire de vidange naturelle pour parvenir à la surface piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques actuelle (vidange > recharge).

Dès lors, notre recherche s'est portée sur l'examen des conditions paléoclimatiques propres à expliciter cette période de recharge considérable dans le passé. Une reconstitution chronologique des périodes climatiques du Sud-Ouest de la France sur plusieurs milliers d'années a donc été proposée. Deux thèmes particuliers ont été plus précisément développés : l'existence d'un pergélisol et l'analyse morphologique de différents bassins versants en tant que témoins d'un climat.

L'ensemble de ce travail a permis de définir différentes phases de recharges potentielles au cours du temps.

La quête de traces susceptibles d'avoir été laissées par des paléoémergences a été réalisée, la découverte de ce type d'"empreintes" pouvant permettre de justifier de phases de recharges importantes passées. Deux formations, localisées au droit de la structure d'Audignon, ont été répertoriées et datées : les grès de Coudures et des géodes (litophyses) de calcédoine.

Les résultats obtenus, en accord avec notre hypothèse, indiquent vraisemblablement des zones de paléo-émergences à des hauteurs piézométriques plus élevées qu'à ce jour et donc la possibilité de phases de recharges plus importantes.

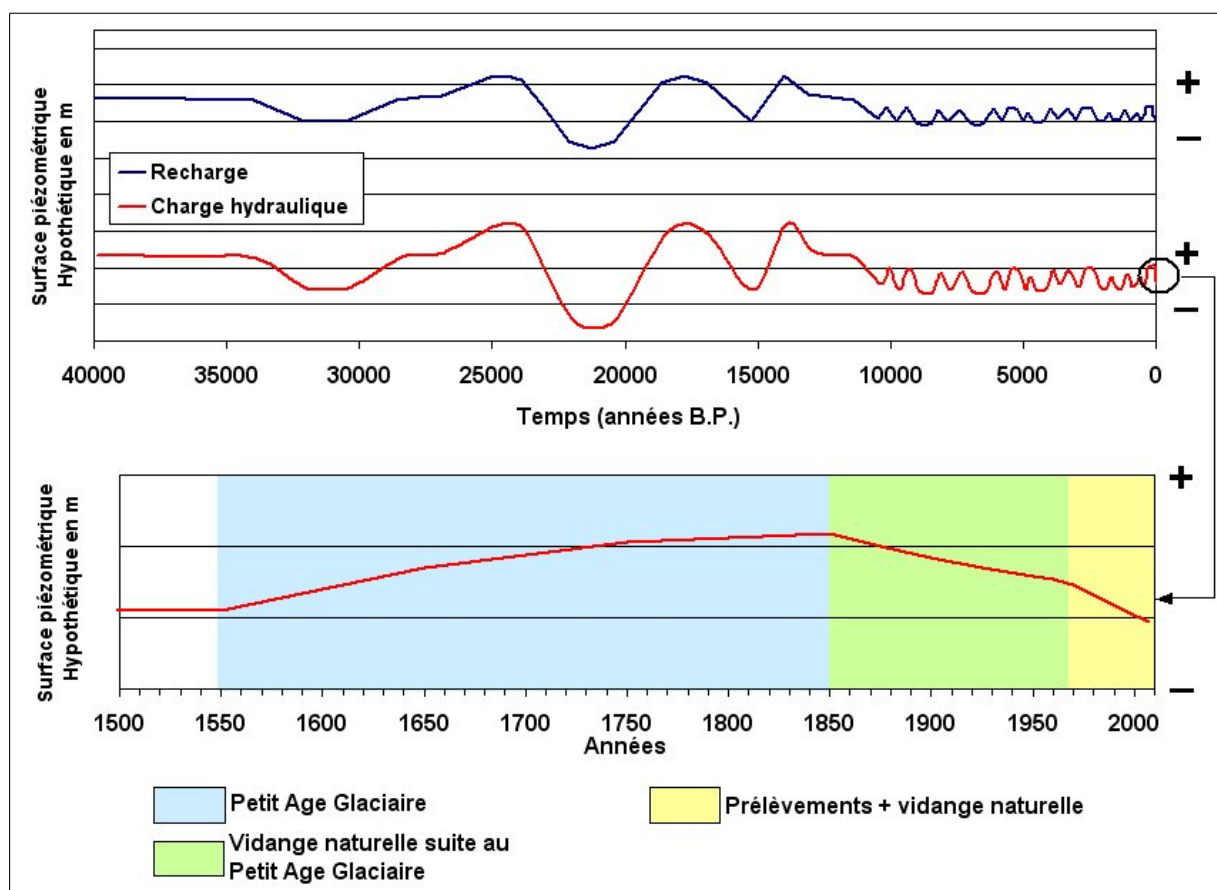


FIG. 2.48 – Schéma conceptuel de la réponse de la charge hydraulique de la nappe des Sables Infra-Molassiques au cours du temps

La figure 2.48 présente un exemple de schéma conceptuel à long terme de l'évolution de la surface piézométrique en fonction des phases d'alimentation définies précédemment sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et plus généralement sur l'ensemble du système multicouche profond. On peut y voir une alternance de phases transitoires de vidange et d'alimentation sur quelques centaines à plusieurs milliers d'années en fonction des variations paléoclimatiques sans qu'aucun équilibre ne soit atteint. Les grandes phases de recharge se situent avant et après le Dernier Maximum Glaciaire, cette dernière période étant une phase importante de vidange des aquifères multicouches aquitains.

Le zoom sur les 500 dernières années montre d'une part la contribution au cours du Petit Age Glaciaire et d'autre part l'augmentation de la pression anthropique sur ce système au cours des derniers 40 ans avec l'accentuation de la baisse du niveau piézométrique qui s'ajoute à celle liée à la vidange naturelle de la nappe.

Cette approche multi-thématique est finalement nécessaire pour appréhender le fonctionnement global et complexe de ce type de système aquifère multicouche. En effet, les différents thèmes précédemment abordés vont permettre de réaliser un modèle transitoire de longue durée permettant d'évoquer une vision

du fonctionnement de la nappe sans doute plus conforme à la réalité.

Ce principe remet en cause la vision générale du comportement des aquifères d'extension régionale qui sont trop souvent décrits selon une vision "équilibrée" entre une alimentation et une vidange (naturelle ou non) actuelles.

Chapitre 3

MODELISATION

Sommaire

3.1	Modélisation en hydrogéologie : outil	159
3.2	Le modèle géologique conceptuel du Sud-Aquitain	160
3.2.1	Définition du modèle géologique	160
3.2.2	Extension géographique	161
3.2.3	Modèle géologique 3D	161
3.3	Analyse des conditions thermiques des formations modélisées	163
3.3.1	Etude du gradient géothermique	166
3.3.2	Piézométrie corrigée des effets de température	168
3.4	Le modèle numérique du Sud-Aquitain	174
3.5	Régime pseudo-permanent : calage et exploitation	175
3.5.1	Les conditions aux limites	178
3.5.2	Résultats du calage hydrodynamique et thermique	179
3.5.3	Simulations le long de tubes de courant - confrontation avec l'âge apparent des eaux	184
3.6	Régime transitoire court d'évolution des stockages : calage et simulations	188
3.6.1	Méthode appliquée pour la transcription des fluctuations de stockage	188
3.6.2	Un maillage raffiné	190
3.6.3	Les conditions aux limites	190
3.6.4	Calage en régime transitoire	194
3.6.5	Paramètres de calage	206
3.6.6	Simulations sur le modèle transitoire court	207
3.7	Modèle euristique d'évolution eustatique	210
3.7.1	Extension du modèle	210
3.7.2	Géométrie 3D pour un modèle étendu	210
3.7.3	Les paramètres du modèle d'évolution eustatique	211
3.7.4	Résultats : influence de l'évolution eustatique	214
3.8	Modèle euristique d'évolution paléoclimatique	216

3.8.1	Conditions aux limites du modèle d'évolution paléoclimatique	216
3.8.2	Evolution de la hauteur piézométrique	220
3.8.3	Les "chemins d'écoulement" déduits du modèle	224
3.8.4	Bilan de flux à l'actuel	226
3.9	En Résumé...	231

3.1 Modélisation en hydrogéologie : outil

Le principe de la modélisation en hydrogéologie consiste à résoudre les équations aux dérivées partielles de l'écoulement ou du transport, sur un domaine étudié, en recherchant une fonction définie en chaque point de l'espace (x, y, z) et à chaque instant t (pour le régime transitoire).

Pour l'écoulement d'une nappe, il s'agira de déterminer la charge hydraulique H (variable inconnue) en tout point de la nappe en fonction du temps ($H_{(x,y,z,t)}$) à partir de paramètres hydrodynamiques connus (K, T, S, S_s), de conditions aux limites et de conditions initiales à un instant donné (exemple : carte piézométrique de référence). Pour étudier les phénomènes de transfert, la concentration $C_{(x,y,z,t)}$ ou la température $T_{(x,y,z,t)}$ doivent être évaluées.

Les équations aux dérivées partielles de l'écoulement ou du transfert peuvent être résolues selon deux méthodes :

- la méthode analytique exacte avec construction d'un modèle analytique,
- la méthode numérique approchée avec construction d'un modèle numérique.

La recherche de solutions explicites formulables au moyen de méthodes analytiques ne peut être généralement appliquée que dans des cas simples ou simplifiés. L'utilisation de modèles de résolution numérique s'avère nécessaire pour résoudre les cas plus complexes.

Le principe des méthodes numériques réside dans la discrétisation du domaine d'étude dans l'espace et, dans le cas de régimes transitoires, dans le temps.

Deux méthodes numériques sont essentiellement utilisées en modélisation hydrogéologique :

- La méthode des éléments finis,
- La méthode des différences finies.

Le logiciel de modélisation hydrogéologique employé dans cette étude, FEFLOW® [DIERSCH (2002)], utilise la méthode des éléments finis. Il permet la simulation des écoulements, des transferts de masse et d'énergie aussi bien en 2D qu'en 3D. La version utilisée permet de simuler le comportement des aquifères mais également les épontes.

En ce qui concerne le maillage, la technique des éléments finis est une approche plus flexible que celle des différences finies. En effet, le maillage s'adapte plus facilement aux limites du domaine et permet de décrire de manière plus satisfaisante la forme de la zone d'étude. Les limites internes des hétérogénéités du domaine sont également mieux caractérisées dans l'espace. Cette propriété permettra en outre de prendre en compte plus facilement des discontinuités locales dues aux variations rapides de profondeur liées aux accidents structuraux.

La résolution de l'équation de transfert par cette méthode est bien supérieure à celle des différences finies puisque elle peut tenir compte de l'anisotropie du tenseur de dispersion et qu'en jouant sur la taille des éléments en fonction de la valeur de la vitesse, un compromis satisfaisant entre la dispersivité numérique et la stabilité de la solution peut être recherché [MARSILY de (1981)]. Les références suivantes,

plus complètes, pourront apporter des renseignements supplémentaires sur cette méthode d'un point de vue général [STRANG et FIX (1973); MOAVENI (2003); ZIENKIEWICZ *et al.* (2005)], et appliqué à l'hydrogéologie [ASSENS *et al.* (1973); HUYAKORN et PINDER (1983); PINDER et GRAY (1977); BEAR (1979); MARSILY *de* (1981); WANG et ANDERSON (1982); LEDOUX (1986)].

3.2 Le modèle géologique conceptuel du Sud-Aquitain

3.2.1 Définition du modèle géologique

Le modèle retenu doit être en mesure de simuler le fonctionnement global de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques que ce soit à court terme (transitoire d'évolution de la hauteur piézométrique selon les variations des stockages de gaz et des prélèvements) ou à long terme (transitoire sur plusieurs milliers d'années en fonction des fluctuations paléoclimatiques).

Dans ce but, il est nécessaire de tenir compte des aquifères qui sont susceptibles de drainer ou d'alimenter, par le biais de contacts directs ou non, la nappe principale des Sables Infra-Molassiques. Le modèle retenu intègre donc les aquifères suivants :

- l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (sables éocènes + grès à Nummulites),
- l'aquifère du Paléocène (grès, calcaires fissurés et dolomies),
- l'aquifère du Crétacé supérieur (dolomies et calcaires).

Il intègre par ailleurs les aquitards correspondant de sorte que le modèle hydrogéologique conceptuel retenu comprend 10 couches "géologiques" plus 1 couche limite pour la prise en compte des conditions thermiques dans le modèle (Figure 3.1). Le descriptif de ces couches est le suivant :

1. Aquitard des formations molassiques (Pliocène au Bartonien),
2. Aquifère des sables éocènes (Sables Infra-Molassiques),
3. Aquitard des calcaires marneux 1 (correspondant au passage latéral vers l'ouest des sables de Lussagnet - Eocène),
4. Aquitard argileux entre les sables éocènes et les grès à Nummulites (dans le cas où il serait nécessaire de "partager" ces deux formations)
5. Aquifère des grès à Nummulites (Sables Infra-Molassiques),
6. Aquitard des calcaires marneux 2 (correspondant au passage latéral vers l'ouest des grès à Nummulites - Eocène),
7. Aquitard marneux (Eocène inférieur et Paléocène supérieur),
8. Aquifère carbonaté (Paléocène inférieur),
9. Aquitard des calcaires argileux (Crétacé supérieur),
10. Aquifère carbonaté et détritique (Crétacé supérieur),
11. Couche limite nécessaire à la prise en compte de la température, le mur de cette couche correspond au toit du socle paléozoïque. Cette couche supplémentaire ne présente aucun intérêt hydrodynamique mais permet la restitution d'un gradient géothermique satisfaisant.

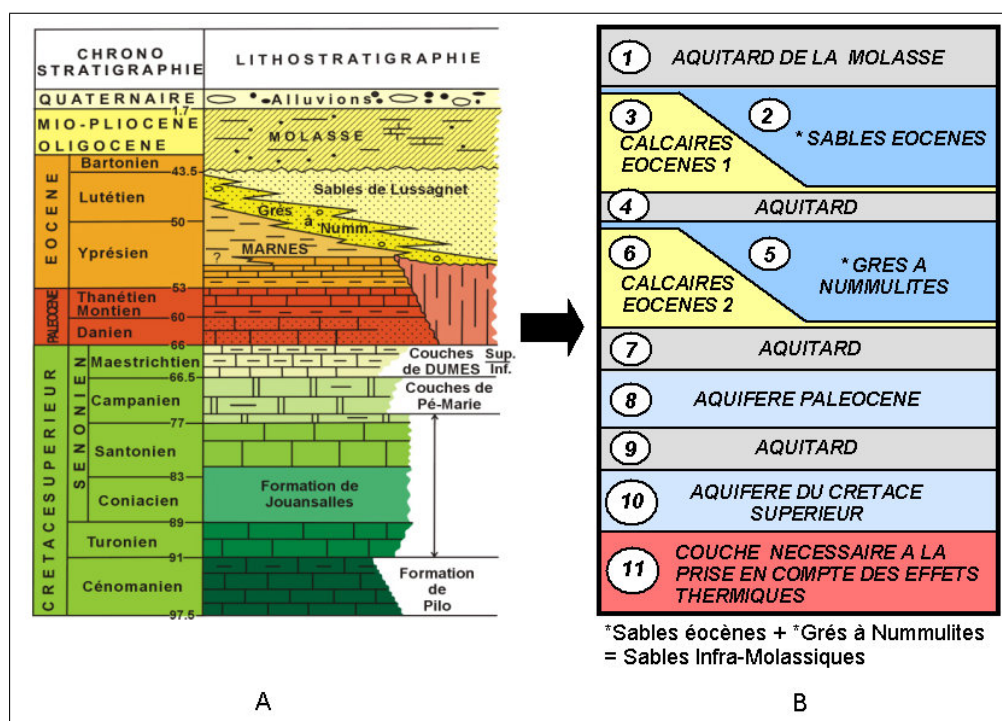


FIG. 3.1 – Coupe schématique synthétique pour un projet de modèle conceptuel.
 A - Charte lithostratigraphique sur la plate-forme Aquitaine [LE MARREC et al. (1995)],
 B - Découpage hydrogéologique du modèle

3.2.2 Extension géographique

L'extension de la zone d'intérêt centrale couvre une superficie de 14040 kilomètres carrés mais dans le but de réaliser une meilleure caractérisation de cette zone et dans le cadre d'études ultérieures, la surface au sol du modèle retenu a été étendue à 32260 kilomètres carrés. Cette emprise permet de tenir compte au maximum de l'extension des différents aquifères du Sud-Aquitain. Ainsi, le modèle s'étend du front nord pyrénéen à une limite nord passant par le parallèle de Marmande et d'est en ouest des affleurements de la Montagne Noire à une ligne passant entre Marmande et Dax (Figure 3.2).

3.2.3 Modèle géologique 3D

Le découpage des couches en fonction des différents faciès, nécessaire à la définition de la géométrie, a été réalisé à partir des données suivantes :

- Coupes stratigraphiques de différents ouvrages (forages pétroliers, forages d'eau potable, sondages, ...) donnant la description lithologique permettant de positionner les toits et les murs (les données analysées et validées des ouvrages utilisés pour la construction des différents toits ou murs sont fournies en annexe G) ;
- Diagraphies ;
- Modèle numérique du toit des Sables Infra-Molassiques fourni par Total Infrastructure Gaz France (TIGF) (toit de la "Layer 1-Lutétien" du modèle de gestion des stockages de gaz) ;

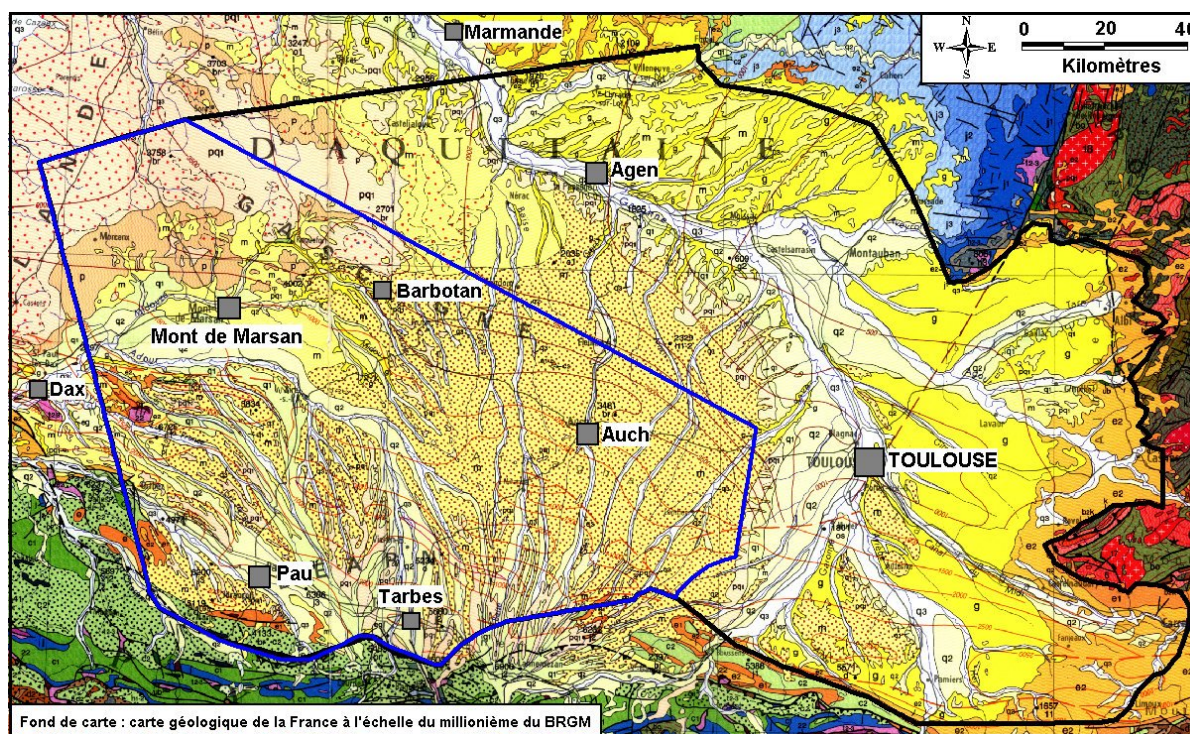


FIG. 3.2 – Emprise du modèle (en noir) et zone d'intérêt (en bleu)

- Documents bibliographiques fournis par (TIGF), à savoir :
 - ✓ Etude régionale des sables aquifères éocènes entre le stockage d'Izaute et Barbotan [ROVELLI (1992)];
 - ✓ Contexte géologique élargi autour des stockages de gaz de Lussagnet et Izaute (Aquitaine) [GUILLEMIN et KRAUSE (2000)];
 - ✓ Modèle géologique des stockages de gaz d'Izaute et de Lussagnet [LABAT (1997)];
- Différentes cartes issues de l'étude réalisée par le BEICIP (1984);
- Données de modèles affinés :
 - ✓ modèle 3D de la zone de Bordes [DOUEZ (2004)];
 - ✓ des stockages de gaz de Lussagnet et Izaute (TIGF);
 - ✓ de Barbotan [LABAT (1997)];
- Carte du toit du socle paléozoïque [B.R.G.M. et al. (1974)];
- Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la surface topographique.

Seuls les toits de la molasse et des Sables Infra-Molassiques n'ont pas été calculés. Le toit de la molasse, équivalent à la topographie, est issu d'un MNT. Le toit des Sables Infra-Molassiques correspond au toit de la "Layer 1-Lutétien" du modèle global d'ECLIPSE fourni par TIGF.

Les murs des couches ont été positionnés en calculant l'épaisseur des formations et en les soustrayant au mur précédemment généré. Des points de contraintes géométriques ont dû être ajoutés, notamment au niveau des différentes structures, pour le calcul des épaisseurs. Le biseautage des aquifères des Sables

Infra-Molassiques et des grès à Nummulites vers l'ouest en aquitards (calcaires éocènes 1 et 2) a également été "forcé" par l'ajout de points de contraintes traduisant les courbes isopaques.

La prise en compte de courbes isopaques, de points de contraintes et la présence de zones à forte et faible densités de points n'a pas permis de procéder à l'analyse géostatistique nécessaire à l'utilisation du krigeage comme outil d'interpolation.

La méthode qui a donc été utilisée pour calculer l'épaisseur des couches et permettant d'aboutir à un résultat optimum est celle du "voisin naturel" (Natural Neighbor) [SIBSON (1981); OWEN (1992)]. Cette méthode a en effet l'avantage de générer des contours convenables à partir de secteurs à forte densité de points et d'autres avec des données plus éparses.

Des MNST (Modèle Numérique Sous Terrain), avec un maillage régulier carré de 1 kilomètre de côté, pour chaque toit (ou mur) ont été construits. L'annexe H présente les cartes des toits des principales couches. Diverses coupes effectuées dans le modèle géométrique obtenu sont visibles en annexe I.

Les modèles géologiques des zones affinées ont par la suite été intégrés aux toits ou murs des formations précédemment calculées.

La conception du maillage d'éléments finis utilisé dans le logiciel de modélisation 3D FEFLOW® (version 5.1) implique une continuité des couches sur l'ensemble du domaine. Si la formation présente une lacune, une épaisseur minimale de 0,10 m est imposée et se verra attribuer les paramètres de la couche sus-jacente.

3.3 Analyse des conditions thermiques des formations modélisées

Sur l'ensemble du Bassin Aquitain, la valeur moyenne du gradient géothermique est de l'ordre de 3°C/100m. Pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, la température de l'eau varie de 13,4°C à proximité des affleurements, à Bordes [ANDRE (2002)], jusqu'à 77°C dans la fosse de Tarbes [BEICIP (1984)].

Or, le facteur température agit sur les paramètres thermodynamiques de l'eau, notamment sur sa viscosité et sa masse volumique, et donc sur l'écoulement (Figure 3.3).

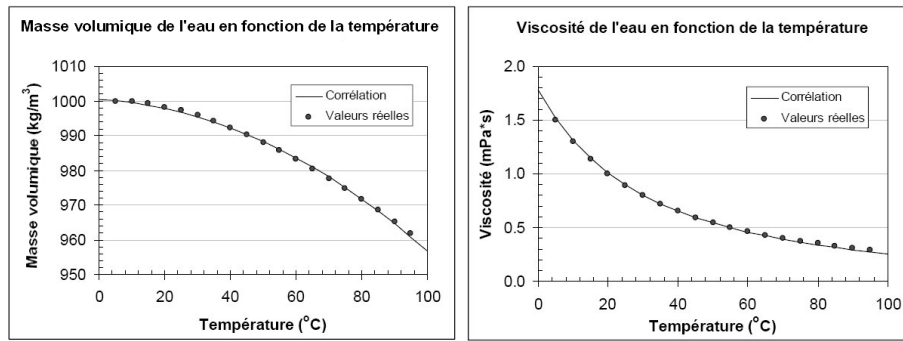


FIG. 3.3 – Masse volumique et viscosité de l’eau en fonction de la température (corrélation BURGER et al. (1985) ; valeurs réelles LEFEBVRE (1994))

Ainsi, la perméabilité K dans un milieu poreux, fonction de la température θ est donnée par :

$$K = \frac{\rho(\theta,\chi) \cdot g \cdot k}{\mu_\theta} \quad (3.1)$$

avec :

K : perméabilité [$L \cdot T^{-1}$],

$\rho(\theta,\chi)$: masse volumique en fonction de la température et de la salinité de l’eau χ [$M \cdot L^{-3}$],

g : accélération de la pesanteur [$L \cdot T^{-2}$],

k : perméabilité intrinsèque du milieu poreux [L^2],

μ_θ : viscosité dynamique de l’eau à la température θ [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$].

Ainsi la perméabilité augmente d’un ou plusieurs ordres de grandeur en fonction de la température, à 20°C, K est environ 1,3 fois plus élevé qu’à 10°C et à 55°C, 2,5 fois plus élevé qu’à 10°C [SCHOELLER (1961)].

La valeur de la hauteur piézométrique h s’exprime également en fonction de la température :

$$h = z + \frac{p}{\rho(\theta,\chi) \cdot g} \quad (3.2)$$

avec :

h : hauteur piézométrique [L],

z : cote [L].

Le coefficient d’emmagasinement S est également soumis à la température.

Ainsi, l’équation décrivant l’emmagasinement intègre la température, la masse volumique de l’eau, le module d’élasticité de l’eau et de la matrice aquifère, paramètres eux-mêmes dépendants de la température.

Dans un système monophasique, le coefficient d'emmagasinement, fonction de la température et de la salinité, est le suivant :

$$S = \rho_{(\theta,\chi)} \cdot g \cdot e \cdot \left(\frac{1 - \omega}{E_s} + \frac{\omega}{E_w(\theta,\chi)} \right) \quad (3.3)$$

Avec :

- S : coefficient d'emmagasinement [-],
- e : épaisseur de la formation [L],
- ω : porosité [-],
- E_s : module d'élasticité du milieu poreux [M.L⁻¹.T⁻²],
- E_w : module d'élasticité de l'eau [M.L⁻¹.T⁻²].

Au regard de ces différentes équations, de la profondeur des aquifères étudiés et donc de la température des formations, l'effet thermique doit être considéré. Par contre, la minéralisation totale (équivalente à la salinité), inférieure à 1 g.L⁻¹ pour la majorité des eaux, influence très peu la valeur de la hauteur piézométrique contrairement à la température. L'effet lié à la minéralisation sera donc considéré comme négligeable.

Les modes de transfert de chaleur, notamment dans les aquifères, sont les suivants :

- *conduction thermique* : transfert thermique moléculaire par échange d'énergie cinétique sous l'effet d'un gradient thermique sans déplacement appréciable de particules. Ce transfert, décrit par la loi de Fourier (1822), a lieu même en l'absence de toute circulation de fluide :

$$\vec{\Psi}_{cond} = -\bar{\lambda} \cdot \overrightarrow{grad} \theta \quad (3.4)$$

avec :

- $\vec{\Psi}_{cond}$: flux conductif de chaleur [M.T⁻³],
- λ : conductivité thermique du milieu [M.L.T⁻³.Θ⁻¹],
- θ : température [Θ].

- *convection thermique* : processus de transfert thermique induit par perturbation de la distribution des températures par un gradient de pesanteur avec déplacement appréciable des particules. La convection, associée au mouvement d'un fluide, est régie par l'équation suivante :

$$\vec{\Psi}_{conv} = (\rho_f C_f) \cdot \frac{\vec{U}}{\omega_c} \cdot \overrightarrow{grad} \theta \quad (3.5)$$

avec :

- $\vec{\Psi}_{conv}$: flux convectif [M.T⁻³],
- ρ_f : masse volumique du fluide [M.L⁻³],
- C_f : capacité calorifique massique du fluide [L².T².Θ⁻¹],
- \vec{U} : vitesse de Darcy du fluide [L.T⁻¹],
- ω_c : porosité cinématique du milieu [-].

- *advection* : transport de chaleur induit par un gradient d'écoulement de fluide mais sans conduction. Le transport thermique est réalisé uniquement par le fluide.

Ces différents types de transfert de chaleur peuvent coexister au sein d'un même aquifère. Le flux thermique total est égal à la somme du flux conductif et du flux convectif ($\vec{\Psi} = \vec{\Psi}_{cond} + \vec{\Psi}_{conv}$).

Dans les aquifères, on considère, en raison des vitesses d'écoulement relativement lentes, que la température de l'eau se met instantanément en équilibre avec celle de la roche. Il n'existe alors qu'une seule température dans le milieu poreux [HOUBEURT *et al.* (1965)].

3.3.1 Etude du gradient géothermique

La prise en compte des conditions de température dans le modèle numérique implique la restitution d'un gradient géothermique moyen permettant de retrouver les températures au toit des différentes formations afin de respecter au mieux les conditions d'écoulement régnant au sein des aquifères.

Pour ce faire, des valeurs de températures sont imposées à la surface du sol (toit de la molasse) et sur le mur de la couche la plus profonde permettant l'établissement d'un gradient de température vertical sur l'ensemble des couches modélisées.

Les valeurs de température actuelles prises à la surface correspondent à la moyenne des températures annuelles (Figure 3.4, source Météo France).

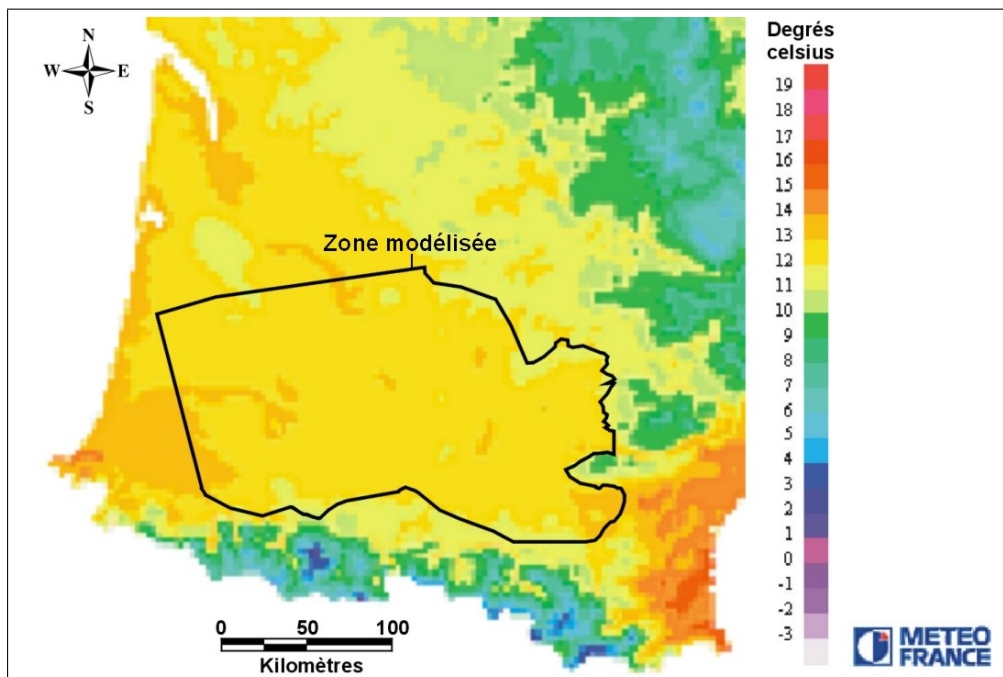


FIG. 3.4 – Température moyenne de surface en Aquitaine (données Météo France)

Pour déterminer les températures au sein des différentes couches profondes, une carte de gradient géothermique a été réalisée.

Cette carte du gradient géothermique proposée (Figure 3.5) a été conçue à partir des données interpolées issues des documents suivants :

- Carte de la température des eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques [BEICIP (1984)],
- Données de température des eaux des aquifères du Bassin Aquitain [ANDRE (2002) ; LE FANIC (2005)],
- Données des couples température de test - profondeur des forages pétroliers du Bassin Aquitain [ALEZINE (1987)],
- Données pour la construction de la carte du gradient géothermique [HOUSSE et MAGET (1977)].

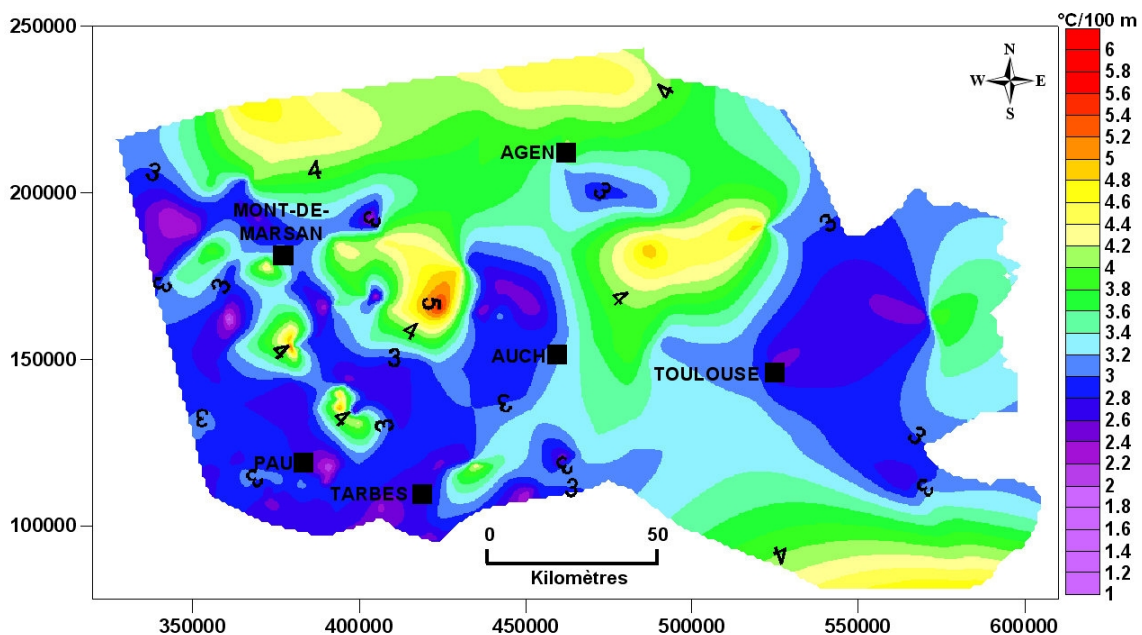


FIG. 3.5 – Gradient géothermique moyen sur l'emprise du modèle

A partir de cette carte du gradient géothermique, et connaissant la profondeur des différentes formations, des cartes de températures au toit des différents aquifères ainsi que du socle paléozoïque ont pu être générées (Figures 3.6 ; 3.7 ; 3.8 et 3.9) à l'aide de l'équation suivante :

$$\theta_z = \theta_{sol} + G.z \quad (3.6)$$

avec :

- θ_z : température à la profondeur z [Θ],
- θ_{sol} : température au niveau du sol [Θ],
- G : gradient géothermique moyen [$\Theta.L^{-1}$],
- z : profondeur [L].

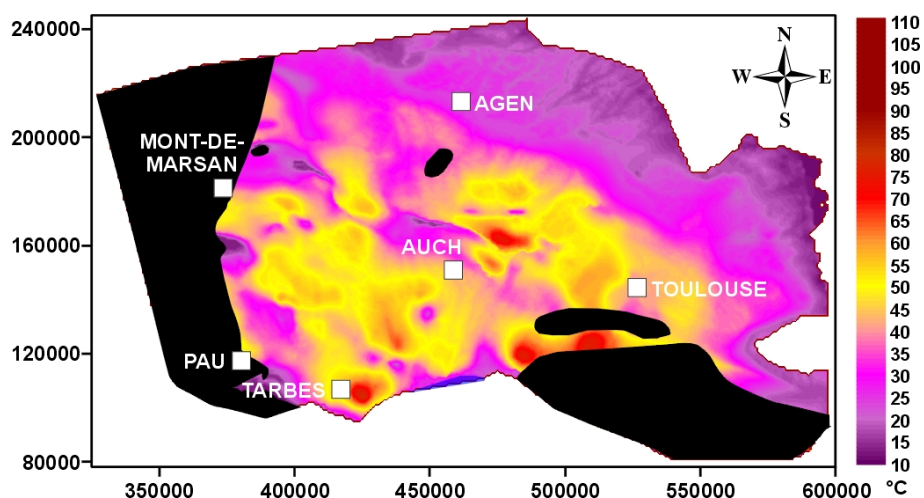


FIG. 3.6 – Température observée au toit de l’aquifère des Sables Infra-Molassiques

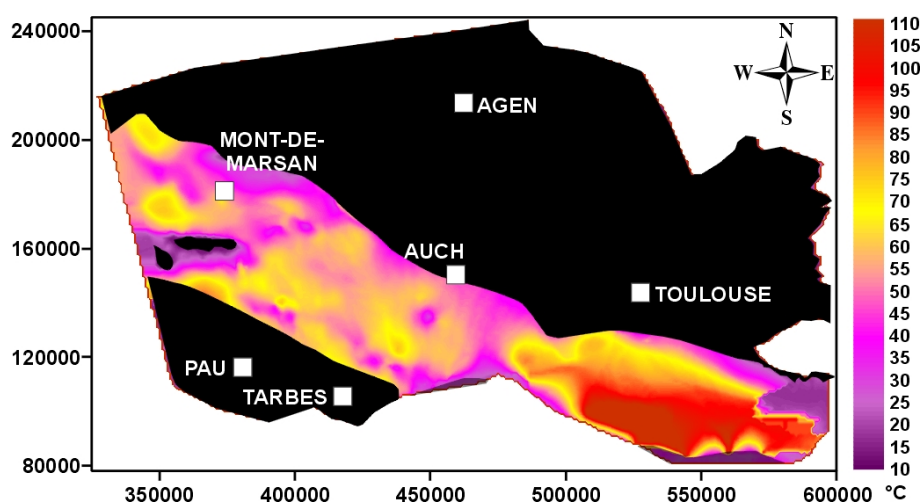


FIG. 3.7 – Température observée au toit de l’aquifère du Paléocène

Les cartes de température obtenues reflètent essentiellement les variations de température liées aux variations de profondeur.

3.3.2 Piézométrie corrigée des effets de température

Dans les aquifères peu profonds, les variations de la hauteur piézométrique induites par la température sont considérées comme négligeables. En revanche, dans les aquifères profonds, ces effets doivent être pris en compte. La charge statique, qui représente l’état d’énergie dans lequel se trouve l’eau au toit de l’aquifère, doit refléter l’ensemble des conditions de gisement : pression et température.

La valeur de la hauteur piézométrique s’exprimant en fonction de la température, l’établissement d’une esquisse piézométrique pour les nappes étudiées nécessite de corriger ces effets sur les différents points mesurés en puits froids en calculant une "hauteur piézométrique vraie". La méthode de correction utilisée est présentée en annexe J.

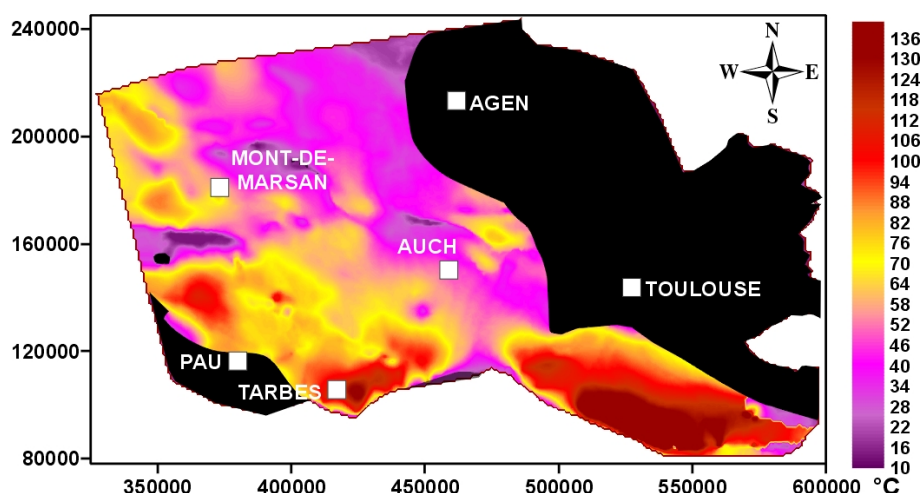


FIG. 3.8 – Température observée au toit de l’aquifère du Crétacé supérieur

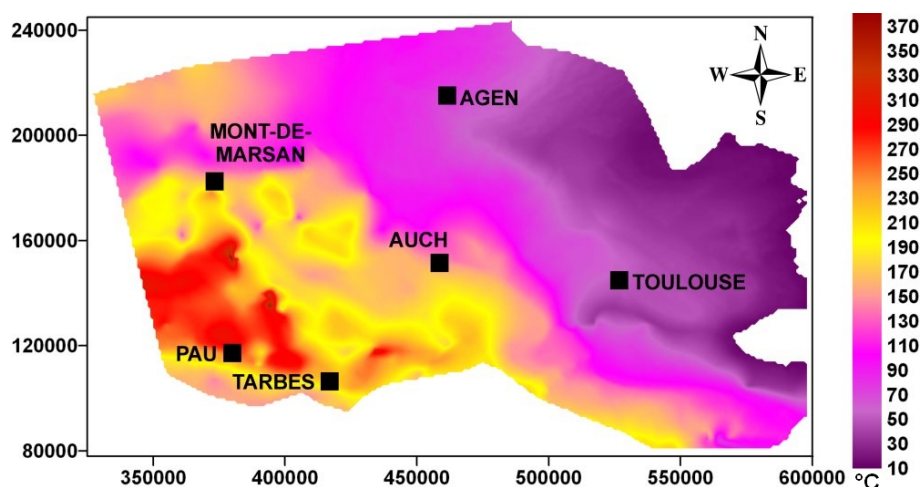


FIG. 3.9 – Température observée au toit du socle

Des esquisses des hauteurs corrigées ont été élaborées à l’EGID dès 1999. La réalisation de celles-ci nécessitait la connaissance de la hauteur d’eau mais aussi de la température de fond (température de la nappe). L’établissement d’une carte du gradient géothermique moyen permet l’estimation de nouvelles températures de fond. Ainsi, pour les Sables Infra-Molassiques, le nombre de points utilisés pour générer l’esquisse piézométrique présentée ci-après est de 86, en 1999 le nombre de points de mesure n’était que de 47. Les données ont été répertoriées sur une trentaine d’années entre le début des années 1970 et la fin des années 1990. Le tableau 3.1 présente la correction de la hauteur piézométrique en fonction de la température pour les points utilisés pour la réalisation de ces esquisses.

Les figures 3.10, 3.11 et 3.12 présentent respectivement les esquisses piézométriques avec prise en compte des effets de température pour les nappes des Sables Infra-Molassiques, du Paléocène et du Crétacé supérieur.

Différence H corrigée H observée	Nombre de valeurs		
	Sables Infra- Molassiques	Paléocène	Crétacé supérieur
0-1	52	33	38
1-5	25	7	3
5-10	6	4	
10-15		2	
15-20	2		2
>20	1	1	3

TAB. 3.1 – Hauteur piézométrique corrigée des effets de températures pour les différentes nappes

Une attention particulière doit être apportée aux esquisses piézométriques de ces deux dernières nappes. Le manque de données concernant ces aquifères et la critique de celles-ci ne permettent de proposer que des esquisses piézométriques sommaires et sans doute provisoires.

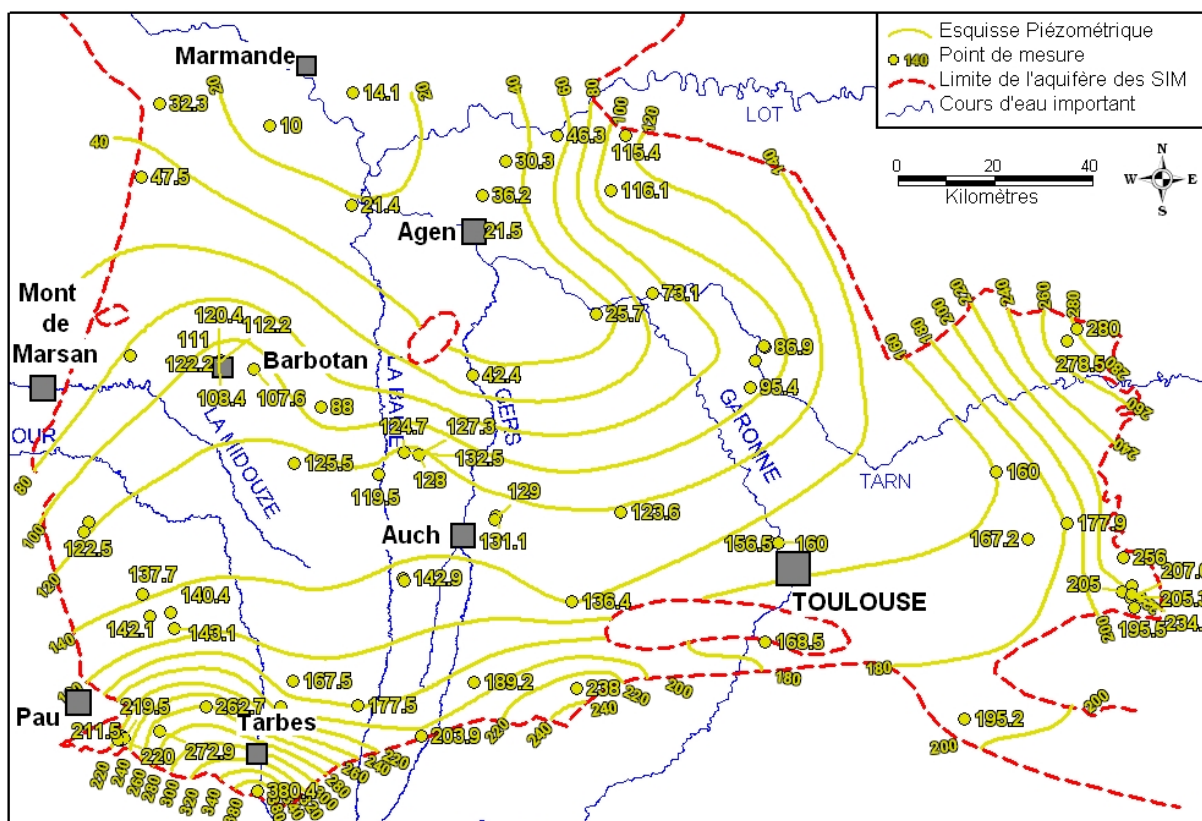


FIG. 3.10 – Esquisse piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques

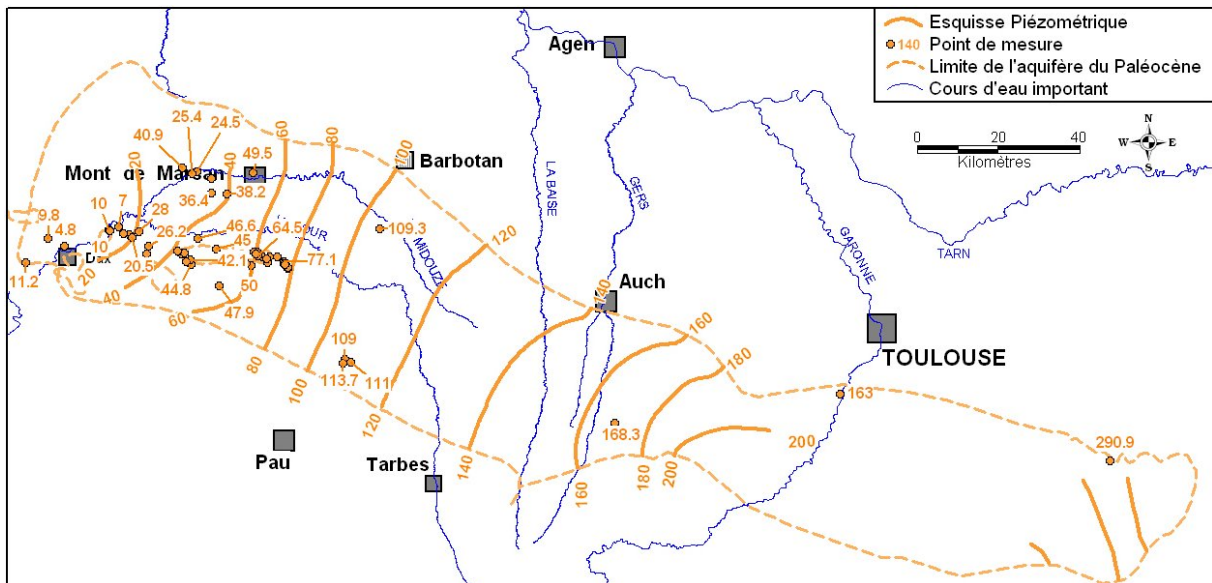


FIG. 3.11 – Esquisse piézométrique de la nappe du Paléocène

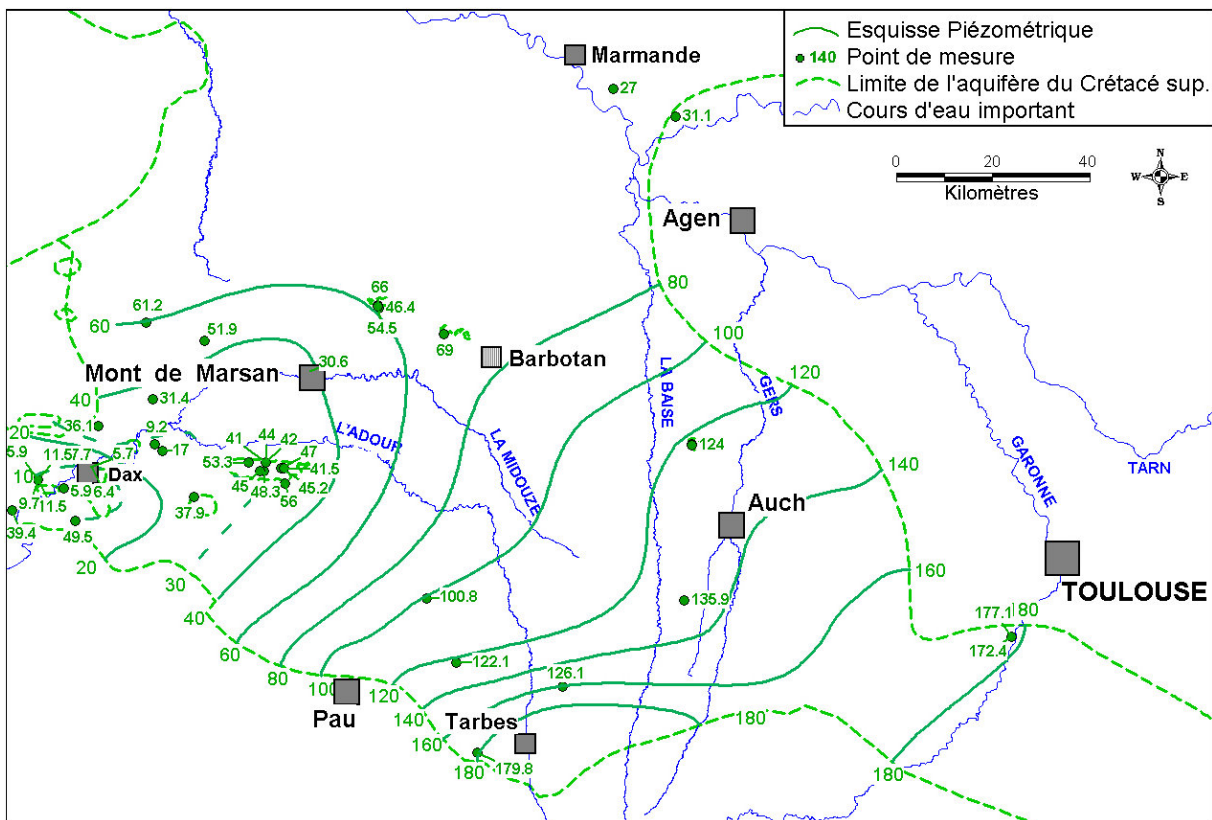


FIG. 3.12 – Esquisse piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur

La piézométrie des Sables Infra-Molassiques (Figure 3.10), en accord avec les données utilisées, présente des gradients élevés dans la partie sud-ouest pour une nappe captive. Trois hypothèses sont envisagées pour expliquer cela :

- Ce secteur peut être plus ou moins déconnecté de la zone plus au nord (failles, mauvaises propriétés hydrauliques...),
- Les secteurs du Gave de Pau et des Petites Pyrénées correspondent à des zones de mise en charge aux niveaux des affleurements qui donnent des niveaux piézométriques importants. Plus au nord, l'effondrement des charges peut être le signe d'une vidange naturelle de la nappe notamment par le biais des aquifères sous-jacents présents dans ce secteur,
- Certaines des valeurs utilisées sont issues de la conversion de mesures de pression de fond anciennes dans des sondages pétroliers, données qui sont parfois très imprécises.

Au regard de la piézométrie des Sables Infra-Molassiques, un axe de drainage se dessine et se superpose au Tarn et à une partie de la Garonne. Ce caractère présentant un axe de convergence le long des grands cours d'eau ou centrés sur les grandes dépressions a été remarqué par MARGAT (1969) sur d'autres grandes nappes profondes (nappe de l'Albien du Bassin de Paris notamment).

L'étude de la piézométrie sur cet axe de drainage montre des zones de hauteurs piézométriques inférieures à l'altitude du sol, notamment peu après la confluence de la Garonne et du Tarn (Figure 3.13). La nappe ne semble donc pas être drainée par ces cours d'eau.

La superposition de l'esquisse piézométrique des Sables Infra-Molassiques avec la carte des communications avec les aquifères sous-jacents (Figure 3.14) semble apporter des éléments de réponse quant à la localisation de cet axe de drainage. Il est possible que la nappe des Sables Infra-Molassiques soit drainée par l'aquifère du Jurassique sous-jacent. Malheureusement, nous ne disposons d'aucune information concernant les niveaux piézométriques de la nappe du Jurassique dans ce secteur d'étude.

L'esquisse piézométrique du Paléocène montre, à l'ouest, un axe principal de drainage est-ouest qui suit les vallées de l'Adour et de la Midouze .

L'esquisse piézométrique du Crétacé inférieur montre deux axes de drainage : un premier, principal en direction du Bas-Adour et un second dirigé vers le nord. Les données utilisées pour réaliser cette esquisse sont incertaines dans les zones profondes, de nombreuses valeurs provenant de mesure de pression dans des forages pétroliers.

La superposition des esquisses piézométriques des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène (Figure 3.15) montre en partie les échanges possibles entre ces deux aquifères.

Dans la partie est, au niveau de zones de communications possibles, la piézométrie du Paléocène, supérieure à celle des Sables Infra-Molassiques, montre un axe de drainage vers le nord et semble suivre la

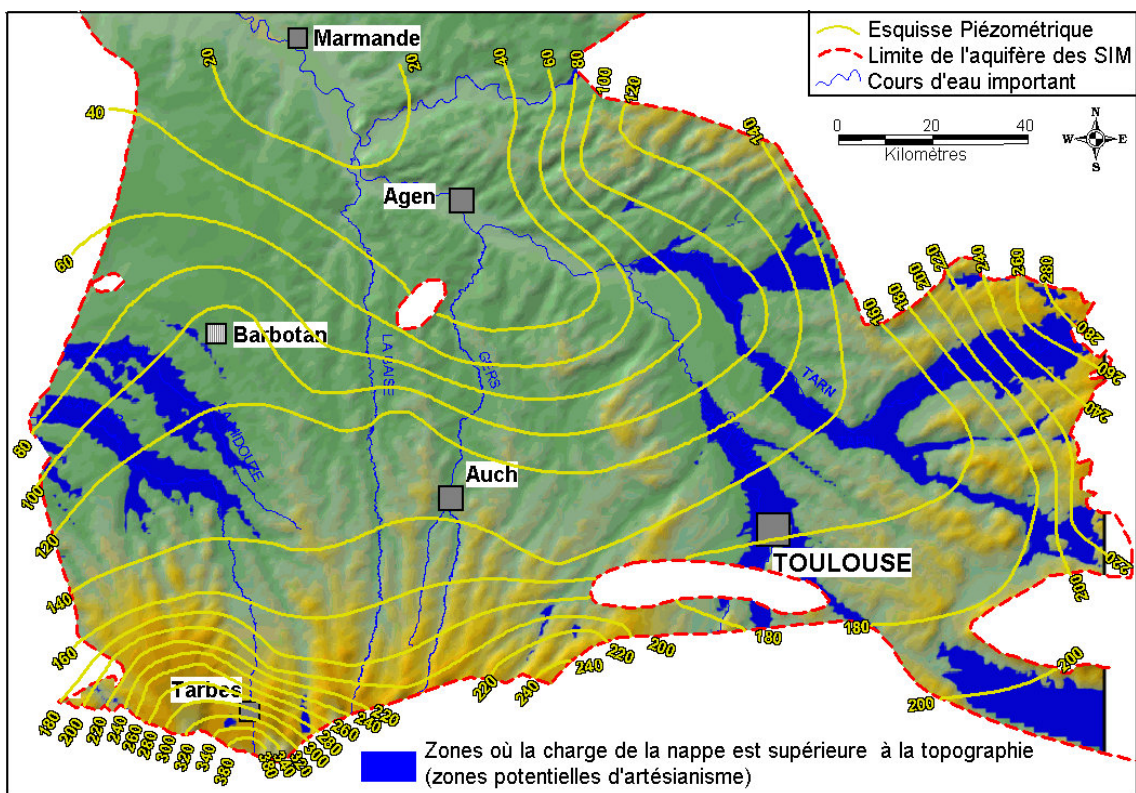


FIG. 3.13 – Zones potentielles d’artésianisme de la nappe des Sables Infra-Molassiques

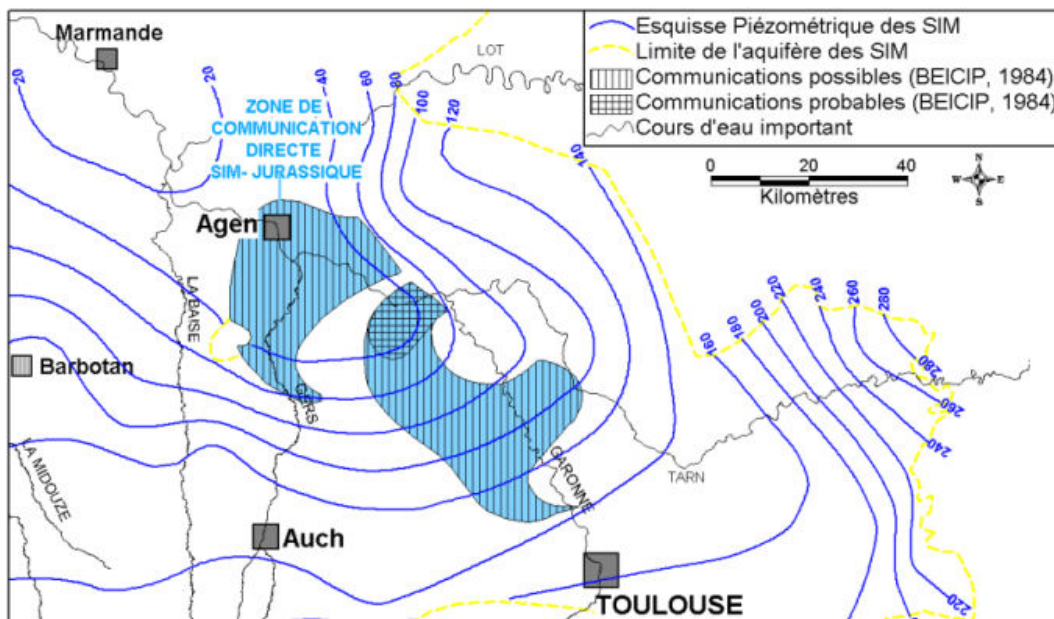


FIG. 3.14 – Communications entre les aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Jurassique

direction des écoulements de cette dernière nappe. Ainsi, une partie des eaux du Paléocène pourrait être drainée par l’aquifère des Sables Infra-Molassiques dans ce secteur.

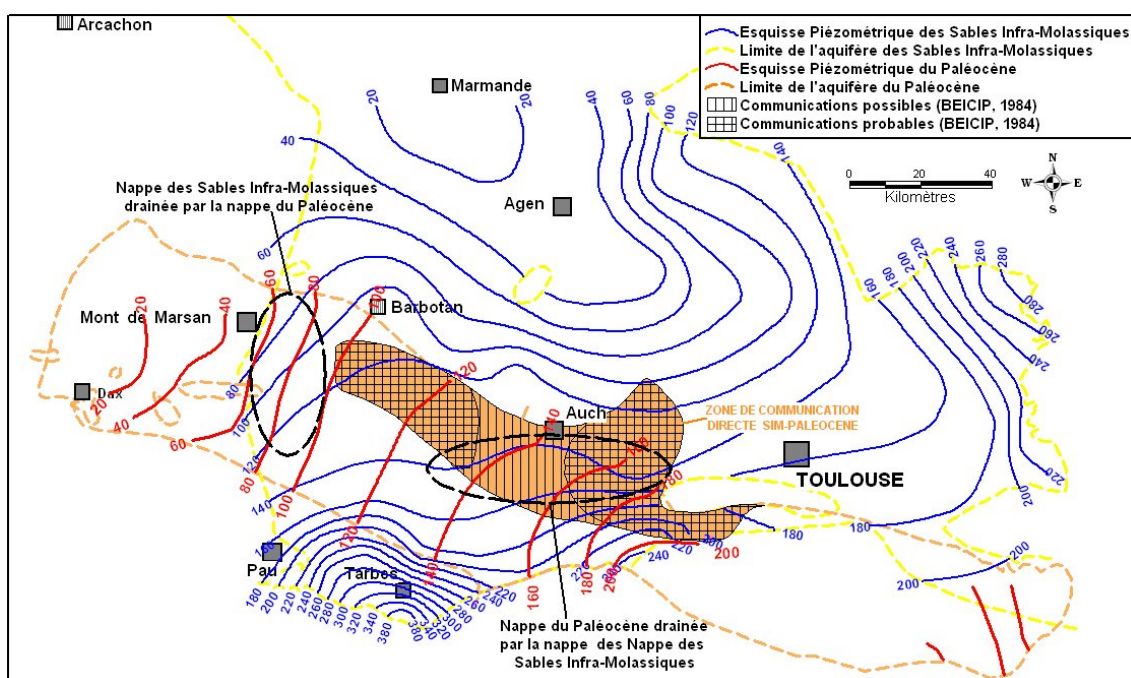


FIG. 3.15 – Superposition des piézométries des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène

A l'ouest, on constate une inversion de cette situation : la charge piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques est supérieure à celle du Paléocène. De plus, la piézométrie des Sables Infra-Molassiques semble diverger vers l'ouest en direction du Bassin de l'Adour. Ceci amène à émettre l'hypothèse que la nappe des Sables Infra-Molassiques est ici drainée par celle du Paléocène (phénomène de drainage verticale descendante à travers la formation semi-perméable séparant ces deux aquifères).

3.4 Le modèle numérique du Sud-Aquitain

Le modèle initial généré sous FEFLOW® comporte onze couches et est composé de 228250 éléments d'environ 2 kilomètres de côté en mode plan, soit 20750 éléments pour chaque couche, et de 126348 noeuds (Figure 3.16). Ce maillage est généré automatiquement par le mailleur de FEFLOW® selon les critères de Delaunay. Les forages de la zone ont été utilisés pour forcer ce maillage, presque chaque forage correspond à un noeud du maillage. Il est de cette façon possible d'imposer une charge hydraulique ou une température à chaque forage.

Deux zones ont été raffinées et correspondent aux zones des stockages de gaz. D'autres zones pourront être raffinées pour les besoins de la modélisation si nécessaire. La figure 3.17 montre le bloc 3D généré sous FEFLOW® et réalisé sous FEFLOW EXPLORER®. La figure 3.18 présente le toit de la couche molassique ainsi que des aquifères principaux modélisés.

La profondeur du modèle atteint, au maximum, un peu plus d'une dizaine de kilomètres au toit du socle dans le bassin de l'Adour et Mirande (sans cette couche limite, le modèle atteint environ 5000 mètres de profondeur).

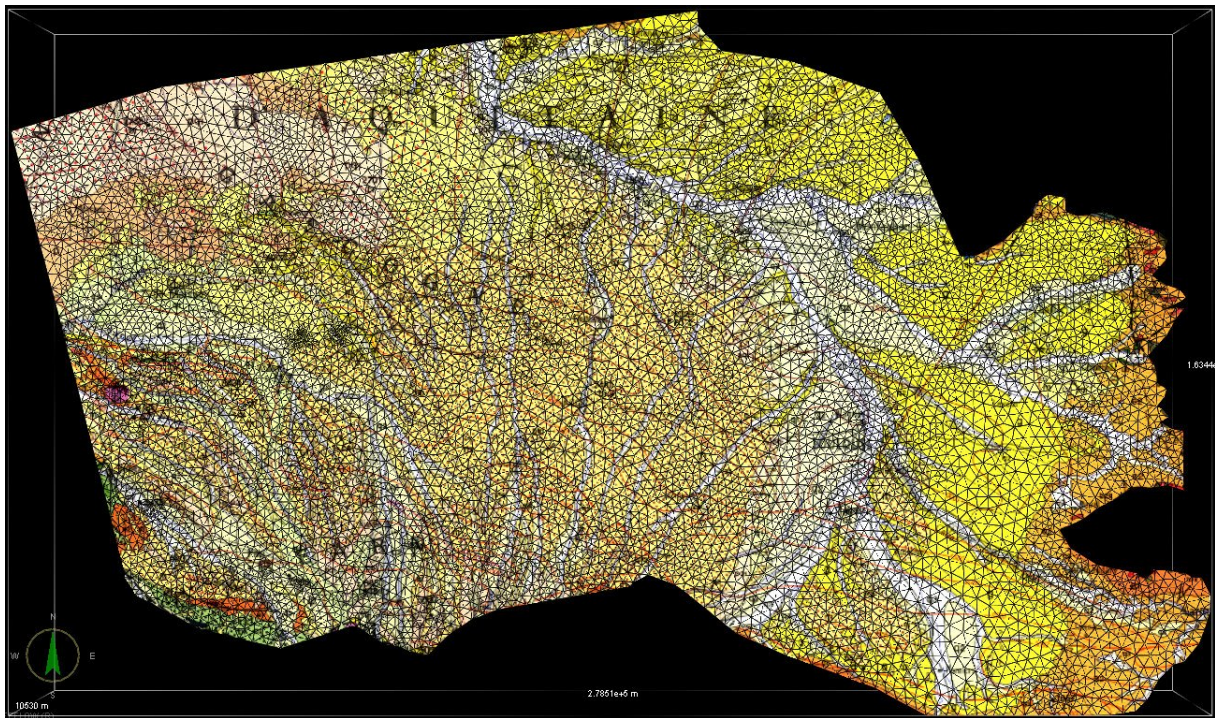


FIG. 3.16 – Maillage du modèle numérique

3.5 Régime pseudo-permanent : calage et exploitation

La définition du régime permanent correspond à un écoulement à un flux constant sous des conditions de potentiel invariable dans le temps [CASTANY et MARGAT (1977)]. Ce type de régime est peu probable dans ce système aquifère, le traitement est donc réalisé par le biais d'un régime "pseudo-permanent". Ainsi, ce régime correspondrait ici à un état pseudo-stationnaire ou virtuel de la nappe, sans prélèvements ni variations, c'est pourquoi aucun pompage n'a été pris en compte dans ce premier modèle.

L'intérêt de la réalisation de cette étape réside dans la restitution du gradient géothermique local sans contrainte d'écoulement par la mise en place des valeurs de conductivité thermique permettant le couplage des équations hydrodynamiques et thermiques. Ainsi la perméabilité K , fonction de la masse volumique ρ et de la viscosité dynamique μ , est recalculée en fonction de la température θ pour chaque noeud du maillage.

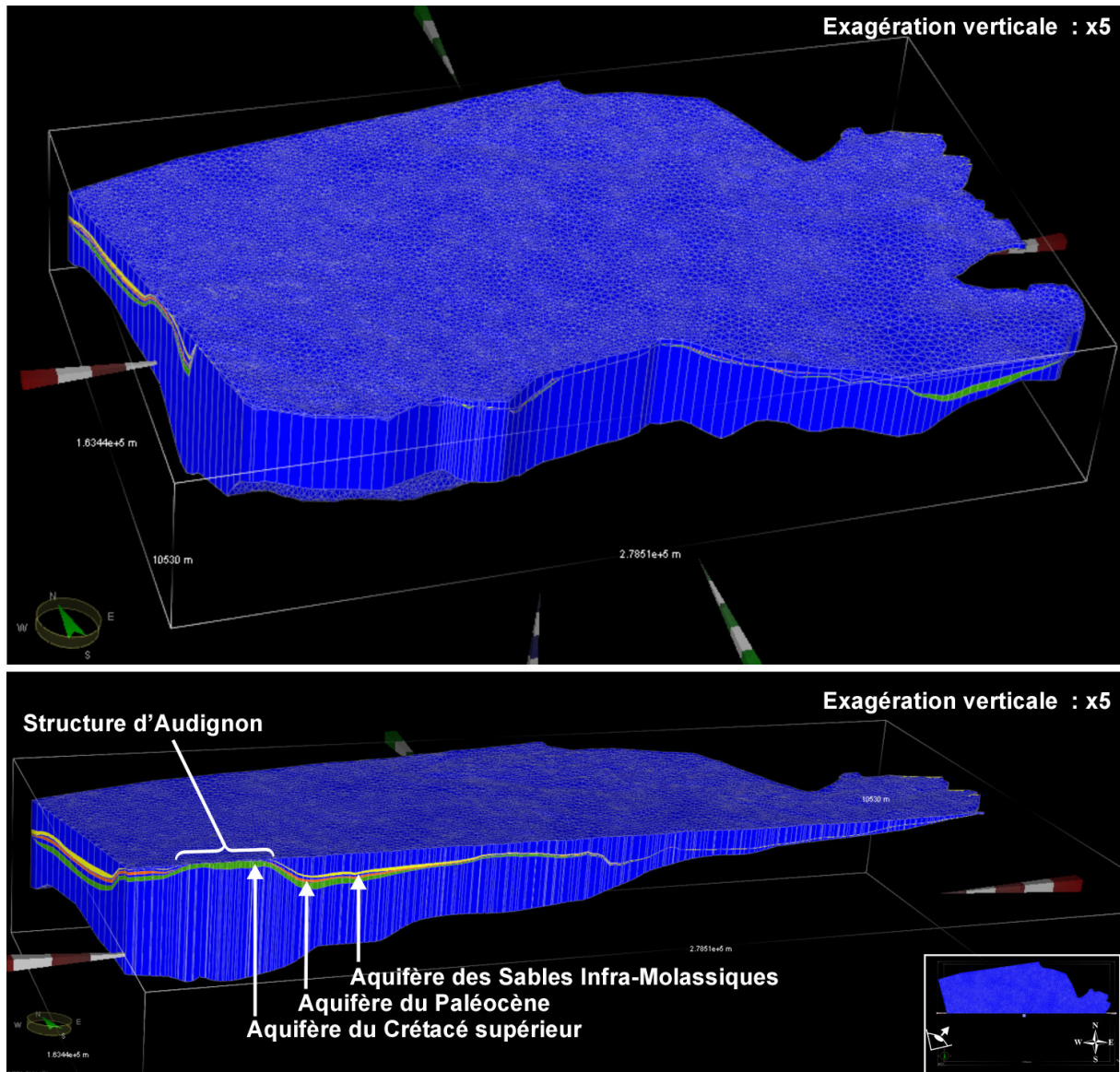


FIG. 3.17 – Vision 3D du modèle hydrogéologique et thermique multicouche

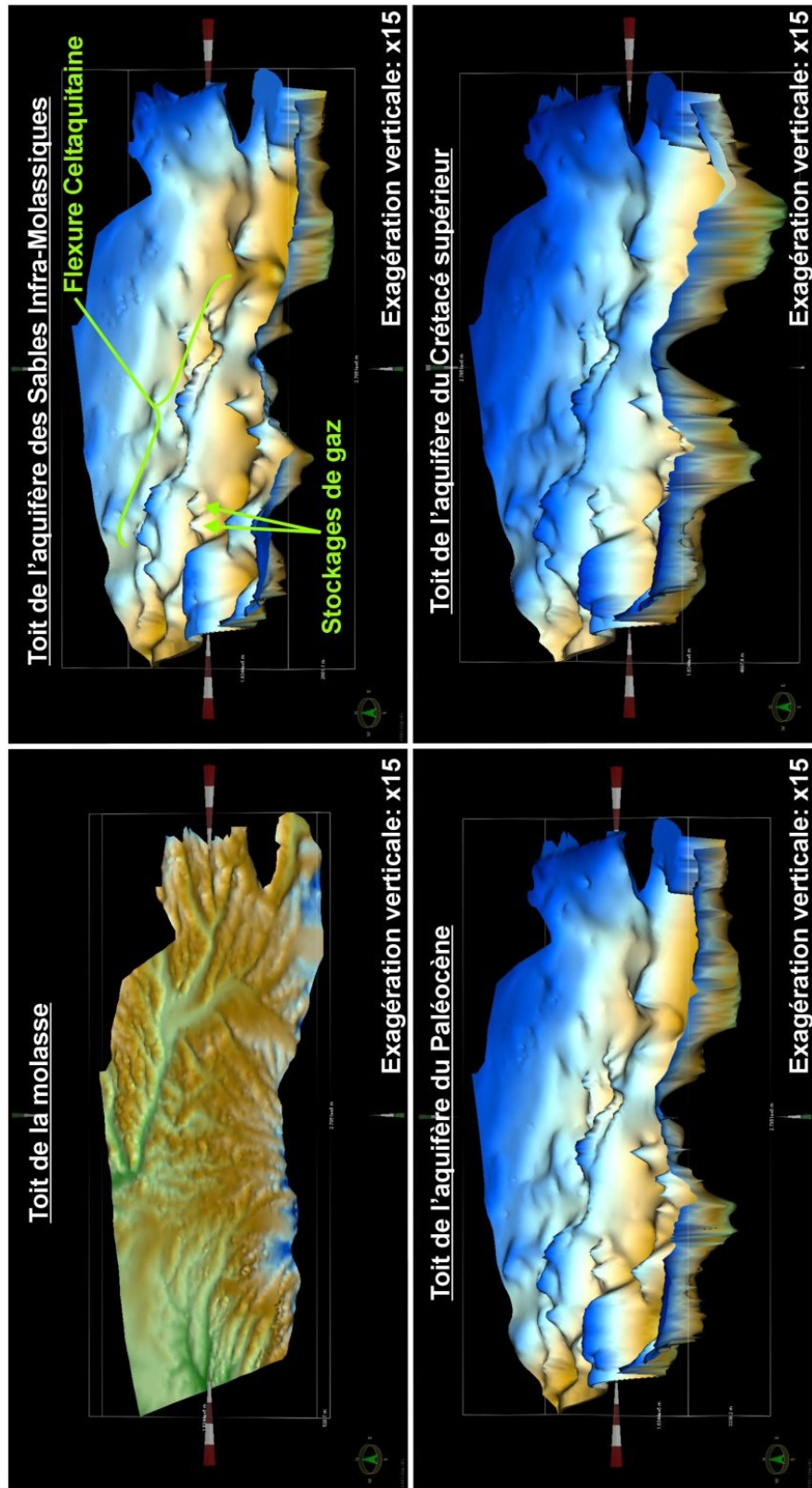


FIG. 3.18 – Visualisation 3D de différentes couches sous FEFLOW®

3.5.1 Les conditions aux limites

3.5.1.1 Hydrodynamique

Des potentiels imposés ont été disposés au droit des affleurements et zones de recharge connues et supposées des différents aquifères (Figure 3.19).

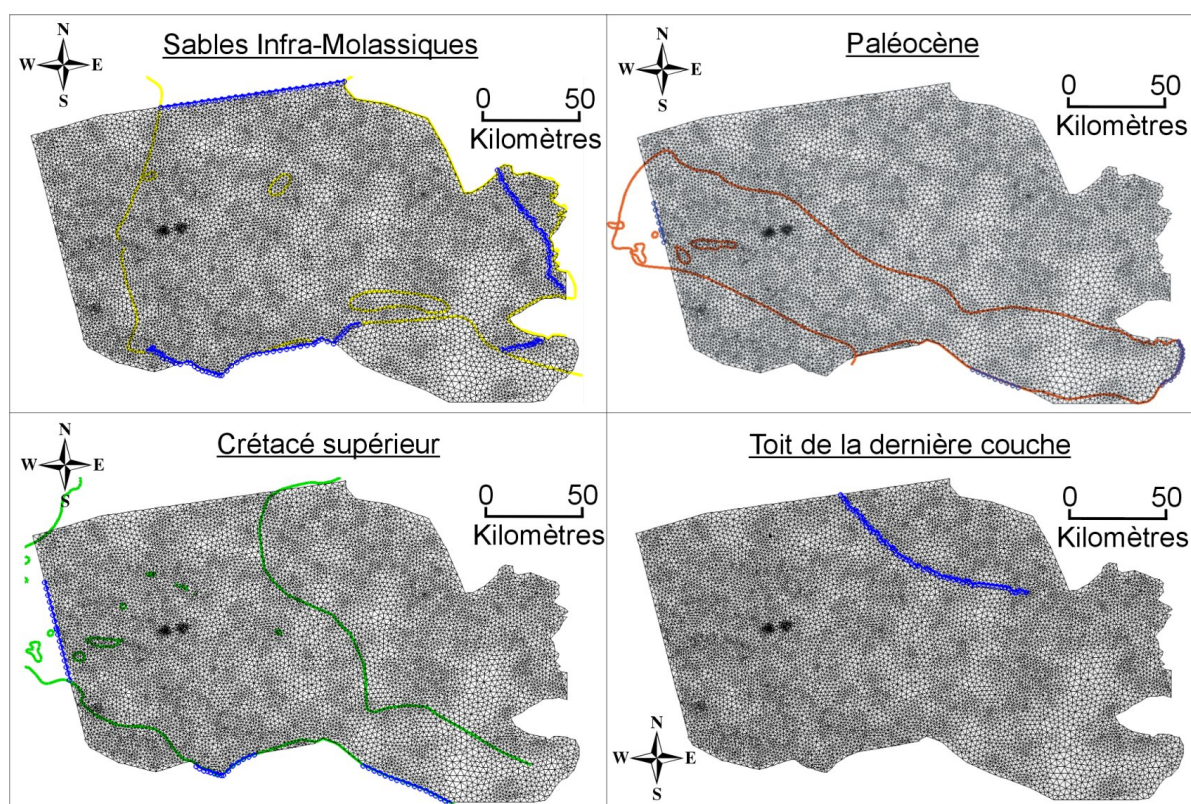


FIG. 3.19 – Potentiels imposés disposés sur le modèle en régime pseudo-permanent

Pour les Sables Infra-Molassiques, les conditions de potentiels constants se situent au droit des zones de mise en charge reconnues sur le front nord pyrénéen, au droit des affleurements du Béarn et de la Bigorre, le long des Petites Pyrénées ainsi que sur la bordure de la Montagne Noire. Les valeurs des potentiels correspondent aux charges hydrauliques déduites de l'esquisse piézométrique (Figure 3.10). Afin de simuler les conditions d'écoulement, une ligne de potentiels imposés a été disposée au nord de la zone d'étude.

Pour l'aquifère Paléocène, les potentiels ont été placés le long des affleurements des Petites Pyrénées (+300 m NG) et à l'extrême ouest de la zone étudiée ($\approx +20$ m NG), cette valeur correspond plus ou moins à la cote topographique. C'est en effet dans ce secteur qu'une partie des eaux de cette nappe semble être drainée par l'Adour et ses affluents [POUCHAN (1979)] et que de nombreuses sources existaient ou existent encore (Gamarde, Préchacq, Gousse et les Eschourdes en limite du modèle et plus à l'ouest, hors modèle, Dax).

Pour l'aquifère du Crétacé supérieur, il a été décidé d'imposer une charge constante de + 300 m NG au droit des affleurements des Petites Pyrénées et une ligne de potentiels imposés déduits de l'esquisse piézométrique au droit des affleurements de la Bigorre. A l'extrême ouest, dans le Bas-Adour, des valeurs de charges hydrauliques déduites des charges résultantes de l'esquisse piézométrique au droit de cette zone ont été imposées.

Enfin, une ligne de potentiels imposés a été disposée sur le toit de la dernière couche au nord-est du secteur modélisé pour simuler le drainage de la nappe des Sables Infra-Molassiques par un aquifère sous-jacent probable (voir chapitre 3.3.2).

3.5.1.2 Thermique

La restitution du gradient vertical de température au sein du modèle est réalisée en imposant des valeurs de température au toit de la première couche (surface - température moyenne annuelle de l'air) et au mur de la dernière couche (toit du socle) (Figure 3.20).

3.5.2 Résultats du calage hydrodynamique et thermique

3.5.2.1 Hydrodynamique

Ce premier modèle hydrogéologique, même s'il ne reflète pas la réalité, permet de mettre en cohérence les différentes mesures effectuées sur la zone étudiée.

Les paramètres de calibration (voir chapitre 3.6.5) ont permis une bonne restitution des charges piézométriques mesurées (corrigées des effets de température) (Figure 3.21). Les graphiques de corrélation entre les charges calculées et mesurées pour l'aquifère Paléocène et l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (Figure 3.22) montrent un calage préliminaire tout à fait acceptable. Un point, localisé sur la zone d'intérêt, concernant les Sables Infra-Molassiques paraît aberrant, Polastron 101. Le mauvais calage de ce point réside dans le fait qu'il est situé en limite ouest de la lacune des Sables Infra-Molassiques localisée au sud de Toulouse.

D'après les résultats, il apparaît que les nappes du Paléocène et des Sables Infra-Molassiques sont effectivement en relation car les phénomènes d'échanges pressentis sont bien simulés. Ainsi, l'inflexion des isopièzes de la nappe des Sables Infra-Molassiques selon un axe de drainage est-ouest dans le secteur occidental n'est possible que par le drainage de cette nappe par celle du Paléocène. Il en est de même pour l'inflexion des isopièzes de la nappe Paléocène en direction du nord par drainage de la nappe des Sables Infra-Molassiques (secteur sud central). Ainsi, le calage de la piézométrie de ces aquifères ne peut se faire l'un sans l'autre (si ce n'est en imposant des paramètres hydrodynamiques aberrants).

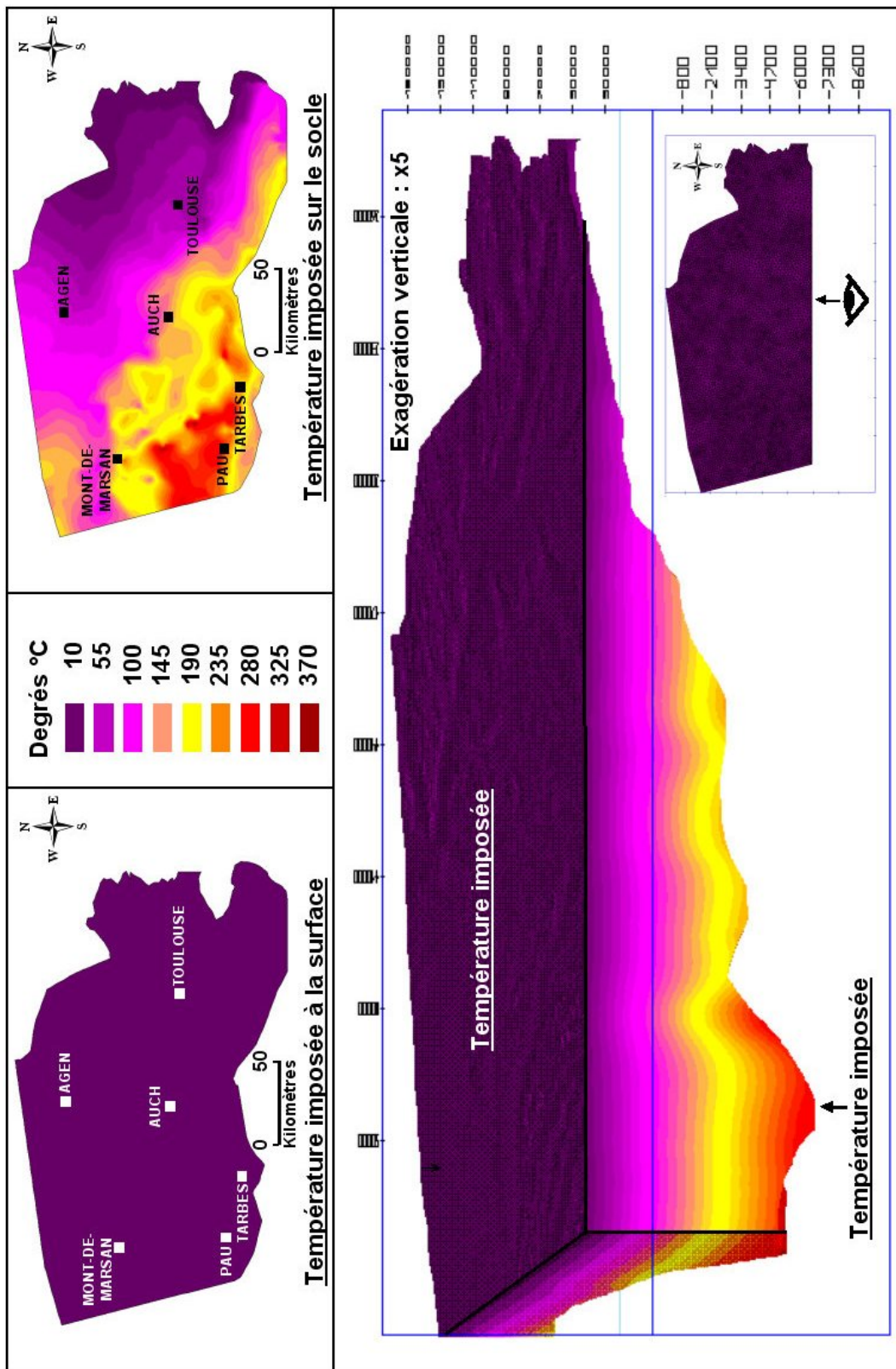


FIG. 3.20 – Température imposée à la surface et au toit du socle dans le modèle

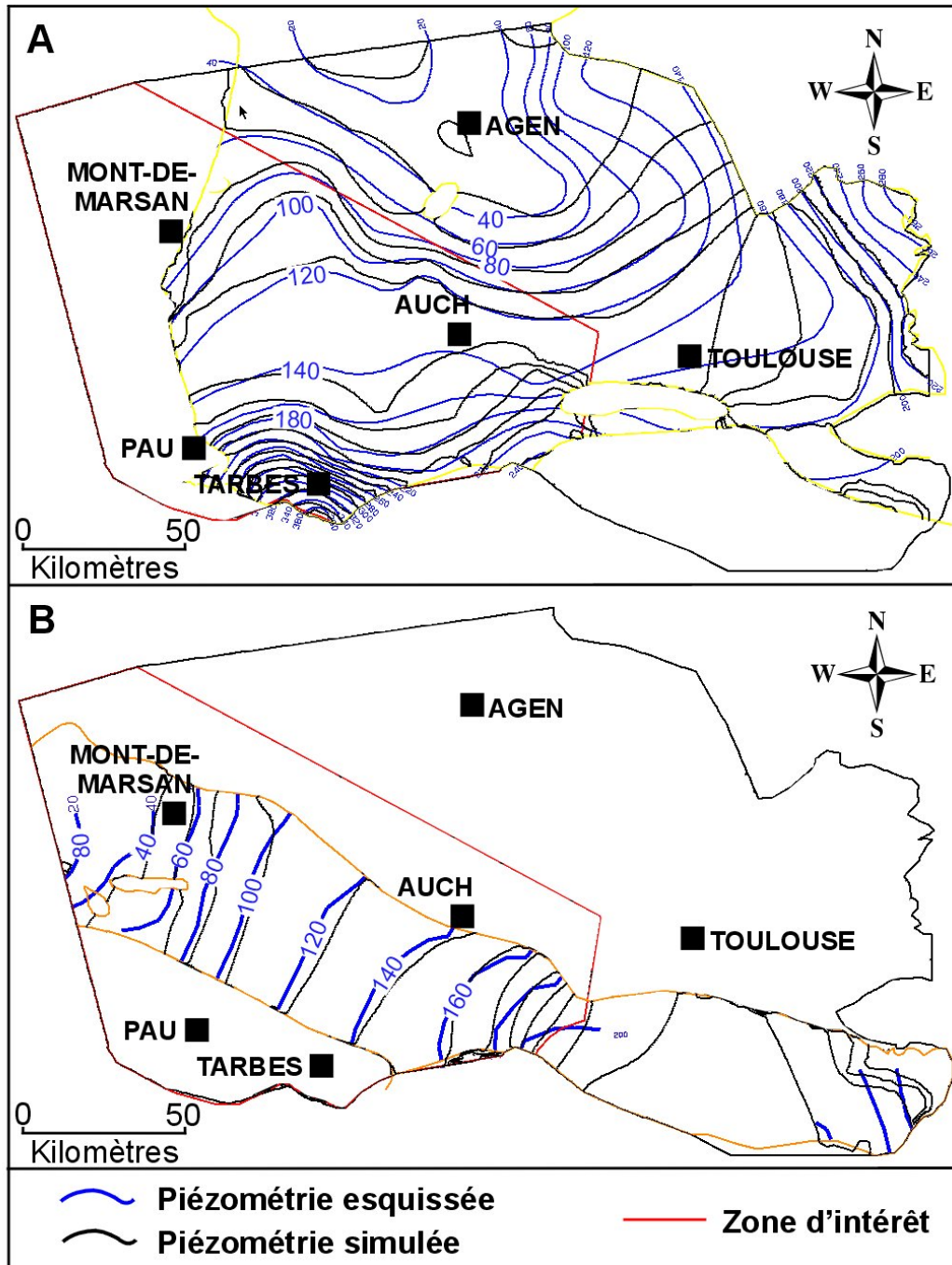


FIG. 3.21 – Superposition des isopièzes esquissées/simulées en régime pseudo-permanent
A - Aquifère des Sables Infra-Molassiques,
B - Aquifère du Paléocène

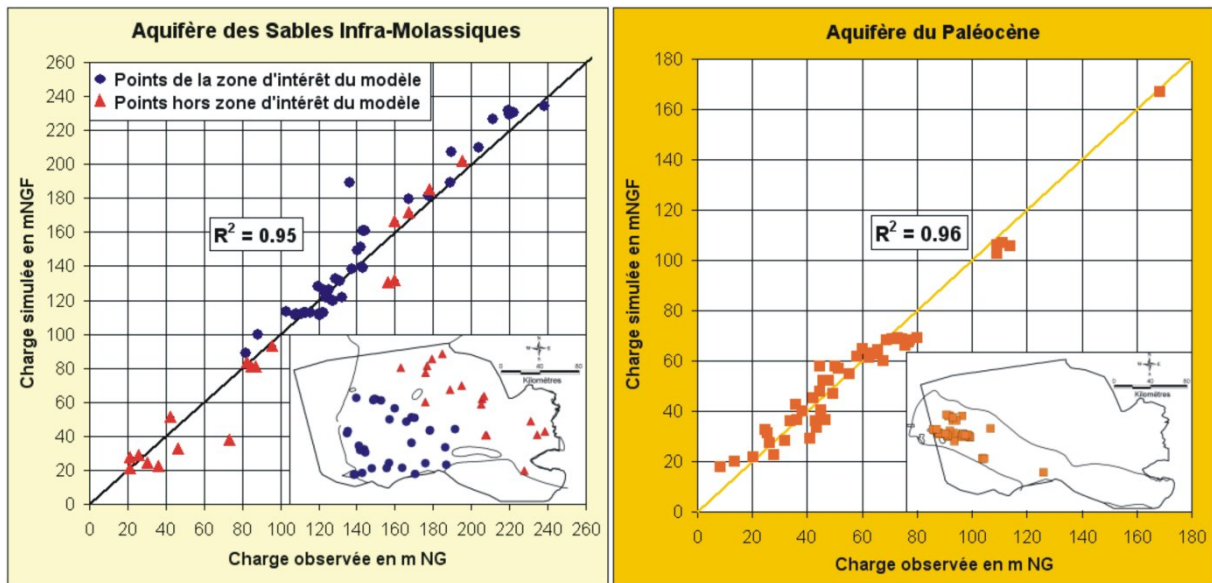


FIG. 3.22 – Comparaisons : charge observée/charge simulée

3.5.2.2 Thermique

La calibration des paramètres thermiques en régime purement conductif a permis une restitution satisfaisante des températures par le modèle au toit des différents aquifères comme l'atteste le graphique de comparaison entre les valeurs "observées" et simulées" pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (Figure 3.23).

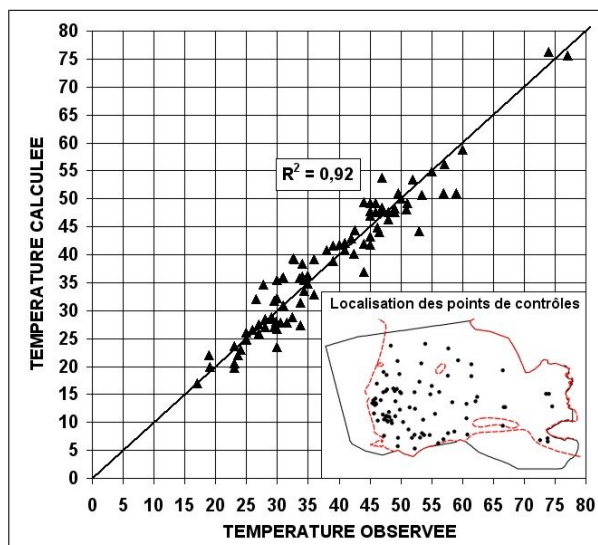


FIG. 3.23 – Comparaison : température observée/température simulée

Les cartes des températures restituées par le modèle pour chaque aquifère sont visibles sur la figure 3.24. Cette étape a permis de calculer un flux géothermique moyen de 76 mW.m^{-2} pour l'ensemble de la zone

modélisée. Cette valeur moyenne est cohérente avec les valeurs mesurées pour le sud du Bassin Aquitain qui varient entre 60 mW.m^{-2} et 100 mW.m^{-2} [VASSEUR (1982)].

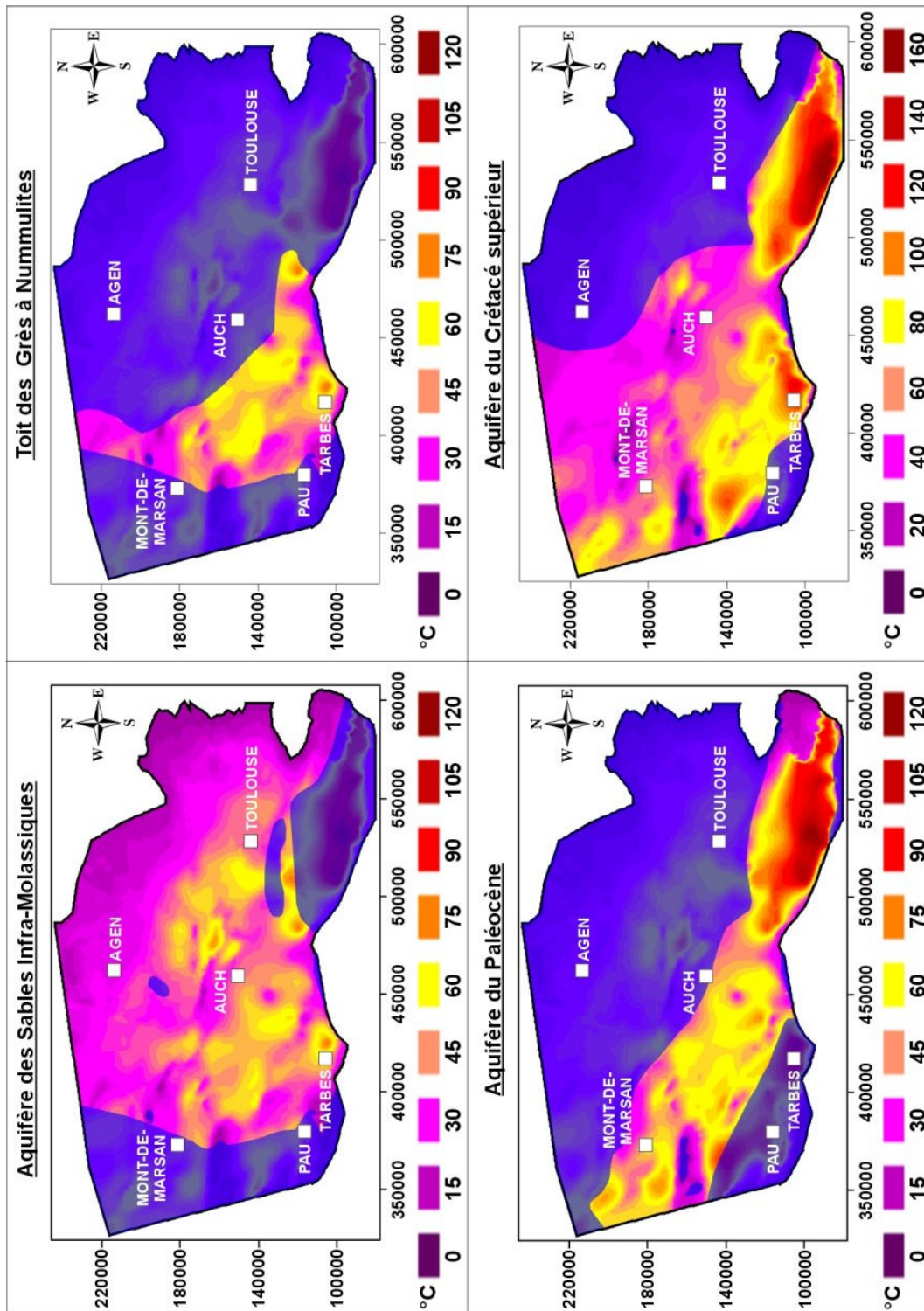


FIG. 3.24 – Température simulée au toit des formations

3.5.3 Simulations le long de tubes de courant - confrontation avec l'âge apparent des eaux

Dans le but de comprendre le fonctionnement (mode et zones de recharges potentielles) de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, le modèle a été utilisé afin de simuler le cheminement de "particules d'eau" ("Particle Tracking") avec marqueurs isochrones [DOUEZ et al. (2006a)].

Cette méthode consiste à simuler la trajectoire de "particules d'eau" transportées par advection le long de tubes de courant.

Deux types d'approches sont utilisés :

- "Particle Backward" : les particules "remontent" le long de tubes de courant à partir d'un point ou d'une zone définie comme la zone d'arrivée.
- "Particle Forward" : les particules "descendent" le long de tubes de courant à partir d'un point ou d'une zone définie comme la zone de départ.

C'est le fonctionnement en circulation arrière "backward" qui a ici été utilisé, ainsi les particules remontent les tubes de courant et ce sur plusieurs milliers d'années jusqu'aux zones potentielles de recharge à partir d'ouvrage dont l'âge de l'eau est connu (transport par advection).

Les résultats (marqueurs isochrones) sont comparés avec ceux des âges apparents. L'étude étant réalisée sur des tubes de courant, le mélange de l'eau n'est ici pas pris en compte.

Afin de permettre un meilleur fonctionnement de cet outil, le maillage du modèle a été raffiné dans la partie amont orientale de l'aquifère (Figure 3.25).

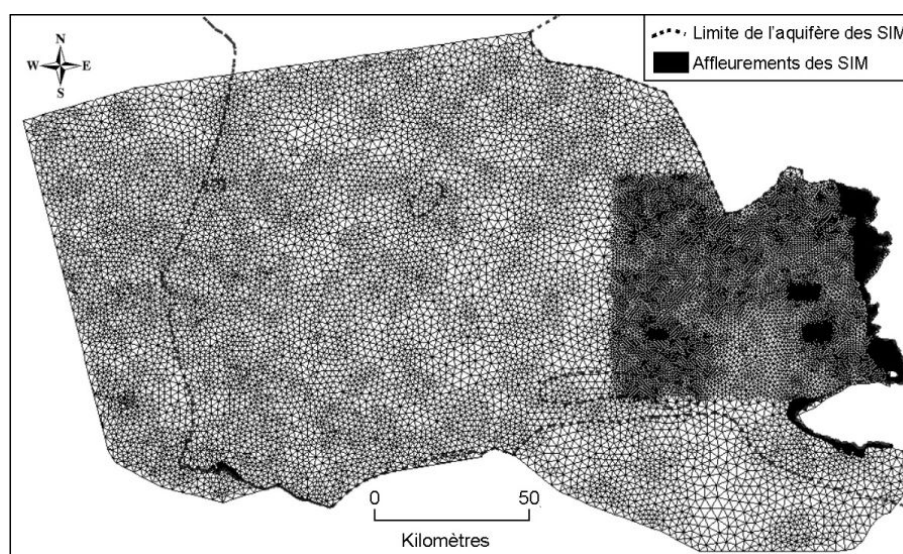


FIG. 3.25 – Extension et zone raffinée du modèle pour la simulation de tubes de courant

Dans un premier temps, l'aquifère des Sables Infra-Molassiques a été considéré comme un monocouche, l'écoulement dans les aquifères sous-jacents étant bloqué et la recharge prenant place seulement sur les zones d'affleurements ou à leur proximité. L'écoulement est alors représenté par un simple effet piston.

Ensuite, l'aquifère des Sables Infra-Molassiques a été intégré dans son ensemble multicouche. Le modèle utilisé est celui qui a été calé précédemment. Seule la partie orientale est étudiée. A l'extrême est, des potentiels imposés ont été appliqués sur une partie du toit de la première couche pour simuler une recharge sur l'éponte molassique. Ces potentiels imposés sont équivalents aux valeurs topographiques.

Une porosité efficace moyenne a été intégrée pour chaque couche ; pour les aquifères, elle correspond à une moyenne des valeurs de porosité présentées au chapitre 1.2.

3.5.3.1 Résultats en configuration monocouche

Dans la partie est, le temps calculé pour que les particules atteignent les zones de recharge (affleurements) est supérieur à 40000 ans pour deux points alors que l'âge observé sur ces derniers est inférieur à 30000 ans (Figure 3.26). Ces résultats sont incompatibles avec un modèle par simple effet piston dans cette zone de l'aquifère.

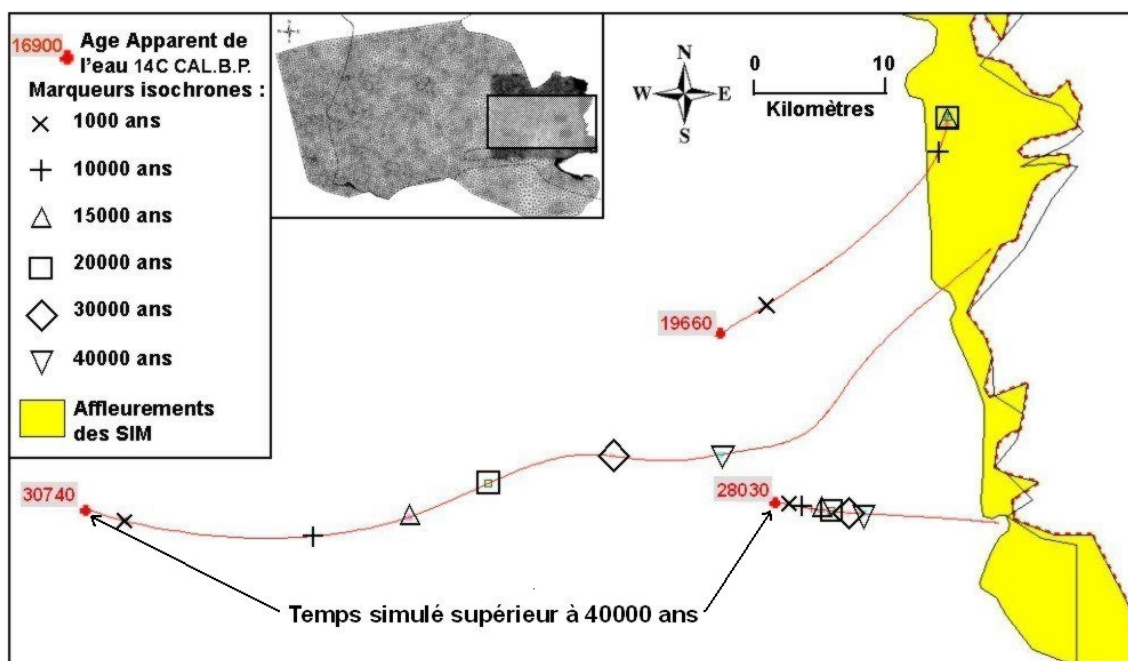


FIG. 3.26 – Tubes de courant avec marqueurs isochrones sur la partie est de l'emprise modèle

La zone centrale de la partie ouest, dont l'âge des eaux se situe entre 18000 et 30000 ans, a été analysée. Le temps de trajet pour atteindre les zones de recharge est également incompatible avec l'âge apparent observé des eaux (Figure 3.27). Effectivement, les marqueurs isochrones donnent des âges simulés supé-

rieurs à 30000 ans voire 40000 ans avant même de rejoindre les secteurs d'alimentation.

Les âges des eaux sur les différentes zones de l'aquifère n'ont pas pu être ajustés par l'utilisation des tubes de courant avec marqueurs isochrones. Ce premier résultat montre que le fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques est plus complexe qu'un simple effet piston avec une recharge se produisant uniquement au droit des affleurements.

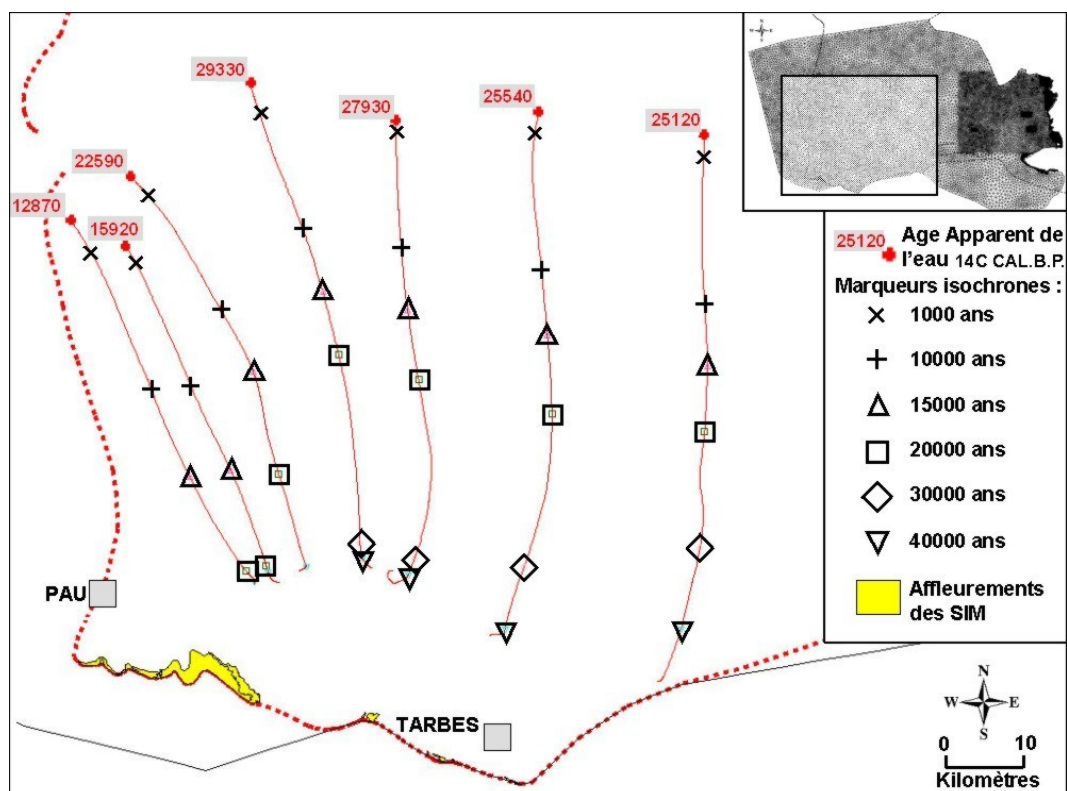


FIG. 3.27 – Tubes de courant avec marqueurs isochrones sur la partie ouest de l'emprise modèle

3.5.3.2 Résultats sur le modèle multicouche

Pour les trois points étudiés de la zone est, l'aire d'origine de l'eau, déterminée à l'aide des tubes de courant, ne correspond pas aux zones d'affleurements (Figures 3.28, 3.29 et 3.30). Les lignes d'écoulement qui arrivent à ces différents ouvrages sont issues de la formation molassique sus-jacente. Les marqueurs isochrones simulés ont permis de retrouver les âges apparents observés avec une erreur maximale de 2000 à 3000 ans.

Une partie de l'eau de la nappe des Sables Infra-Molassiques transiterait donc par la molasse. Ces résultats semblent montrer un mode de recharge, du moins sur la partie est, par drainage verticale descendante sur un long régime transitoire à travers la couverture molassique aquitard.

Ces données viennent consolider les résultats obtenus par l'étude des paramètres géochimiques des eaux dans cette zone (la minéralisation dans la partie est ne peut en effet être expliquée que par la contribution

de solutions venant de la formation molassique sus-jacente [ANDRE (2002)].

Afin de prendre en compte ces résultats, le modèle transitoire devra comporter une recharge en surface sur l'ensemble de la zone d'étude permettant d'expliquer l'âge des eaux et la minéralisation importante de l'eau de la nappe des Sables Infra-Molassiques dans certains secteurs.

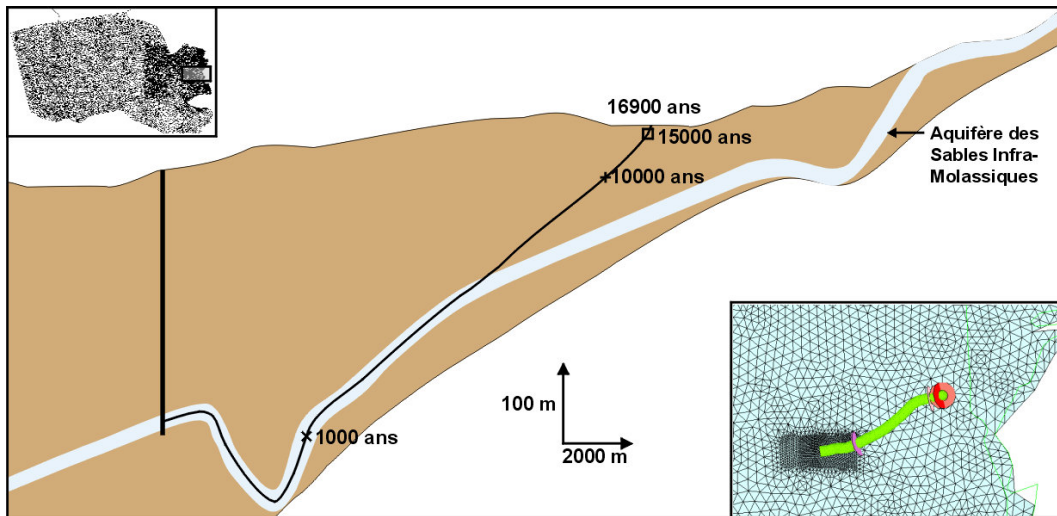


FIG. 3.28 – Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau ≈ 19500 ans

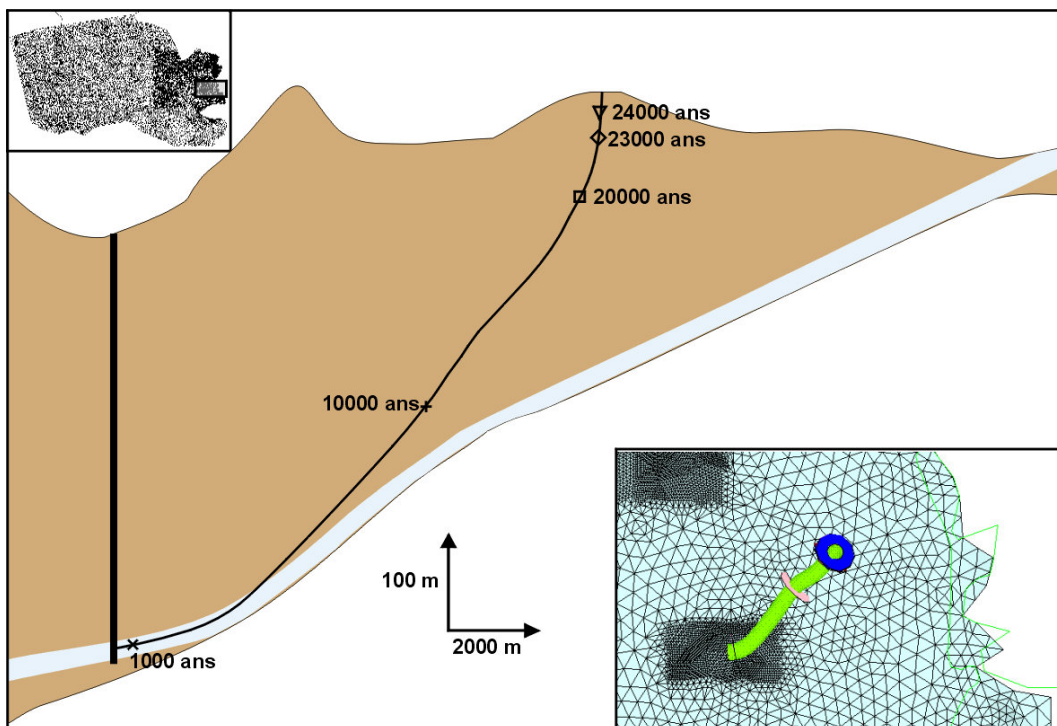


FIG. 3.29 – Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau ≈ 28000 ans

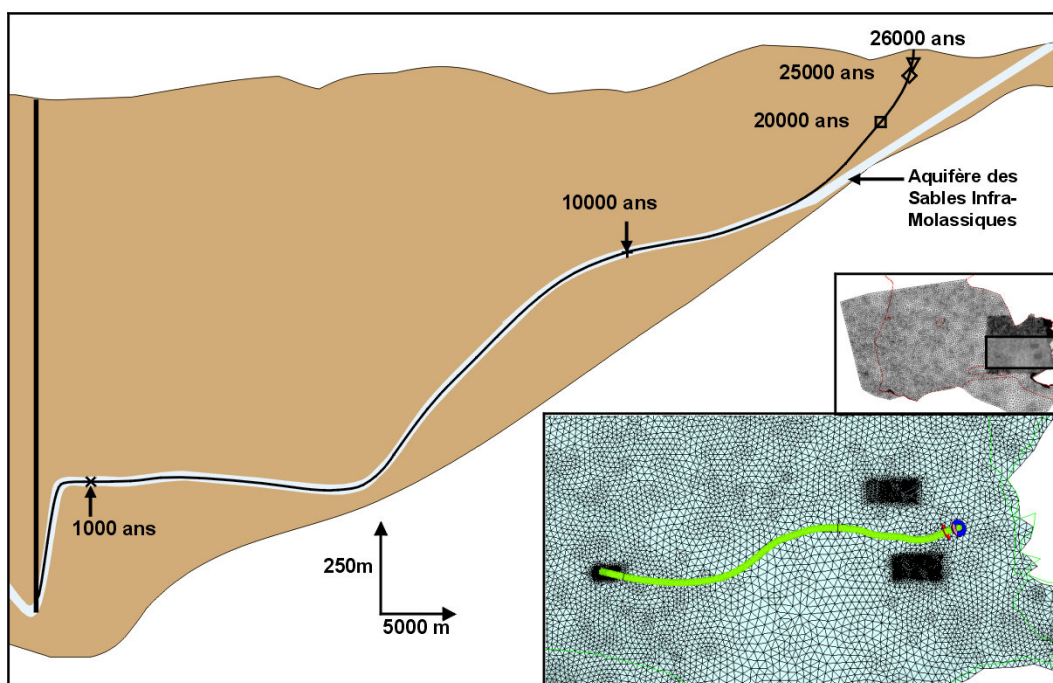


FIG. 3.30 – Simulation d'un tube de courant avec marqueurs isochrones, âge apparent de l'eau ≈ 31000 ans

3.6 Régime transitoire court d'évolution des stockages : calage et simulations

L'objectif de cette phase est de pouvoir rendre compte des cycles d'injection et de soutirage et de pouvoir représenter les variations de la bulle de gaz dans un modèle numérique hydrogéologique monophasique "eau" en intégrant le coefficient d'emménagement spécifique. Les conditions initiales et imposées ainsi que les valeurs des paramètres hydrodynamiques dans le modèle doivent permettre la simulation des oscillations générées par les stockages et donc la calibration du modèle.

L'outil de propagation de l'onde de pression générée par les stockages de gaz va aider à optimiser le calage du paramètre de diffusivité (rapport T sur S ou K sur S_s), l'amplitude et l'amortissement des ondes de pression étant fonction de celui-ci. La connaissance de valeurs ponctuelles de perméabilité et d'emménagement spécifique permettra d'intégrer des valeurs moyennes de paramètres de calibration assez précises dans l'espace.

3.6.1 Méthode appliquée pour la transcription des fluctuations de stockage

La transcription hydrogéologique du comportement des bulles de gaz dans un modèle monophasique sous FEFLOW® a été étudiée par LE FANIC (2002) selon deux approches : une méthode directe et une méthode indirecte :

La **transcription directe** : cette première approche permet de simuler l'écoulement hydrodynamique de

toute la zone (bulle de gaz incluse). Le modèle numérique hydrogéologique utilisé étant un modèle monophasique "eau", il est nécessaire d'attribuer des caractéristiques particulières sur la zone de la bulle afin de rendre compte au mieux des différentes caractéristiques entre l'eau et le gaz mais aussi de la matrice poreuse et notamment de sa compressibilité.

Les volumes de gaz soutirés ou injectés sont retranscrits en volumes d'eau équivalents sous la forme d'une condition de flux qui simulerait les phases de soutirage et d'injection. La description de cette procédure est donnée en annexe K.

Dans le cas qui nous intéresse, la difficulté de l'utilisation de cette procédure réside dans les différents phénomènes liés aux cycles de stockage. Ainsi, les cycles de saturation/désaturation de la matrice aquifère provoquent le piégeage de "bulles" de gaz lors de la phase de soutirage et de "bulles" d'eau lors de l'injection, la dilatation ou le tassement du sol, ... et entraînent des phénomènes d'hystérésis. De plus, les stockages en cours de développement durant ces dernières années amplifient ces phénomènes. Deux problèmes ont alors été soulevés :

1. pour la prise en compte de la zone de transition (gaz-eau) : il est nécessaire, pour gérer cette zone, de faire varier spatialement les paramètres d'emmagasinement au cours du temps ("coefficient d'emmagasinement transitoire") selon la position de l'interface eau/gaz fonction des cycles de soutirage et d'injection .

De plus, le volume occupé par le gaz dans cette zone reste variable (piégeage de "bulles" de gaz ou de fluides) tout comme le coefficient d'emmagasinement.

2. la relation non linéaire entre le volume stocké et la pression de gaz : si l'on trace un graphique des pressions de gaz en tête de puits en fonction du volume contenu dans le stockage pour chaque cycle de stockage/déstockage, on obtient des cycles d'hystérésis différents (Figure 3.31), probablement induits par l'augmentation du volume stocké.

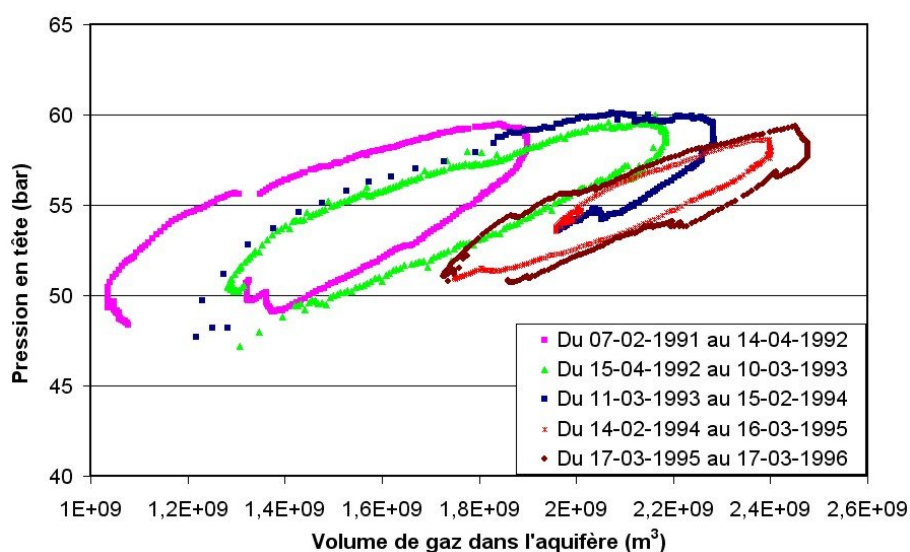


FIG. 3.31 – Evolution de la pression de gaz en tête de forage en fonction du volume de gaz injecté

Cette méthode, qui pourrait être théoriquement utilisée en mode prédictif, ne peut, au regard de ces considérations, l'être ici. En effet, il n'est pas possible, dans notre cas, de relier la pression et le volume de gaz par une relation simple.

La **transcription indirecte** : cette approche, plus simple à utiliser que la précédente, consiste à disposer un potentiel imposé fluctuant au droit des zones de stockages. Ce potentiel représente les oscillations cycliques de la charge hydraulique, c'est-à-dire le niveau de l'interface eau/gaz, interface qui est suivi par un ensemble de piézomètres par TIGF.

Le comportement de la bulle de gaz n'est alors ici pas simulé par le modèle.

Un inconvénient de cette méthode est qu'elle ne peut pas être utilisée en mode prédictif. Pour y parvenir, il serait nécessaire de pouvoir convertir des volumes de gaz injectés en pression de gaz puis en charge hydraulique, ce qui, comme le cas précédent, n'est pas réalisable simplement. Les seuls modèles prédictifs réalisables ici concerneront les impacts liés à la simulation de la position hypothétique de l'interface eau-gaz.

L'inconvénient de ces méthodes est que dans les deux cas, en fonction des conditions aux limites (potentiel imposé dans l'approche indirecte et des débits d'injection et de soutirage dans l'approche directe), un certain volume d'eau est injecté puis soutiré, volume qui intervient dans le bilan des flux.

Le but n'étant pas de réaliser un modèle prédictif en fonction d'un volume de gaz injecté ni même un bilan de flux mais de suivre l'impact des stockages sur les différents ouvrages subissant les cycles de stockages pour caler les paramètres hydrodynamiques, c'est finalement la seconde approche (méthode indirecte) qui a été retenue pour restituer le comportement des nappes étudiées sous l'influence des stockages.

3.6.2 Un maillage raffiné

Le maillage a dû être raffiné dans les zones suivantes (Figure 3.32) :

- dans le secteur de Garlin - Lespielle pour y faire intervenir le système de failles reconnues [BEICIP (1984)] qui est nécessaire au calage transitoire dans ce secteur. Les failles sont gérées par des valeurs faibles de perméabilité ;
- dans les secteurs de haute densité de points suivis (secteur de Geaune - Eugénie-les-Bains) ;
- sur les affleurements au sud de Pau pour mieux préciser les limites de la zone de recharge en fonction des affleurements.

3.6.3 Les conditions aux limites

3.6.3.1 La recharge

Les potentiels imposés permettant l'alimentation du modèle ont été remplacés par une condition de recharge simulant des précipitations efficaces sur toute la surface du modèle. A proximité des affleurements

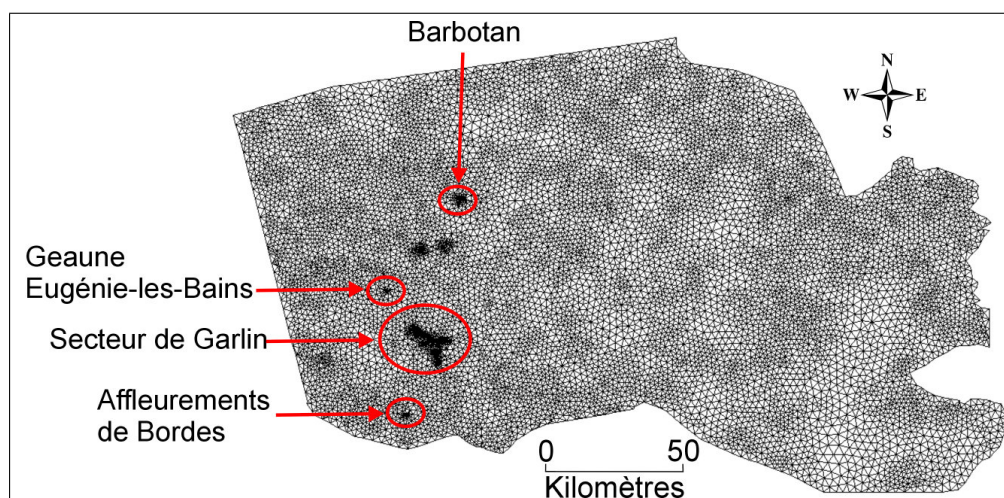


FIG. 3.32 – Zones raffinées du maillage pour le modèle transitoire

le long des Pyrénées, des valeurs plus importantes que sur le reste de la surface du modèle ont été disposées (Figure 3.33).

Le modèle utilisé FEFLOW® étant un véritable modèle 3D, les épontes "possèdent" des paramètres hydrodynamiques, perméabilité-porosité-emmagasinement et interviennent au même titre que les aquifères dans la résolution des équations d'écoulement. La recharge imposée alimente toutes les couches du modèle (aquifères et aquitards) et ne représente en rien la seule alimentation des aquifères et en particulier de celui des Sables Infra-Molassiques.

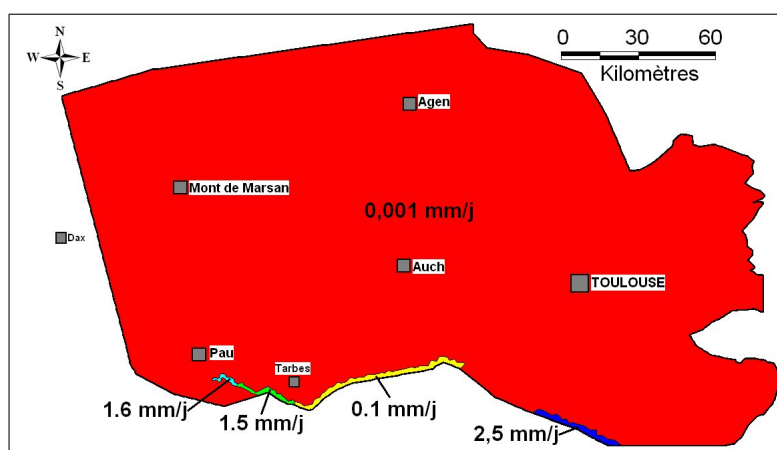


FIG. 3.33 – Disposition de la recharge pour le modèle transitoire court

3.6.3.2 Les sorties en limite du modèle

En "sortie" du modèle, les potentiels imposés (points bleus) tels qu'ils sont présentés dans le cas du régime permanent ont été maintenus (Figure 3.34) (les points rouges correspondent aux ouvrages de prélèvements et aux quelques sources qui drainent la nappe des Sables Infra-Molassiques - voir ci-après, chapitre 3.6.3.4).

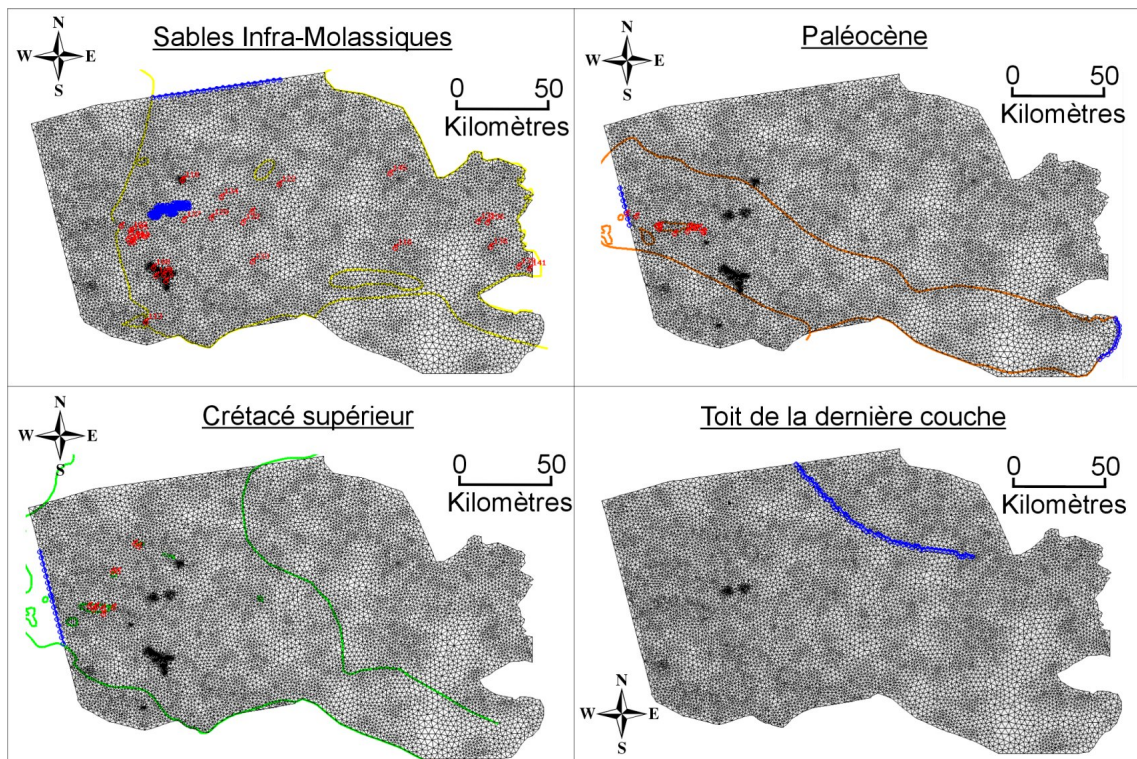


FIG. 3.34 – Conditions aux limites disposées pour le modèle transitoire court (points bleus : potentiels imposés ; points rouges : prélèvements (débit))

3.6.3.3 Les stockages : prise en compte des cycles de soutirage/injection

Les données fournies sur les variations des stockages sont des pressions en tête de forage et non des pressions de fond correspondant aux conditions de gisement.

Il convient donc de calculer la pression exercée au toit de l'aquifère, c'est-à-dire la pression en tête de forage à laquelle s'ajoute celle exercée par le poids de la colonne d'eau. L'équation utilisée est la suivante :

$$h = z + \frac{(p_{tete\ de\ forage} + p_{colonne\ d'eau})}{\rho \cdot g} \quad (3.7)$$

avec :

$$p_{colonne\ d'eau} = \rho \cdot g \cdot h_{col},$$

$$h_{col} = z_{tete} - z_{toit\ aquifere}.$$

La masse volumique de l'eau a été calculée à l'aide de l'équation de l'état de l'eau (Annexe L). L'intérêt de l'utilisation de cette équation est qu'elle prend en compte naturellement la température mais aussi la pression exercée et la salinité (contrairement à la formule de HOLZBECHER (1998) qui ne prend en compte que la salinité et la température), elle est valable pour des salinités de 0 à 42 ppm, des températures entre -2°C et 40°C et pour une pression appliquée de 0 à 1000 bars.

Dans le cas étudié, sur les différents forages servant de piézomètre au droit des stockages, un seul a des températures légèrement supérieures à 40°C, Lussagnet 57. Pour les autres forages, toutes les conditions

sont réunies pour l'utilisation de cette équation.

La température dans la colonne d'eau n'est pas représentative de la température de l'aquifère. La température prise comme référence pour la masse volumique de l'eau, pour le calcul de la pression de la colonne d'eau, est égale à la moyenne entre la température en tête de forage et la température au toit de l'aquifère.

Pour le calcul de la charge hydraulique, la masse volumique de l'eau est prise à la température et à la pression au toit de l'aquifère. Les niveaux piézométriques ainsi transcrits sont représentés sur les figures 3.35 et 3.36.

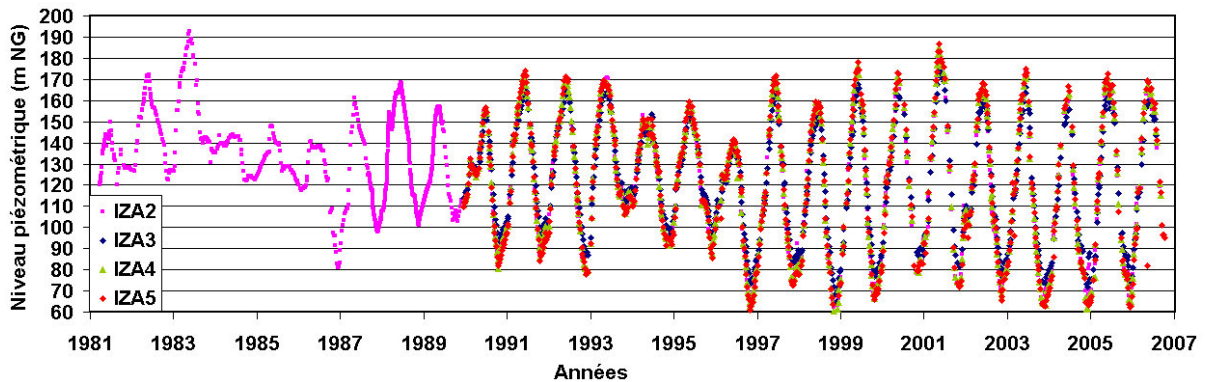


FIG. 3.35 – Piézométrie au droit du stockage d'Izaute

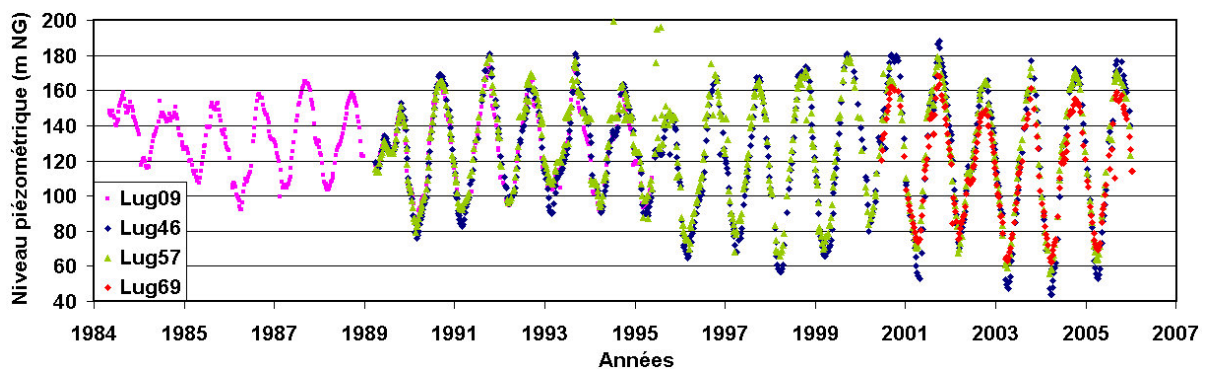


FIG. 3.36 – Piézométrie au droit du stockage de Lussagnet

Les charges imposées issues de ces calculs sont introduites dans FEFLOW® sous la forme d'une surface de potentiels imposés représentant l'interface eau-gaz (Figure 3.37).

3.6.3.4 Les prélèvements

Les prélèvements utilisés sont répertoriés pour la nappe des Sables Infra Molassiques en annexe A et pour celles du Paléocène et du Crétacé supérieur au chapitre 1.4.1 ; les données proviennent de l'Agence de l'eau et issues de BENHAMMOUDA *et al.* (1999). Ces points de prélèvements sont visibles sur la figure 3.34.

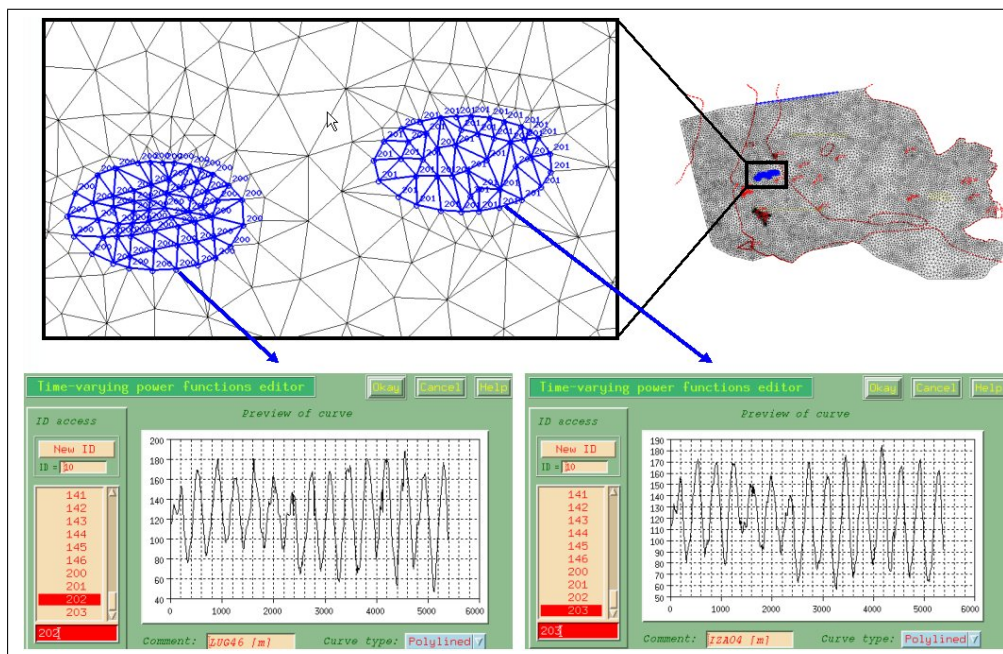


FIG. 3.37 – Conditions aux limites au droit des stockages de gaz

En ce qui concerne l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, les chroniques complètes de prélèvements annuels ont été utilisées et transcrites en mètres cubes journaliers exploités. Dans le cas de chroniques non complètes, une moyenne des volumes prélevés sur différentes années a été disposée là où les données manquaient.

Pour les forages d'irrigation, les volumes prélevés ont été imposés sur un intervalle de trois mois (été). Les sources (Peyradère, Marseillon, ...) ont également été traduites en prélèvements plutôt qu'en potentiels imposés. Ces sources qui drainent la nappe des Sables Infra-Molassiques le sont par l'intermédiaire d'aquifères relais, par le biais de fractures, qui imposent un débit plus qu'un niveau d'émergence.

Pour les aquifères sous-jacents, les données prélèvements de l'année 1995 (année la plus complète) ont été utilisées.

3.6.4 Calage en régime transitoire

La calibration a été effectuée sur la période 1990-fin 2004. Le pas de temps utilisé est de 15 jours.

Le régime transitoire se limite ici à la comparaison entre des chroniques observées pour différents points et les chroniques simulées. Les valeurs des chroniques observées sont issues des différents réseaux de surveillance des nappes profondes dans le sud du Bassin Aquitain. Les valeurs provenant de zones profondes ont été corrigées des effets de température (pour les ouvrages qui ne sont pas en exploitation, cas des piézomètres).

Ces simulations ont permis le calage des valeurs d'emménagement intégrées dans le modèle. Il est intéressant de noter l'influence de la couche molassique qui est un "paramètre de calage" en fonction de son

épaisseur et de ses valeurs du coefficient d’emménagement. Cette couche s’avère en effet indispensable pour la calibration du modèle en régime transitoire de par ses capacités d’emménagement. Les résultats de ce calage sont visibles au chapitre 3.6.5.

Les points de comparaison entre chroniques piézométriques observées et simulées sont visibles sur la figure 3.38.

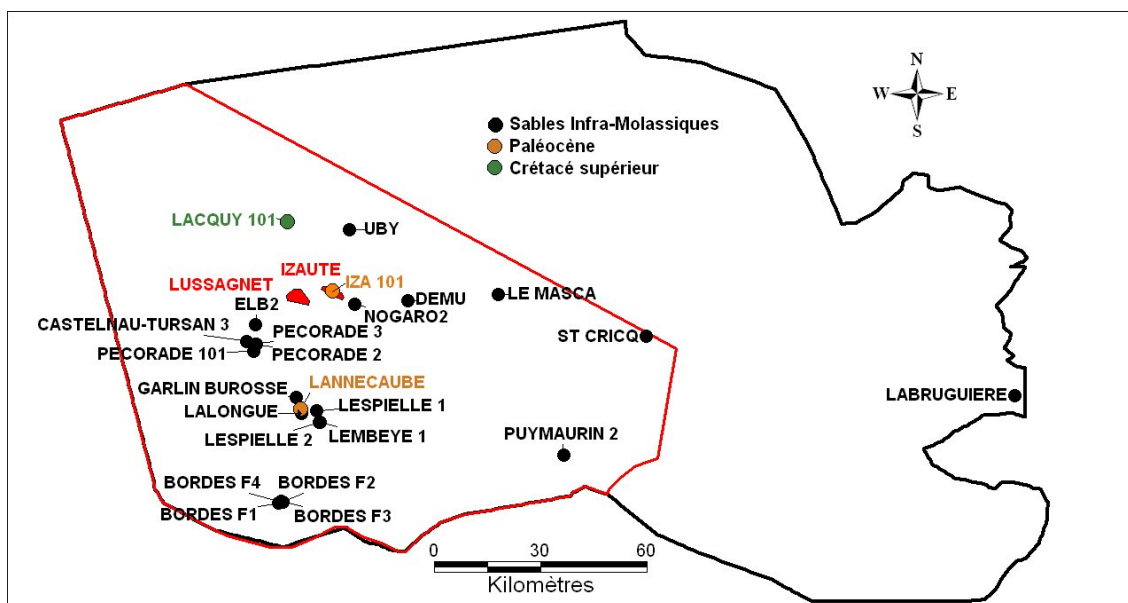


FIG. 3.38 – Points de contrôle de la hauteur piézométrique

Secteur nord et est des stockages :

Nogaro 2 (Figure 3.39) : forage le plus proche des stockages (<5 kilomètres), les variations y sont importantes (60 à 70 mètres au maximum). Le modèle restitue de façon très convenable les variations piézométriques enregistrées sur ce forage .

Demu (Figure 3.39) : à une distance plus importante du stockage d’Izaute que Nogaro (environ 20 kilomètres) les variations sont ici de moindre amplitude (de 30 mètres à 40 mètres). La courbe simulée est bien ajustée pour les charges hautes et relativement moins bien pour les basses. L’ajustement reste tout de même satisfaisant.

Uby (Figure 3.39) : ouvrage à proximité de la station thermale de Barbotan, les amplitudes sont assez fortes (une quarantaine de mètres) par rapport aux forages de la station (Taureau ≈ 10 mètres). L’ajustement est satisfaisant, on note juste un léger décalage d’un ou deux mètres en plus de la piézométrie simulée.

Les forages thermaux de la structure de Barbotan ne peuvent être calés par le modèle régional proposé. En effet, cette structure locale montre un système de 3 réservoirs séparés par des formations argileuses (R1 Sup., R1 inf. et R2, Figure 3.40) qui ne sont pas représentés dans le modèle.

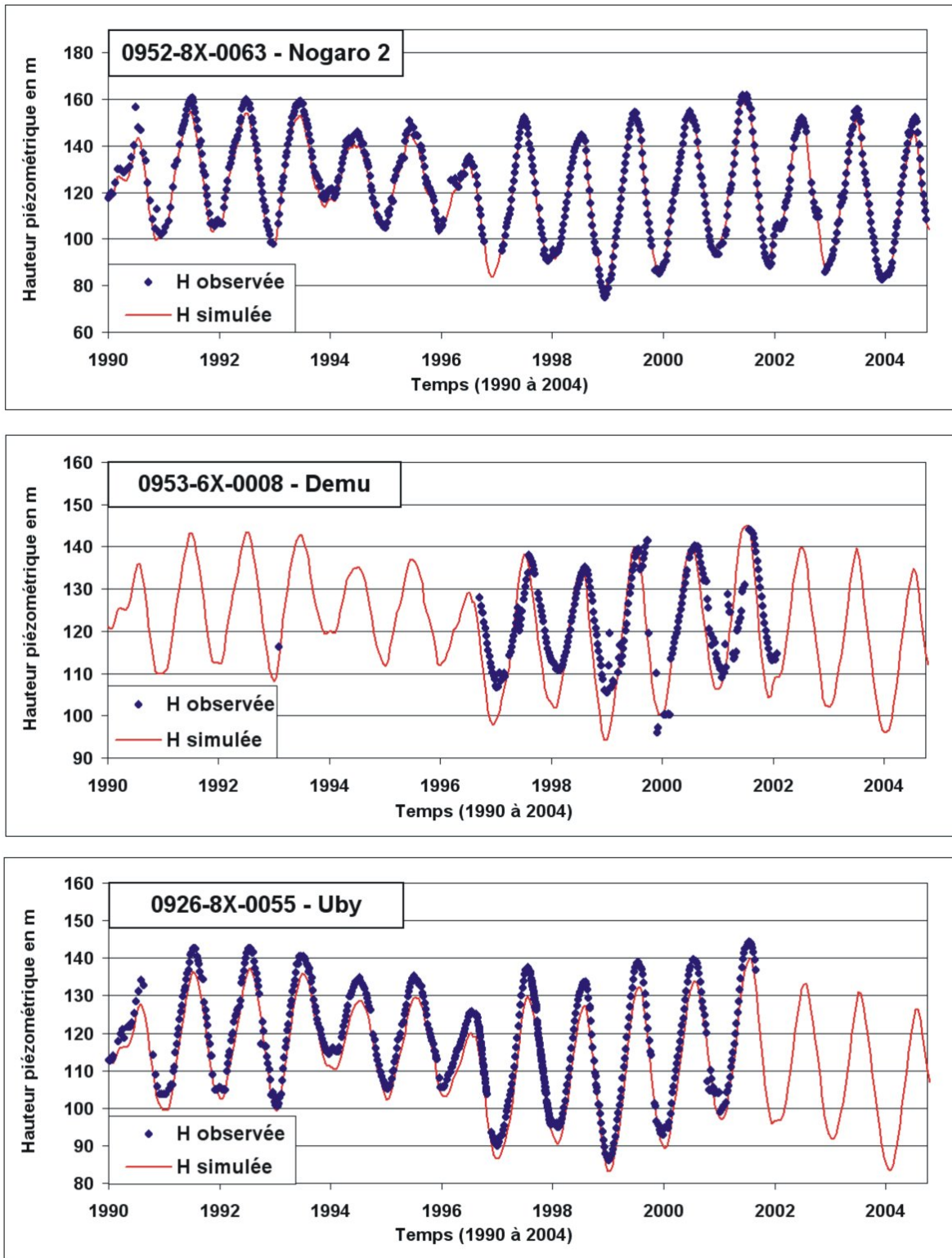


FIG. 3.39 – Chroniques piézométriques observées - simulées 1

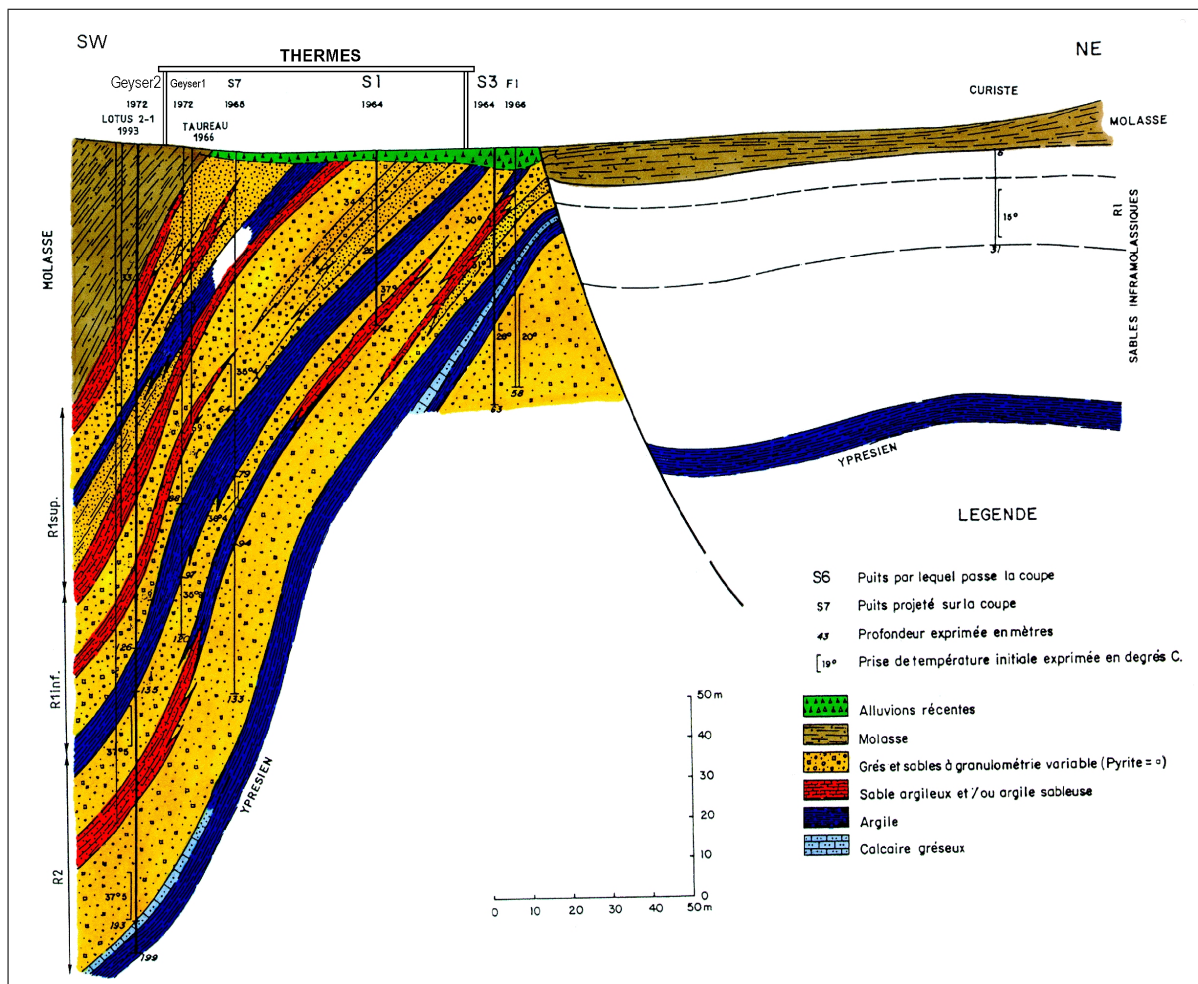


FIG. 3.40 – Coupe structurale sous la station thermale de Barbotan [BEL et GUILLEMINOT (1993)]

Le Masca (50 kilomètres à l’est des stockages) (Figure 3.41) : ce forage se situe sur la structure anticlinale de Cézán-Lavardens à proximité de Castéra-Verduzan. Le calage n’est pas très satisfaisant car on note un décalage d’un peu plus d’une dizaine de mètres entre la chronique simulée et observée.

Secteur d’Eugénie les Bains (sud-ouest des stockages) :

Elb2 (Figure 3.41) : les variations imposées par les stockages sont de l’ordre d’une vingtaine de mètres. Les amplitudes simulées sont légèrement plus fortes (+ 5 mètres au maximum par rapport aux données observées).

Castelnau du Tursan 3 (Figure 3.41) : l’amplitude des fluctuations est comme pour *Elb2* de l’ordre d’une vingtaine de mètres mais contrairement à celui-ci, la chronique calculée est en adéquation avec celle observée.

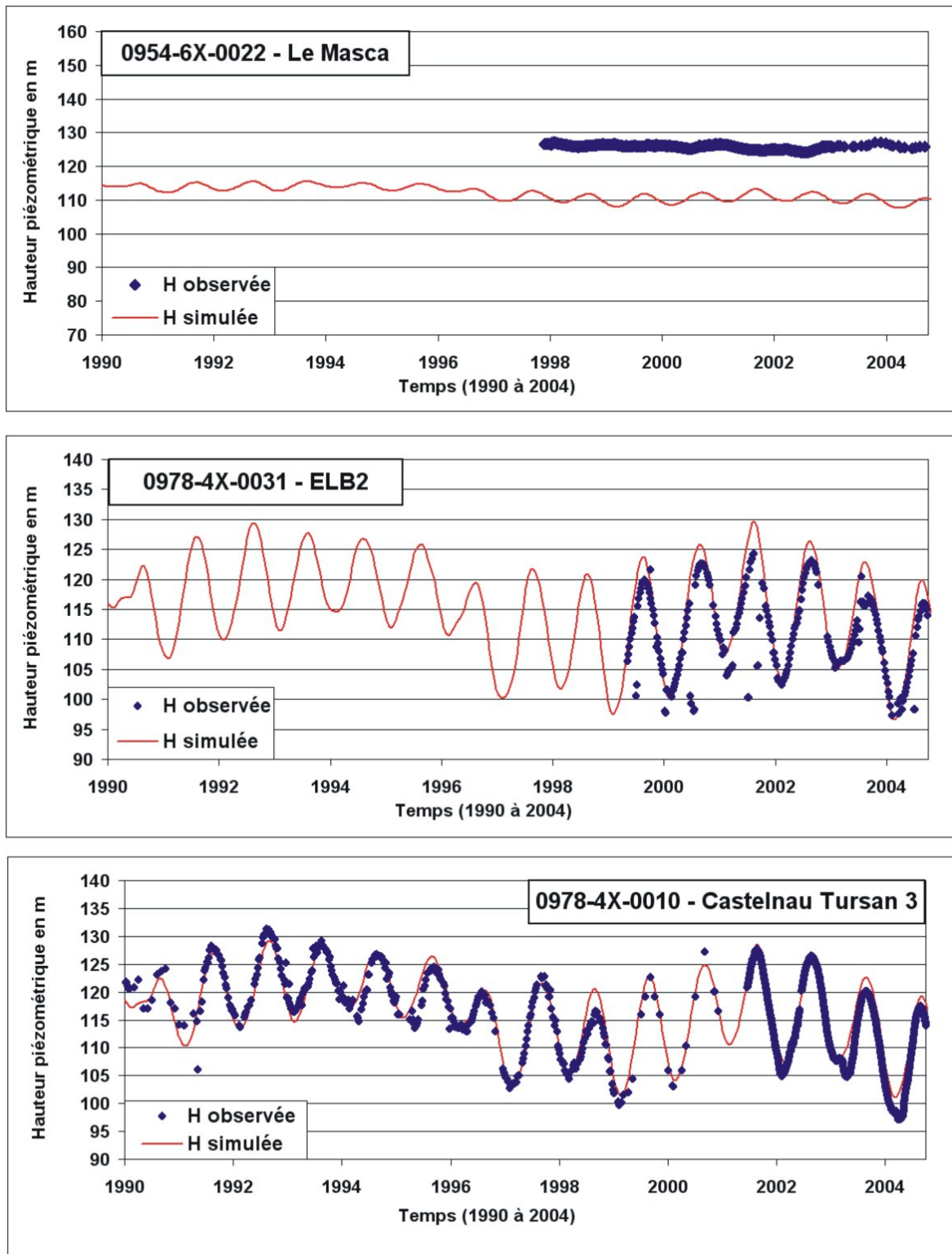


FIG. 3.41 – Chroniques piézométriques observées - simulées 2

Pecorade 2, 3 et 101 (Figure 3.42) : les deux premiers forages sont situés à 200 mètres l'un de l'autre c'est pourquoi les chroniques simulées sont très semblables. Quant aux chroniques observées elles sont

de mauvaise qualité ou comprennent peu de points de mesure. Néanmoins, les simulations semblent tout de même assez correctes. Pecorade 101, situé plus au sud, montre une corrélation satisfaisante.

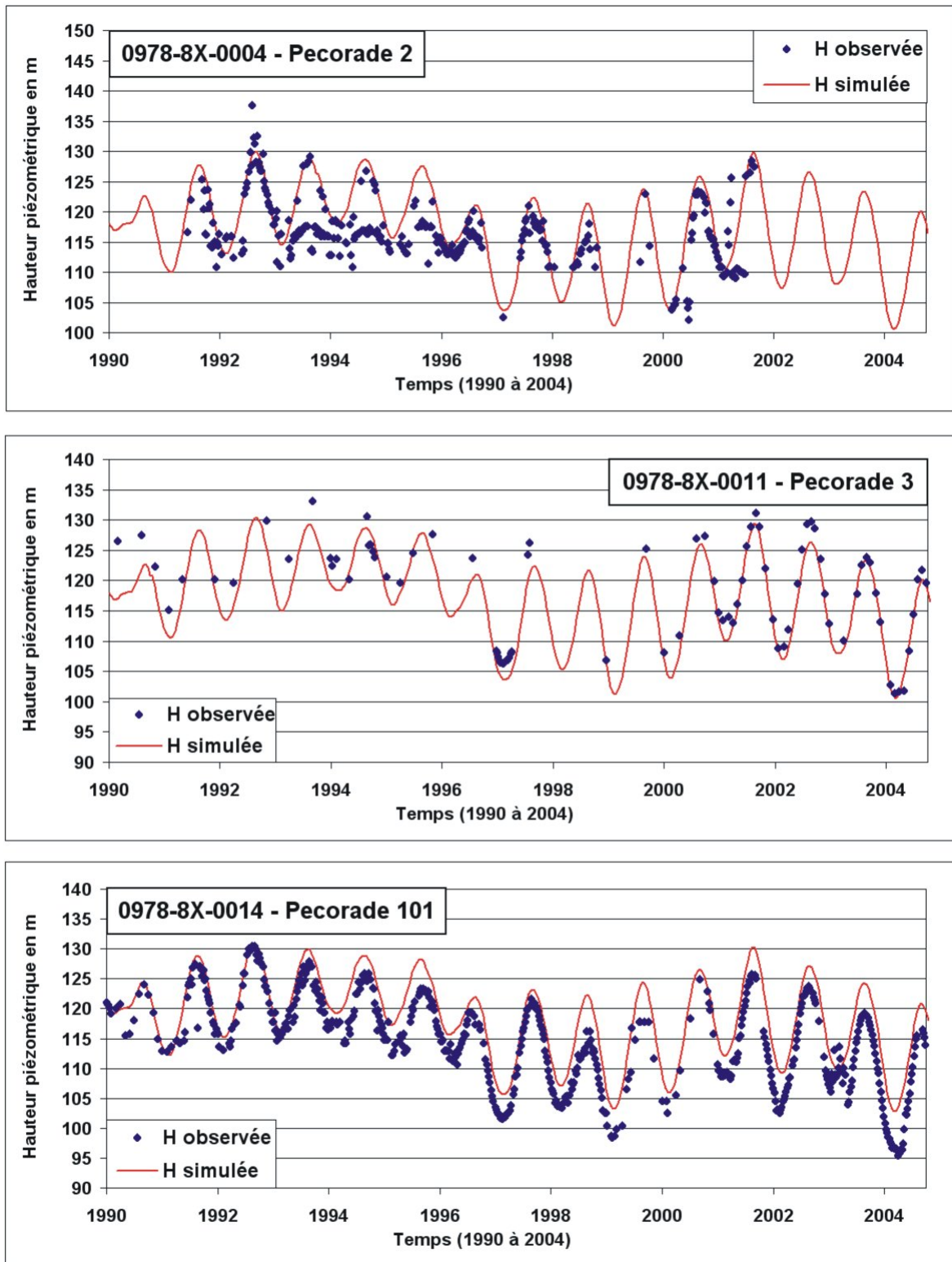


FIG. 3.42 – Chroniques piézométriques observées - simulées 3

Secteur de Garlin-Lespielle (≈ 30 kilomètres au sud des stockages) :

Garlin Burosse (Figure 3.43) : l'amplitude des variations dues aux stockages est de l'ordre d'une quinzaine de mètres. La charge simulée montre la même amplitude mais décalée d'un peu plus de cinq mètres. Cette différence peut être expliquée par la position de ce forage qui est situé dans un système faillé plus ou moins compartimenté.

Lalongue (Figure 3.43) : les données bien que disparates, excepté entre les années 2000 à 2004, montrent des variations de moins de 5 mètres qui sont dans l'ensemble restituées convenablement.

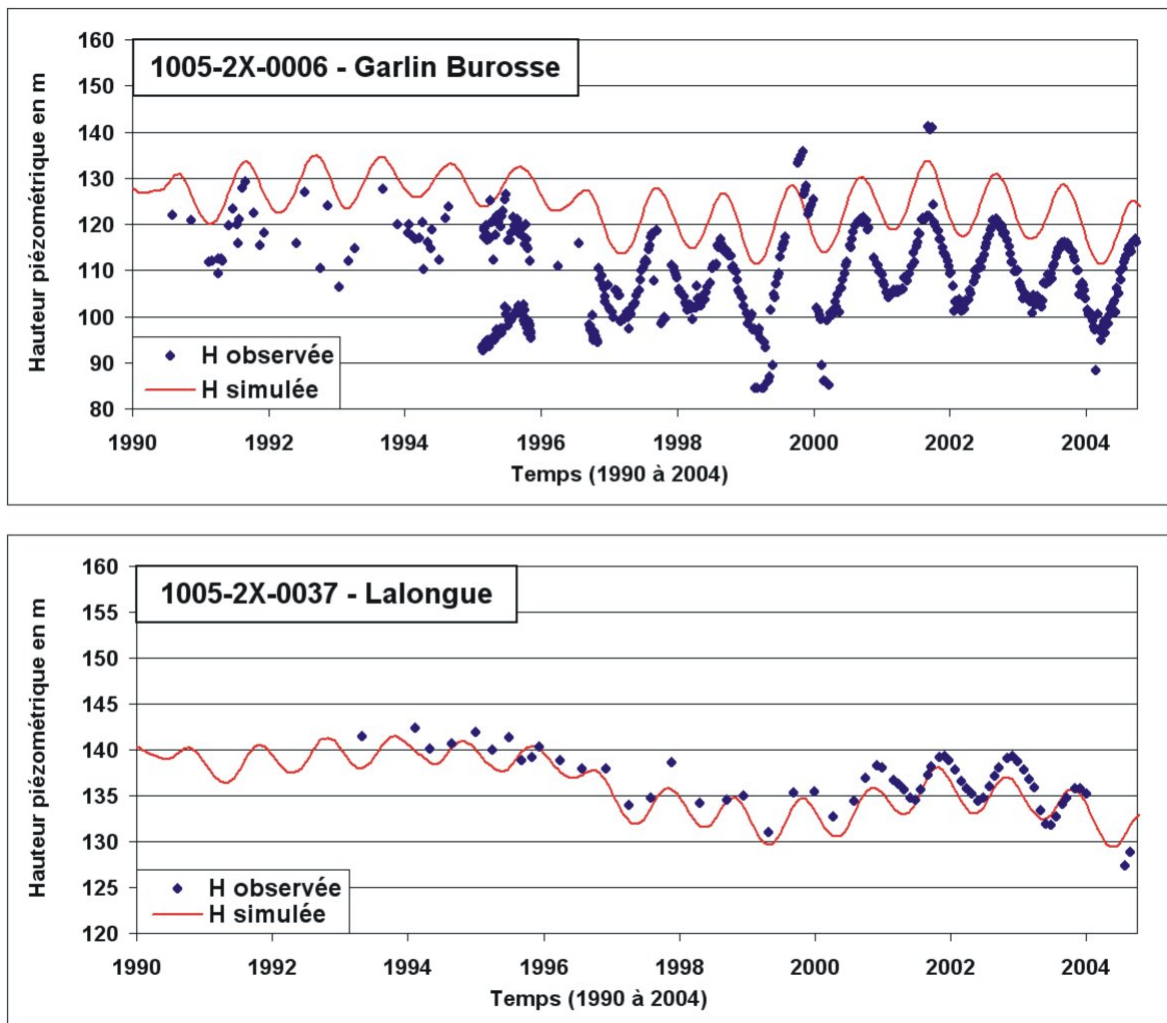


FIG. 3.43 – Chroniques piézométriques observées - simulées 4

Lespielle 1, 2 et Lembeye 1 (Figure 3.44) : Lespielle 1 et 2 sont deux anciens forages d'irrigation. Les chroniques observées sur ces forages sont ainsi marquées par l'impact des prélèvements estivaux. Les simulations permettent de retrouver les descentes en imposant l'exploitation durant cette période. Une information intéressante est que la baisse piézométrique tendancielle observée est restituée.

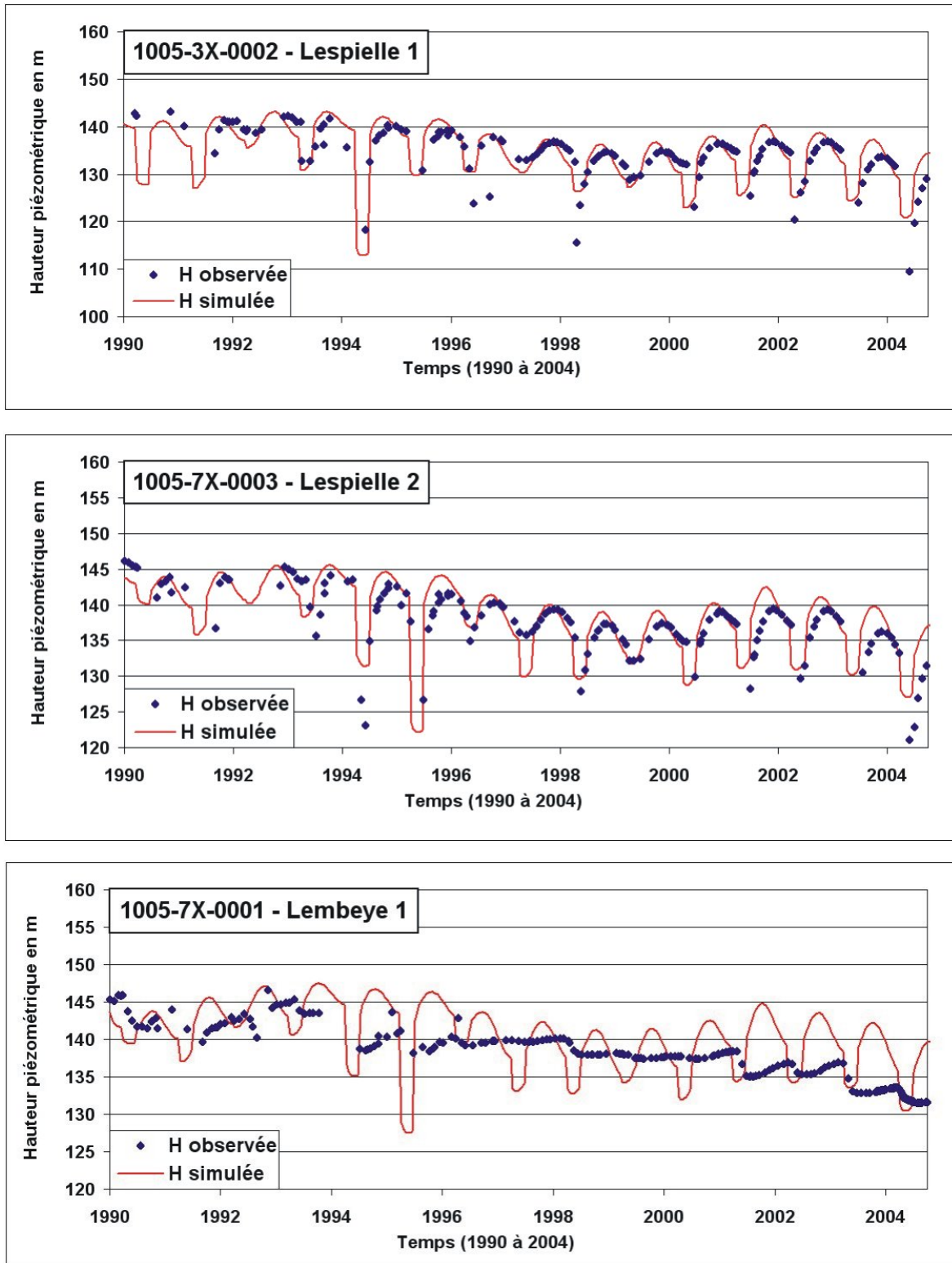


FIG. 3.44 – Chroniques piézométriques observées - simulées 5

Secteur de Bordes au sud de Pau :

Bordes F1, F2, F3 et F4 (Figure 3.45) : dans l'ensemble, les chroniques simulées et observées sont satisfaisantes pour ces ouvrages exploités pour l'alimentation en eau potable. Tout comme les forages étudiés précédemment, la baisse piézométrique tendancielle observée est simulée correctement.

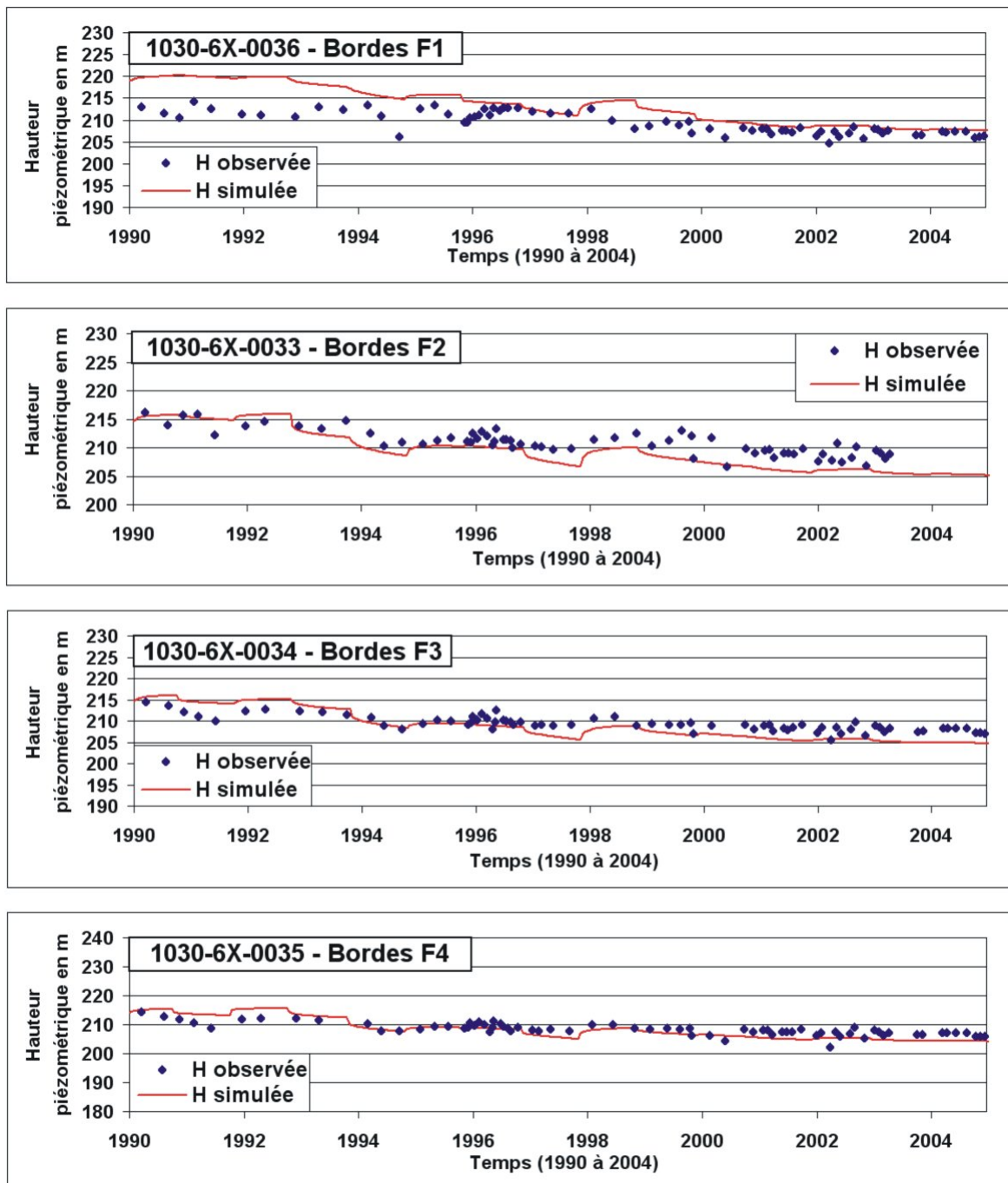


FIG. 3.45 – Chroniques piézométriques observées - simulées 6

Secteur est :

Puymaurin 2 (Figure 3.46) : les charges simulées sont ici supérieures à celles observées (de l'ordre de 5 mètres), la baisse piézométrique est également retrouvée.

St Cricq (Figure 3.46) : concernant ce forage, la remontée observée entre 1992 et 1998 ne peut être expliquée (dérive de la mesure du capteur ?). Dès 1998, on retrouve la descente du niveau piézométrique qui est correctement simulée avec un décalage d'une dizaine de mètres inférieurs pour la simulation.

Labruguière (Figure 3.46) : forage situé à l'extrême est de la zone modélisée, la chronique simulée s'ajuste bien à celle observée. On constate que les niveaux piézométriques baissent également dans ce secteur.

Points suivis sur l'aquifère du Paléocène :

Izaute 101 (Figure 3.47) : localisé au droit du stockage d'Izaute dans les formations paléocènes, les fluctuations observées sont de l'ordre de 1 à 2 mètres et décalées dans le temps. Ce décalage dans le temps est bien restitué, ce qui n'est pas le cas de l'amplitude simulée qui est de l'ordre de 5 mètres. Les charges simulées sont également plus basses d'une dizaine de mètres par rapport à celles observées. La baisse piézométrique est simulée convenablement sur ce point.

Lannecaube (Figure 3.47) : le calage reste correct si ce n'est une légère influence des stockages dans la simulation. La charge calculée est également plus basse que celle observée (1 à 2 mètres). La baisse piézométrique est également bien retrouvée pour ce point.

Point suivi sur l'aquifère du Crétacé supérieur :

Lacqy 101 (Figure 3.47) : la charge moyenne calculée est acceptable. L'inconvénient réside dans des fluctuations simulées qui ne sont pas observées. La baisse est ici bien traduite.

Ces deux premiers modèles ("pseudo-permanent" et transitoire court) ont permis le calage des paramètres hydrodynamiques et thermiques. Les valeurs des paramètres intégrées dans le modèle (perméabilité et coefficient d'emmagasinement spécifique) en régime transitoire sous l'influence des stockages de gaz sont satisfaisantes, en particulier au droit de la zone d'intérêt, les chroniques étant ajustées correctement compte tenu de l'échelle régionale du modèle. De plus, la baisse piézométrique constatée est également restituée.

Une meilleure connaissance de la géométrie des couches, des zones de contacts entre aquifères et la prise en compte des particularités structurales dans le modèle permettraient sans doute d'affiner ces résultats.

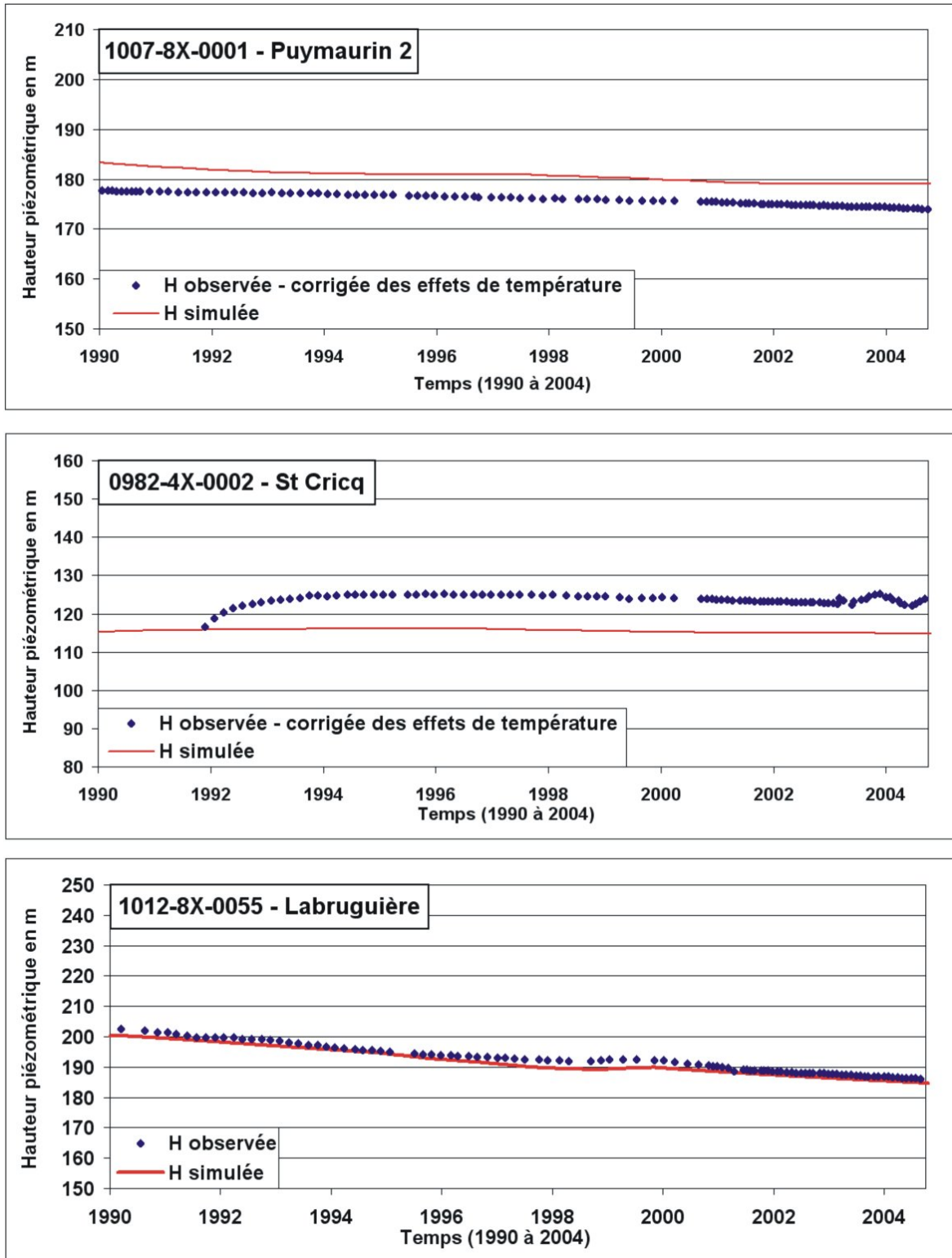


FIG. 3.46 – Chroniques piézométriques observées - simulées 7

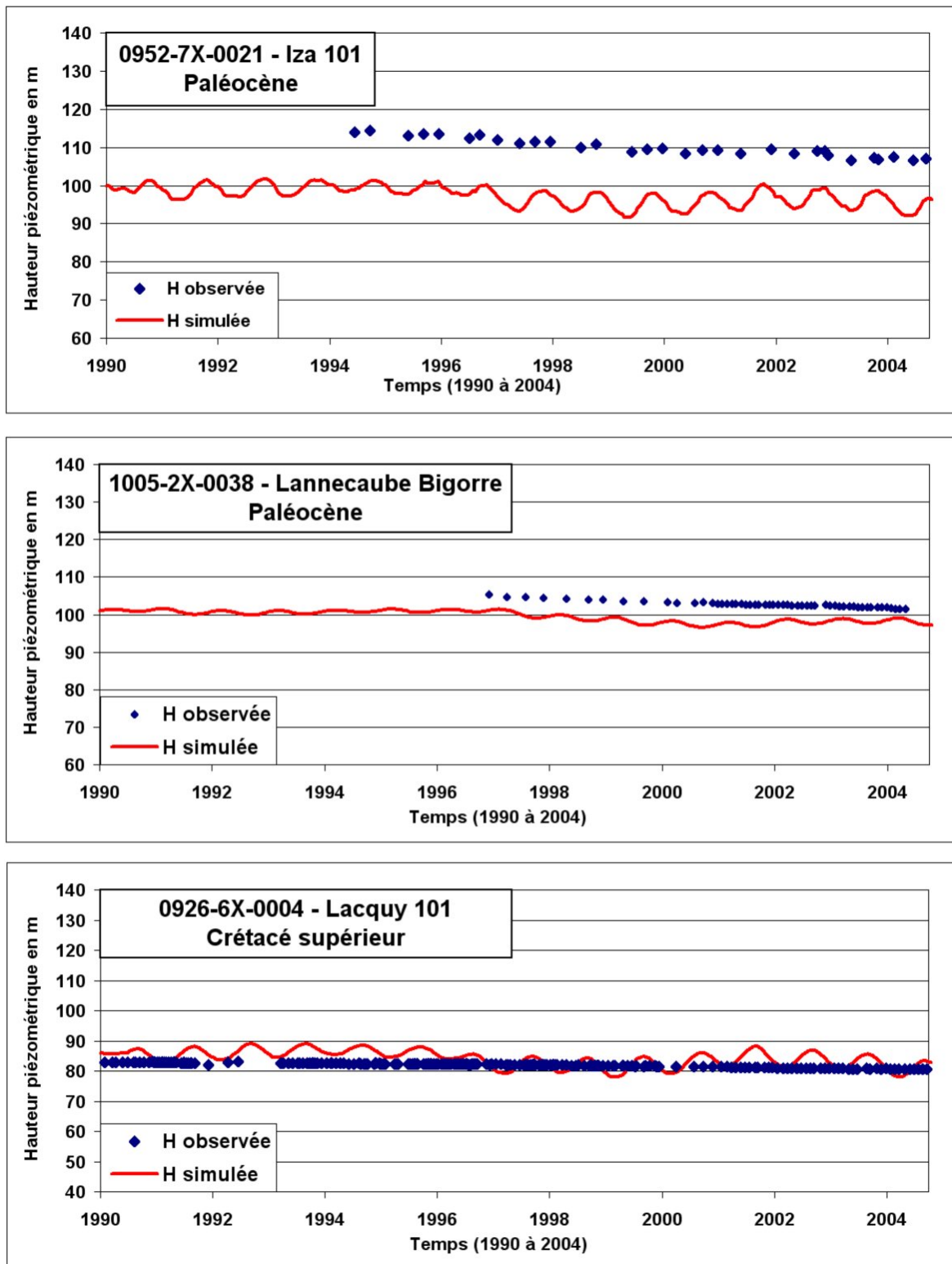


FIG. 3.47 – Chroniques piézométriques observées - simulées 8

3.6.5 Paramètres de calage

3.6.5.1 Paramètres hydrodynamiques

Les valeurs de perméabilité attribuées aux différentes couches et calibrées à l'aide des simulations précédentes (études en régime pseudo-permanent et transitoire court) sont présentées en figure 3.48. Elles s'appuient en particulier sur celles extraites des différentes publications ou rapports techniques d'interprétation d'essais en pompage.

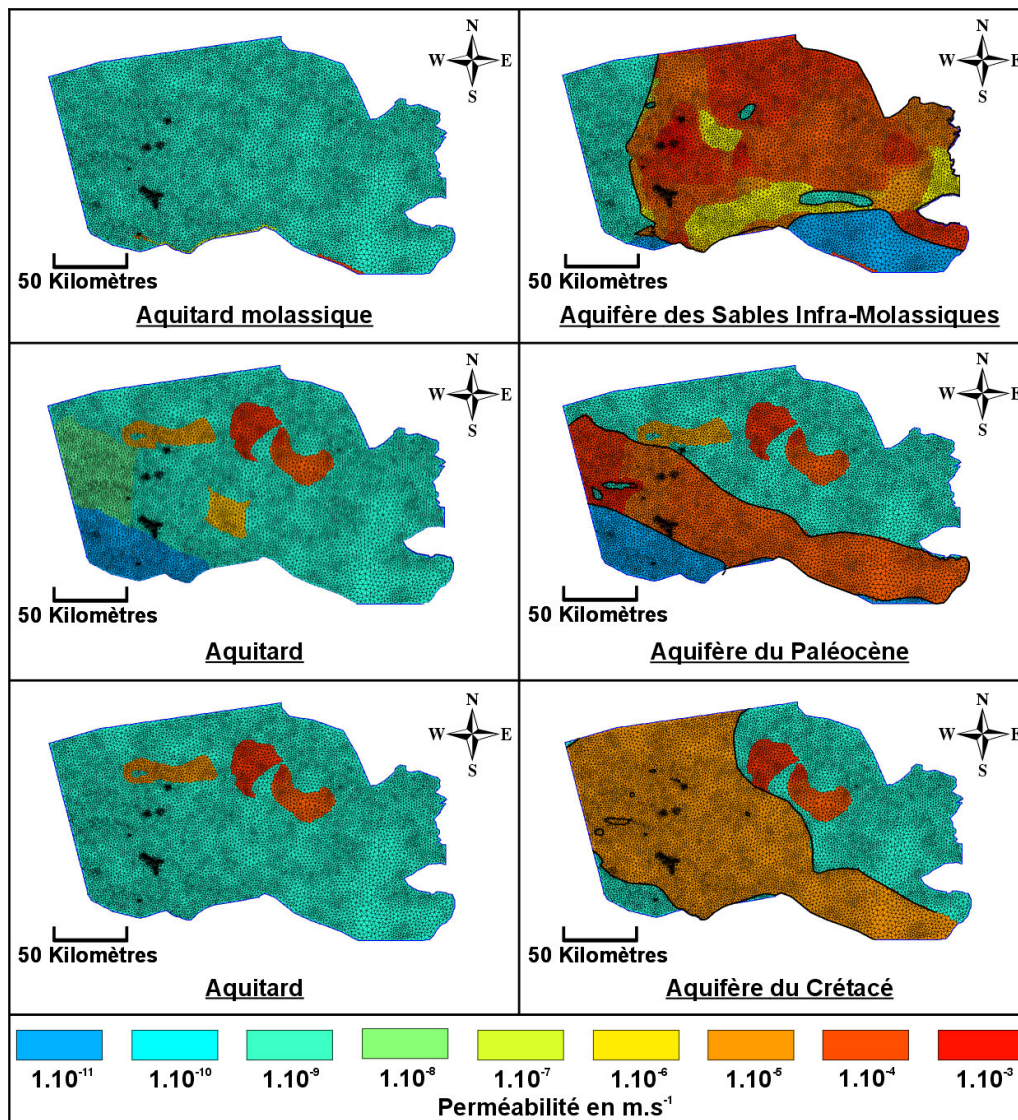


FIG. 3.48 – Valeurs de perméabilité intégrées dans le modèle multicouche

Pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (éocène sableux et grès à Nummulites), les valeurs affectées s'échelonnent entre $8.10^{-4} m.s^{-1}$ et $5.10^{-7} m.s^{-1}$.

La gamme de valeurs de perméabilité concernant l'aquifère du Paléocène est comprise entre $4.10^{-5} m.s^{-1}$ et $4.10^{-4} m.s^{-1}$.

La perméabilité de l'horizon aquifère du Crétacé supérieur n'a pas été ajustée lors de la phase de calage, une valeur moyenne prise à $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ a été proposée.

Une perméabilité de $1.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ a été affectée aux épontes.

Le coefficient d'emmagasinement spécifique, nécessaire à l'étude en régime transitoire, est généralement pris à 1.10^{-6} m^{-1} pour les différentes couches, localement une valeur de 1.10^{-5} m^{-1} a pu être attribuée. Pour la nappe des Sables Infra-Molassiques, la figure 3.49 présente les valeurs d'emmagasinement spécifique proposées.

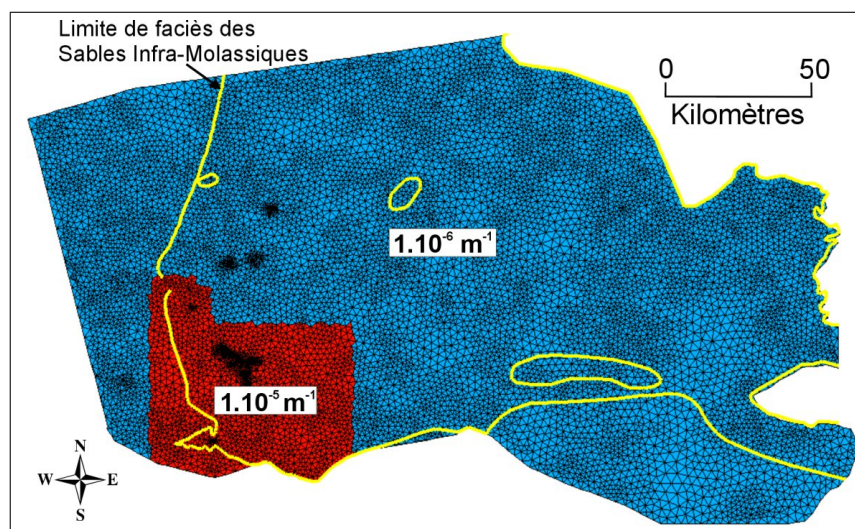


FIG. 3.49 – Valeurs d'emmagasinement spécifique proposées pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques

3.6.5.2 Paramètres thermiques

Les valeurs de conductivité thermique intégrées dans le modèle s'échelonnent entre $1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La répartition de ces valeurs est identique pour chaque couche.

3.6.6 Simulations sur le modèle transitoire court

Dans le but d'étudier l'impact de l'exploitation des stockages de gaz et celui des prélèvements sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, différentes simulations ont été réalisées sur la même période que le calage (1990-2004) :

- une première avec les stockages de gaz et sans les prélèvements,
- une seconde avec les prélèvements et sans les stockages de gaz,
- une troisième sans stockages de gaz et sans prélèvements.

Les conditions initiales de charge prise dans le modèle au temps $t=0$ (année 1990) sont identiques à la simulation précédemment exposée (stockages+prélèvements). Les résultats de ces simulations sur quelques points sont visibles sur les figures 3.50 et 3.51.

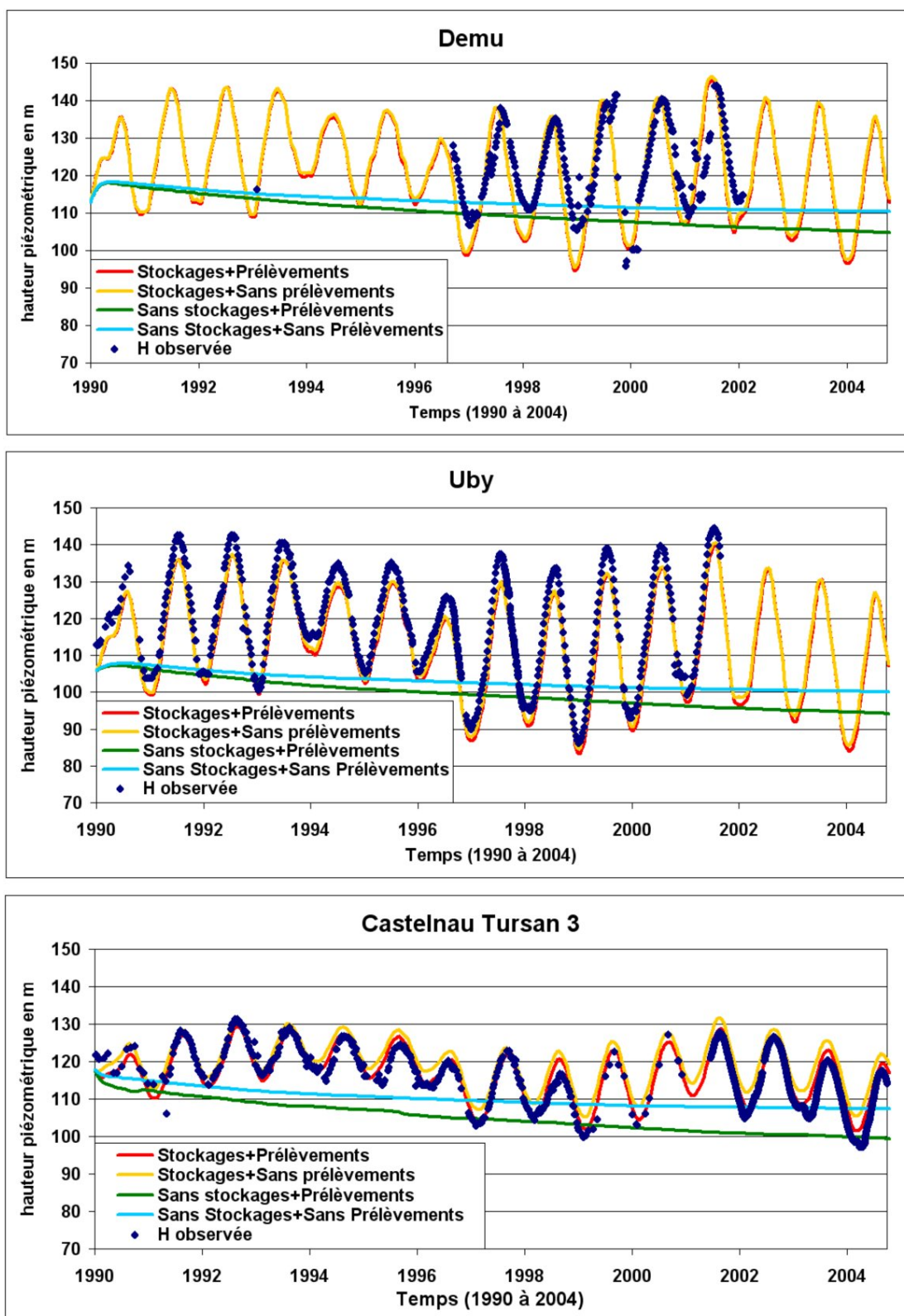


FIG. 3.50 – Evolution piézométrique simulée avec et sans exploitation - 1/2

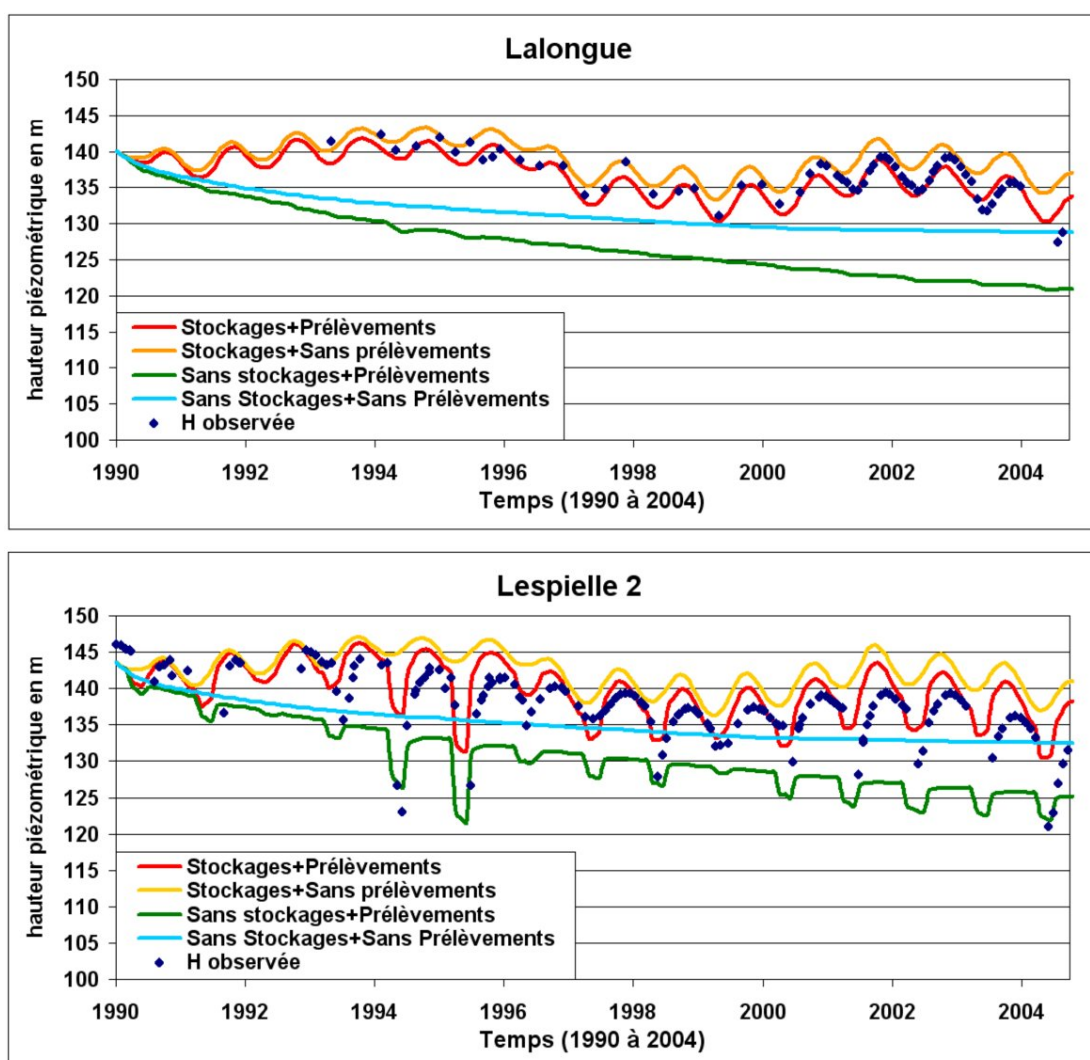


FIG. 3.51 – Evolution piézométrique simulée avec et sans exploitation - 2/2

Il semble, à la vue des résultats, que les stockages de gaz permettent de soutenir un niveau piézométrique moyen supérieur à celui qu'il devrait être naturellement. Ainsi, les niveaux piézométriques des chroniques simulées sans les stockages (courbes bleue et verte) sont nettement inférieurs aux chroniques moyennes calculées avec les stockages (courbes jaune et rouge) et à celles observées. Ainsi, en fin de simulation, ce constat est bien visible puisque cette différence est de l'ordre d'une quinzaine de mètres au droit des forages suivis entre les simulations avec "stockages+prélèvements" (courbe rouge) et sans "stockages+prélèvements" (courbe verte).

La baisse piézométrique observée depuis ces vingt dernières années serait donc induite principalement par les prélèvements effectués dans les différents aquifères composant le système aquifère sud-aquitain et se superposerait à une vidange naturelle de cet ensemble multicouche.

C'est l'aspect "naturel" du fonctionnement de l'aquifère, c'est-à-dire sans la pression anthropique, qui va maintenant être étudié. Pour ce faire l'évolution des écoulements à long terme, sur plusieurs milliers

d'années, en fonction des conditions paléoclimatiques va être analysée.

Avant d'étudier cette problématique, il nous est apparu nécessaire d'aborder la question de l'impact potentiel de l'eustatisme, et plus particulièrement de la remontée océanique durant l'Holocène, sur la nappe des Sables Infra-Molassiques. L'objectif étant de vérifier l'obligation ou non d'inclure ce concept dans le modèle d'évolution paléoclimatique de recharge.

3.7 Modèle euristique d'évolution eustatique

Au cours du Dernier Maximum Glaciaire, et notamment des derniers 40000 ans, le niveau des océans a varié pour atteindre un minimum il y a environ 20000 ans (-120 mètres NG) avant de remonter au niveau 0 actuel (voir Chapitre 2).

Cette remontée eustatique a été prise en compte afin de vérifier l'impact potentiel des variations de pression sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques. Un impact de ces variations océaniques suppose une continuité hydraulique qui ne peut être établie que par le biais d'aquifères relais entre la nappe des Sables Infra-Molassiques et l'Océan Atlantique.

3.7.1 Extension du modèle

La zone d'extension définie s'étend d'est en ouest, des affleurements en bordure de la Montagne Noire jusqu'à l'isohypse -140 m NG de la marge continentale, et du sud vers le nord, du front nord pyrénéen jusqu'à la latitude de Marmande. La superficie ainsi modélisée est de 46920 km² (Figure 3.52).

Au regard de l'extension des aquifères sous-jacents avec des possibles communications directes ou par drainance verticale avec les Sables Infra-Molassiques, on notera que seul l'aquifère du Crétacé supérieur possède une extension suffisante pour être développé sous l'Océan Atlantique. Selon BUISSART (1992), l'hydrodynamisme de la nappe du Crétacé pourrait notamment impliquer des sorties sous-marines.

3.7.2 Géométrie 3D pour un modèle étendu

La construction de ce modèle 3D multicouche a nécessité :

- de prolonger la topographie (toit de la première couche) sous l'Océan Atlantique à l'aide du modèle de la marge continentale. Ceci a été réalisé à partir de la carte de la marge continentale établie par l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER).
- de répertorier et d'analyser les données de forages offshore afin de déterminer l'étendue des couches modélisées qui forment le plateau continental (le Crétacé supérieur semble le seul aquifère susceptible d'être développé sous la marge continentale de par son faciès). Les forages offshore utilisés sont les suivants : PHOENIX 1, ANTARES 101, ANTARES 2, ANTARES 1, LE SEXTANT 1, ORION 1, ALDEBARAN 1, CASTOR 101, ALBATROS 1, ESUS 1, ERIDAN 1 et IBIS 1.

La géométrie du modèle ainsi obtenu est visible sur la figure 3.53.

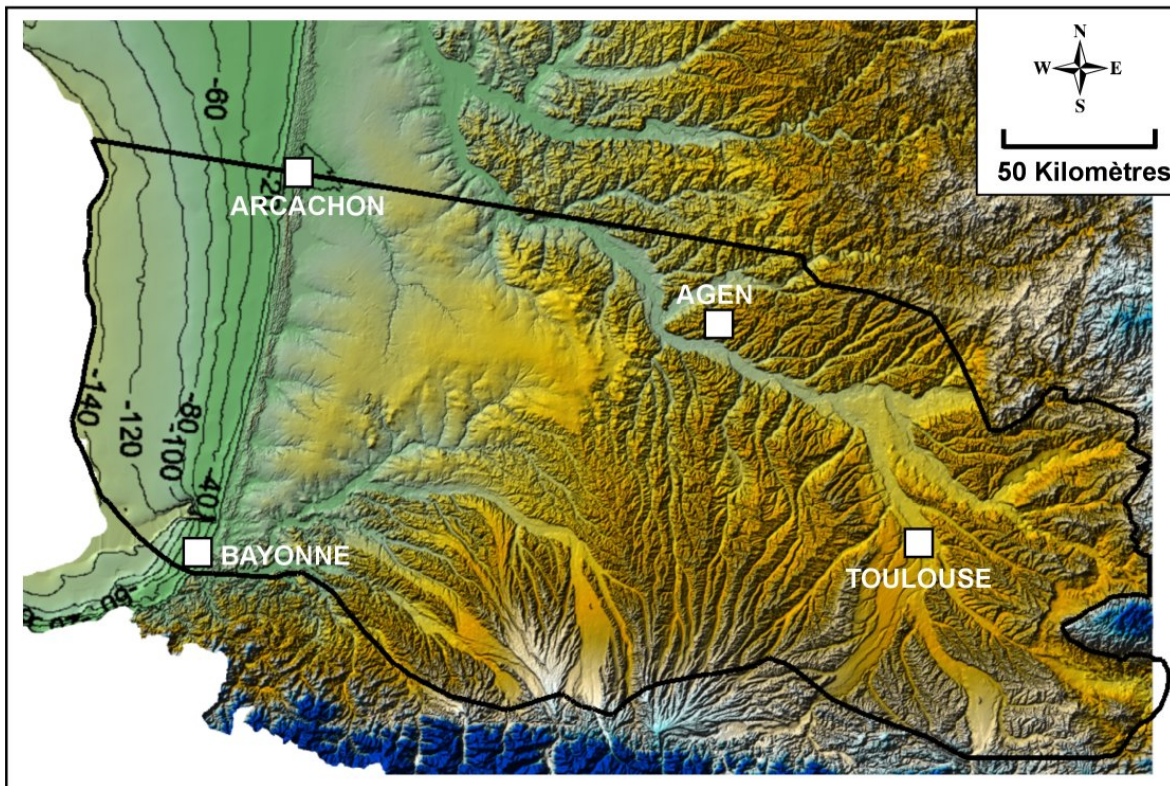


FIG. 3.52 – Extension du modèle d'évolution eustatique

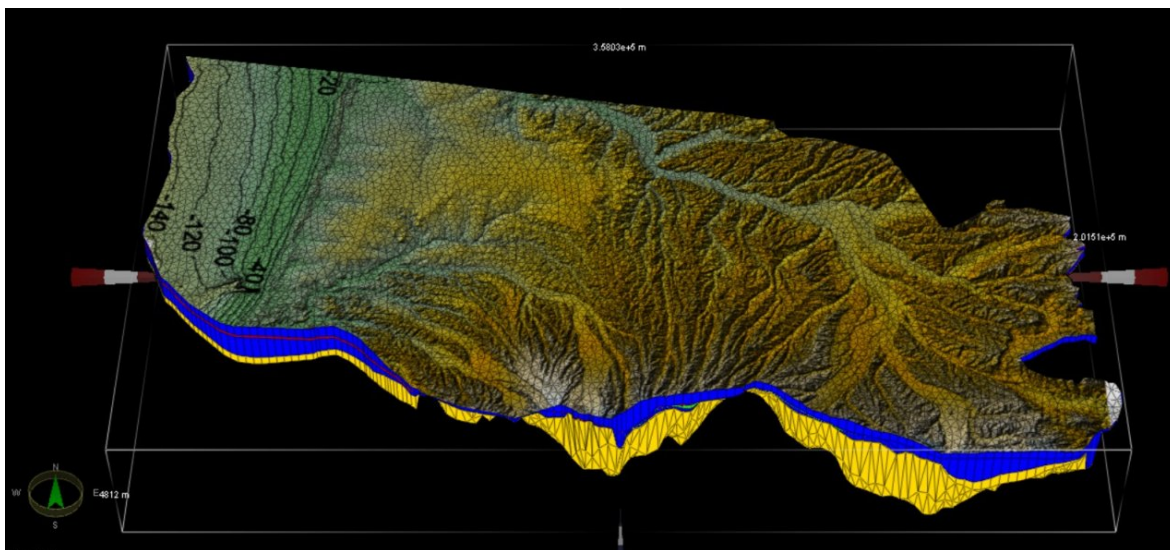


FIG. 3.53 – Bloc 3D du modèle d'évolution eustatique

3.7.3 Les paramètres du modèle d'évolution eustatique

La position des conditions aux limites proposées dans le modèle est présentée sur la figure 3.54. Les valeurs correspondent pour les différentes formations aquifères aux conditions du modèle en régime permanent (chapitre 3.5.1.1). Elles correspondent en particulier aux niveaux topographiques des affleu-

rements, seules valeurs disponibles.

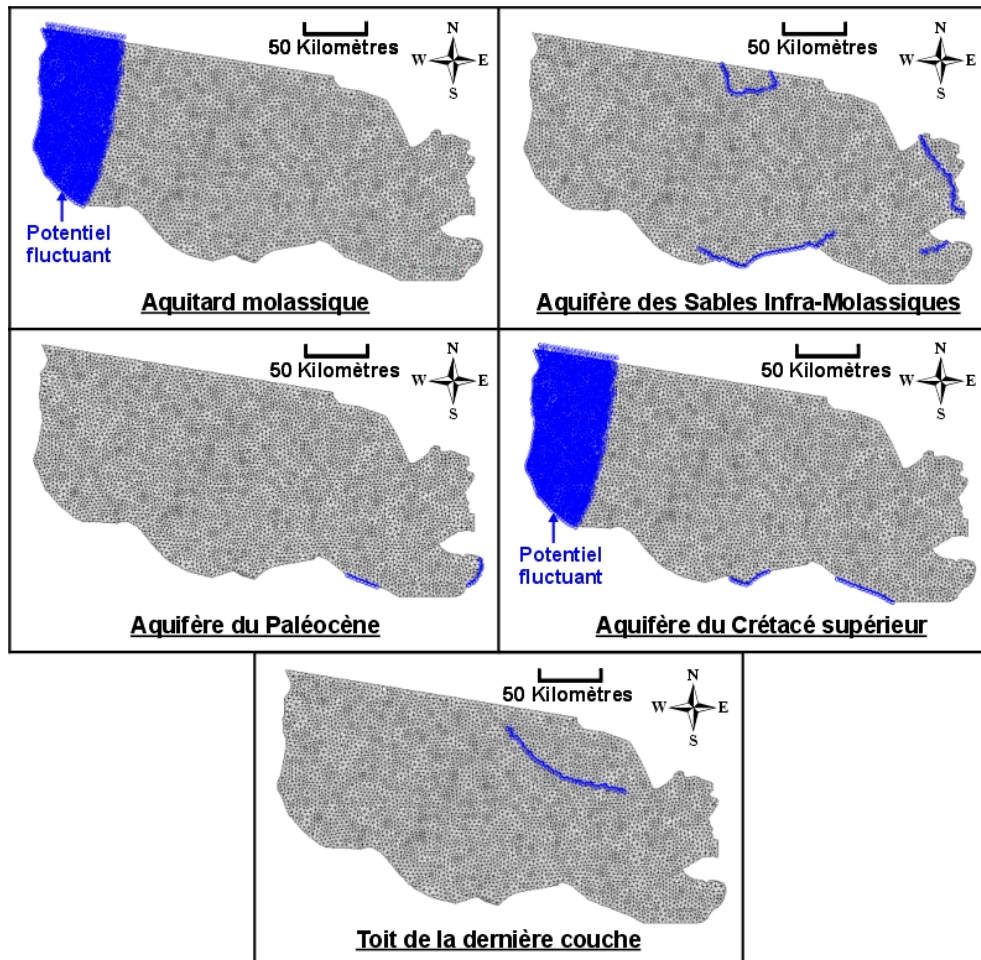


FIG. 3.54 – Conditions aux limites du modèle d'évolution eustatique

Une chronique du potentiel fluctuant simulant les variations eustatiques a été utilisée (Figure 3.55).

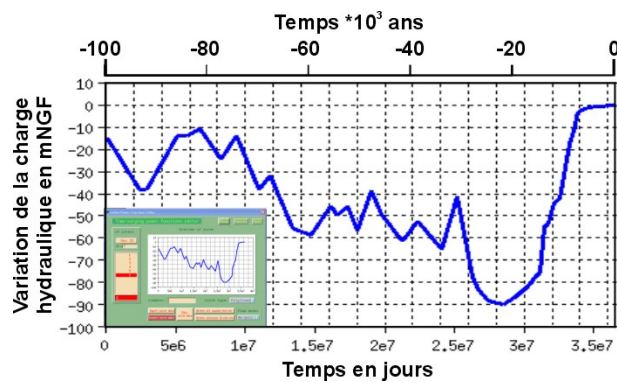


FIG. 3.55 – Fluctuations de la condition aux limites du modèle multicouche au droit de l'Océan Atlantique sous FEFLOW (d'après THOMPSON et GOLDSTEIN (2006) et RODHE)

Les données correspondent à la concaténation de celles présentées au chapitre 2 (Figures 2.12 et 2.13). Sous FEFLOW®, ces potentiels variables ne peuvent l'être que dans le temps mais pas dans l'espace. Par conséquent, bien que la ligne de rivage ait fluctué, elle est considérée comme fixe. Cette ligne de charge variable est localisée sur la ligne de rivage actuelle et fluctue de 0 à -90 m. Cette dernière valeur est prise comme équivalente à la charge hydraulique en ce point quand la ligne de côte située plus à l'ouest est au niveau -120 m NG.

A l'est, les paramètres de perméabilité sont identiques à ceux utilisés précédemment (chapitre 3.6.5.1). A l'ouest, des perméabilités moyennes ont été intégrées (Figure 3.56).

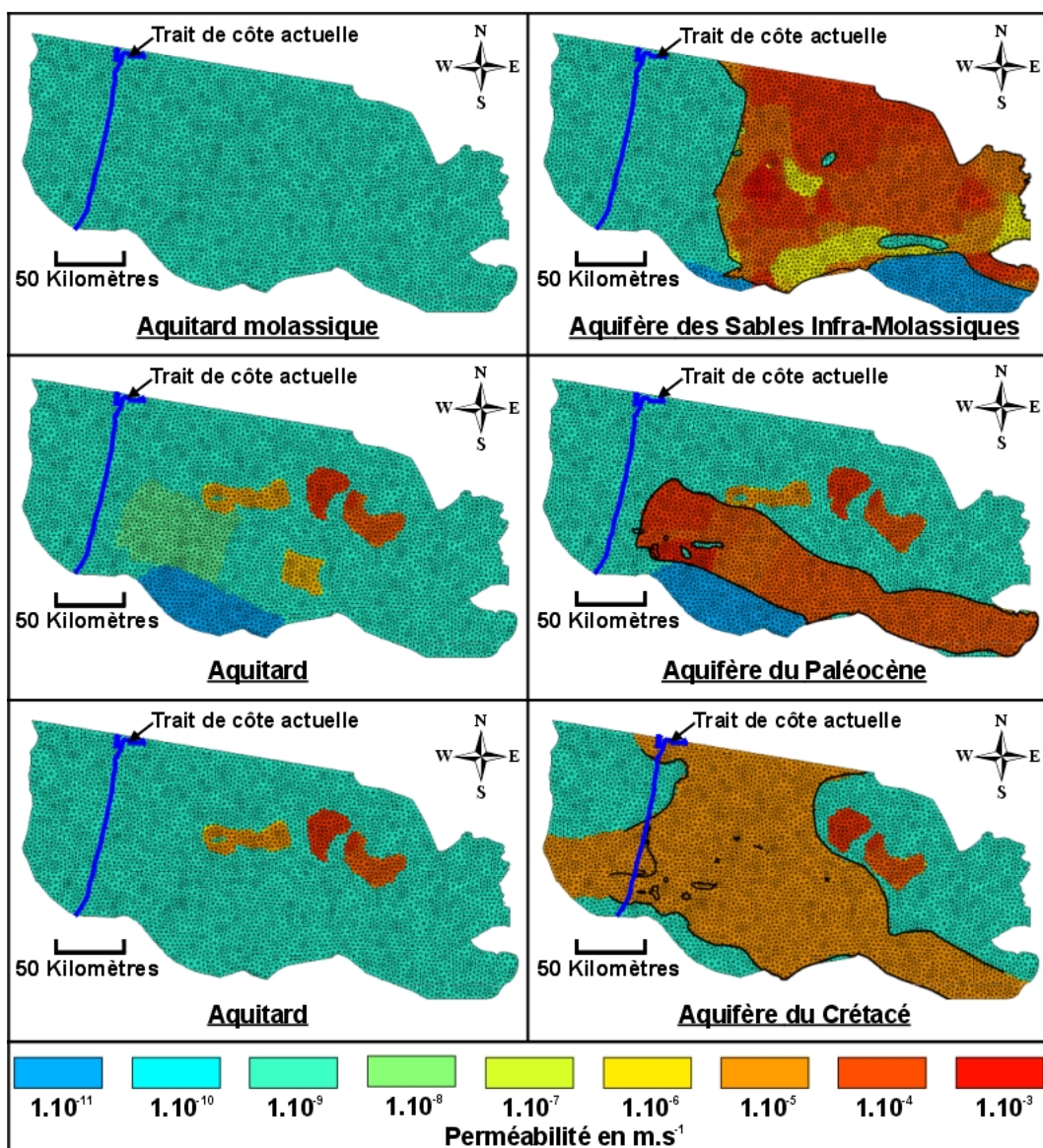


FIG. 3.56 – Perméabilité intégrée dans le modèle multicouche d'évolution eustatique

La charge hydraulique au temps $t=0$, prise dans l'ensemble du multicouche, est le résultat d'une simulation en régime permanent avec un niveau océanique de -15 m dans le modèle. La ligne de rivage ne pouvant pas varier dans l'espace, ce "paléo-niveau" est équivalent à un niveau de -20 m NG avec une ligne de cote localisée plus à l'ouest.

Afin d'étudier l'évolution de la piézométrie au cours du temps, 19 points virtuels de contrôle ont été disposés sur un transect est-ouest afin de suivre les évolutions piézométriques sur la nappe des Sables Infra-Molassiques (Figure 3.57).

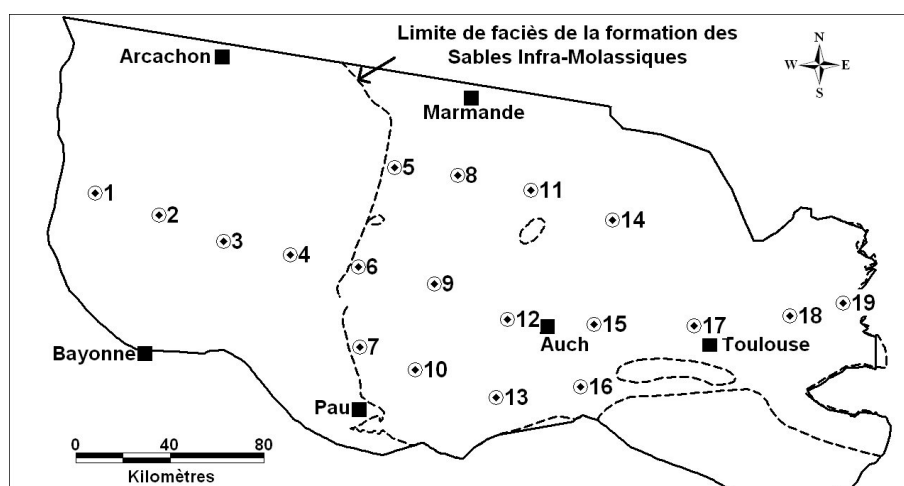


FIG. 3.57 – Points de contrôle virtuels du modèle d'évolution eustatique

3.7.4 Résultats : influence de l'évolution eustatique

Les résultats de la simulation montrent un amortissement de l'onde de pression vers l'est (Figure 3.58). En ce qui concerne l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, le signal de l'onde est transmis sur la partie la plus occidentale de celui-ci. Le compartiment situé au nord de la flexure Celtaquitaine n'aurait subi que faiblement les variations de pression liées à la remontée océanique. Ainsi la charge hydraulique au point n°5 varierait d'environ 2 mètres entre le Dernier Maximum Glaciaire et l'actuel. Au sud de cette flexure, le point n°6, situé en limite d'aquifère des Sables Infra-Molassiques accuserait une variation d'un peu plus de 6 mètres (Figure 3.59). D'ouest en est, la variation serait d'un peu moins de 3 mètres à Auch et négligeable à Toulouse (moins d'1 mètre).

Un impact de l'eustatisme sur l'ensemble des aquifères supérieurs de ce multicouche semble donc tout à fait probable mais son effet semble assez restreint sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques.

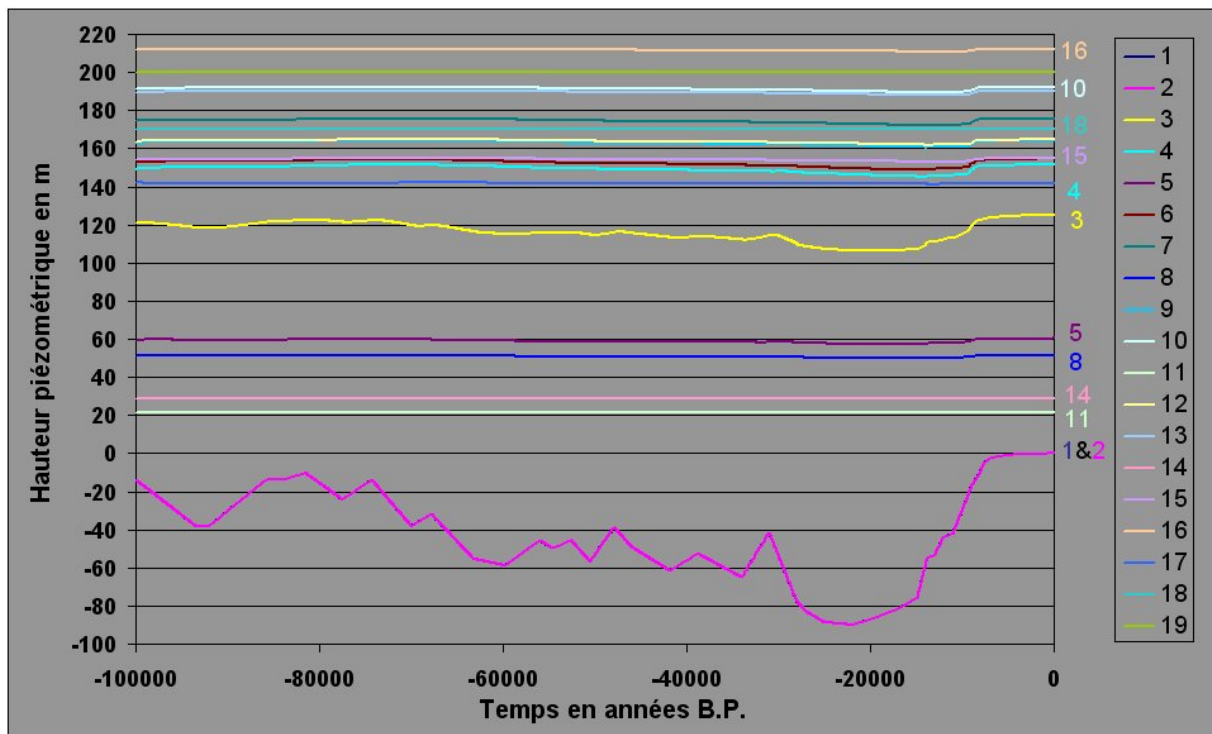


FIG. 3.58 – Evolution de la hauteur piézométrique sur l'ensemble du modèle en fonction des variations du niveau océanique

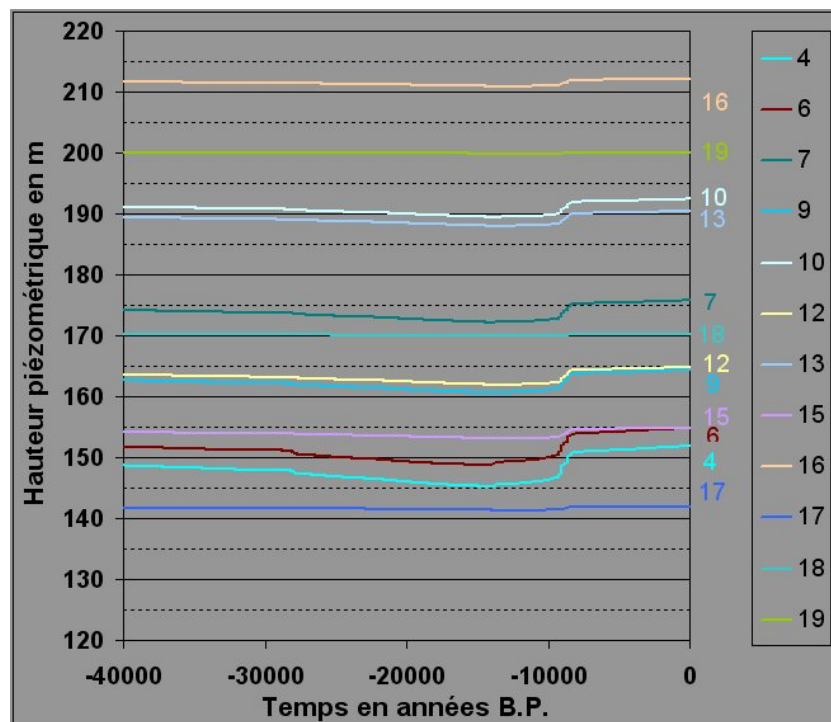


FIG. 3.59 – Evolution de la hauteur piézométrique sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques en fonction des variations du niveau océanique pour des valeurs de charge supérieures à +120 m NG

3.8 Modèle euristique d'évolution paléoclimatique

A la fin du Pléistocène (40000 ans B.P. à environ 10200 B.P.) et durant l'Holocène (10200 B.P. à l'actuel) les conditions climatiques ont fortement varié. Ce sont ces effets paléoclimatiques, en terme de recharge sur le système aquifère multicouche sud-aquitain qui ont donc été étudiés. L'aspect des variations de température à la surface n'a pas été directement intégré.

Compte tenu du faible impact de l'eustatisme, la variation du niveau océanique n'a pas été insérée dans le développement de ce modèle.

L'étude des effets paléoclimatiques sur le système aquifère multicouche sud-aquitain a porté sur une période de 40000 ans.

3.8.1 Conditions aux limites du modèle d'évolution paléoclimatique

La disposition des potentiels constants est identique au modèle transitoire d'évolution des stockages de gaz (Figure 3.34). L'utilisation de ces limites à potentiels imposés se justifie :

- pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques : par la distance importante entre la zone d'intérêt et la ligne de potentiels imposés.
- pour l'aquifère du Paléocène : par le drainage vraisemblable des eaux de cette nappe par l'Adour et ses affluents [POUCHAN (1979)] dans la zone où sont disposés ces potentiels imposés. De nombreuses sources drainent également cette nappe et cela sans doute depuis plusieurs milliers d'années au droit ou à proximité des accidents structuraux dans ce secteur (sources de Gamarde, Préchacq, les Eschourdes ...).
- pour l'aquifère du Crétacé supérieur : par le drainage des eaux de cette nappe par les sources thermales du Bas-Adour en limite du modèle. Légèrement au-delà de cette limite ouest, la nappe est notamment drainée par les sources de Dax et de Saubusse.

Pour les deux derniers aquifères, les potentiels imposés utilisés ici correspondent à des sources de débordement dont le débit a pu varier mais pas le niveau au cours des derniers millénaires, et à des émergences potentielles en fond de cours d'eau qui imposent un potentiel constant correspondant quasiment au niveau topographique.

Les secteurs de recharge sont identiques à ceux identifiés au chapitre 3.6 (Figure 3.60).

Les valeurs de recharge, liées aux forçages climatiques, sont imposées dans le modèle. A partir des données et des concepts développés dans le chapitre 2, une première simulation (Forçage 1), la plus probable, a été réalisée. Deux autres simulations ont par la suite été effectuées, une première avec des amplitudes de recharge plus importantes (Forçage 2) et une seconde avec des variations d'amplitude de recharge moindres (Forçage 3). Nous avons fait l'hypothèse que les amplitudes de recharge n'ont pas pu être plus basses ou plus hautes que ces dernières.



FIG. 3.60 – Zones de recharge potentielle pour un modèle d'évolution paléoclimatique

Les chroniques de recharge en fonction des zones sont visibles sur les figures 3.61 et 3.62 et respectent les variations déduites de la reconstitution paléoclimatologique réalisée au chapitre 2. Les oscillations rapides de variations de recharge entre 0 ans B.P. et 10000 ans B.P. et disposées dans le modèle sont le fait d'une meilleure connaissance des changements climatiques durant cette période.

Les valeurs de recharge sur les derniers 150 ans (de la fin du Petit Age Glaciaire à l'actuel) sont, pour les trois simulations, identiques à celles définies dans le modèle d'évolution transitoire court avec stockages (Figure 3.33). Les variations relatives de recharge par rapport à la recharge utilisée sur le modèle transitoire court sont visibles sur la figure 3.63.

Les créneaux d'alimentation avant et après le Dernier Maximum Glaciaire correspondent, par rapport à la recharge "actuelle" imposée sur la simulation en transitoire court, à :

- + 60% pour la simulation la plus probable (Forçage 1),
- + 75% pour la simulation avec une forte amplitude de recharge (Forçage 2),
- + 40% pour la simulation avec une faible amplitude de recharge (Forçage 3).

Pour le Dernier Maximum Glaciaire à :

- -20% Forçage 1,
- -25% Forçage 2,
- -10% Forçage 3.

Pour le Petit Age Glaciaire à :

- +25% Forçage 1,
- +40% Forçage 2,
- +15% Forçage 3.

Par exemple, la valeur de +25% pour la simulation la plus probable (Forçage 1), au Petit Age Glaciaire, est issue de l'extrapolation du pourcentage de précipitations plus fortes d'au moins 25% par rapport à la moyenne du vingtième siècle [VINCENT *et al.* (2005)].

L'évolution géomorphologique susceptible de faire varier la recharge n'a pas été prise en compte dans ce modèle.

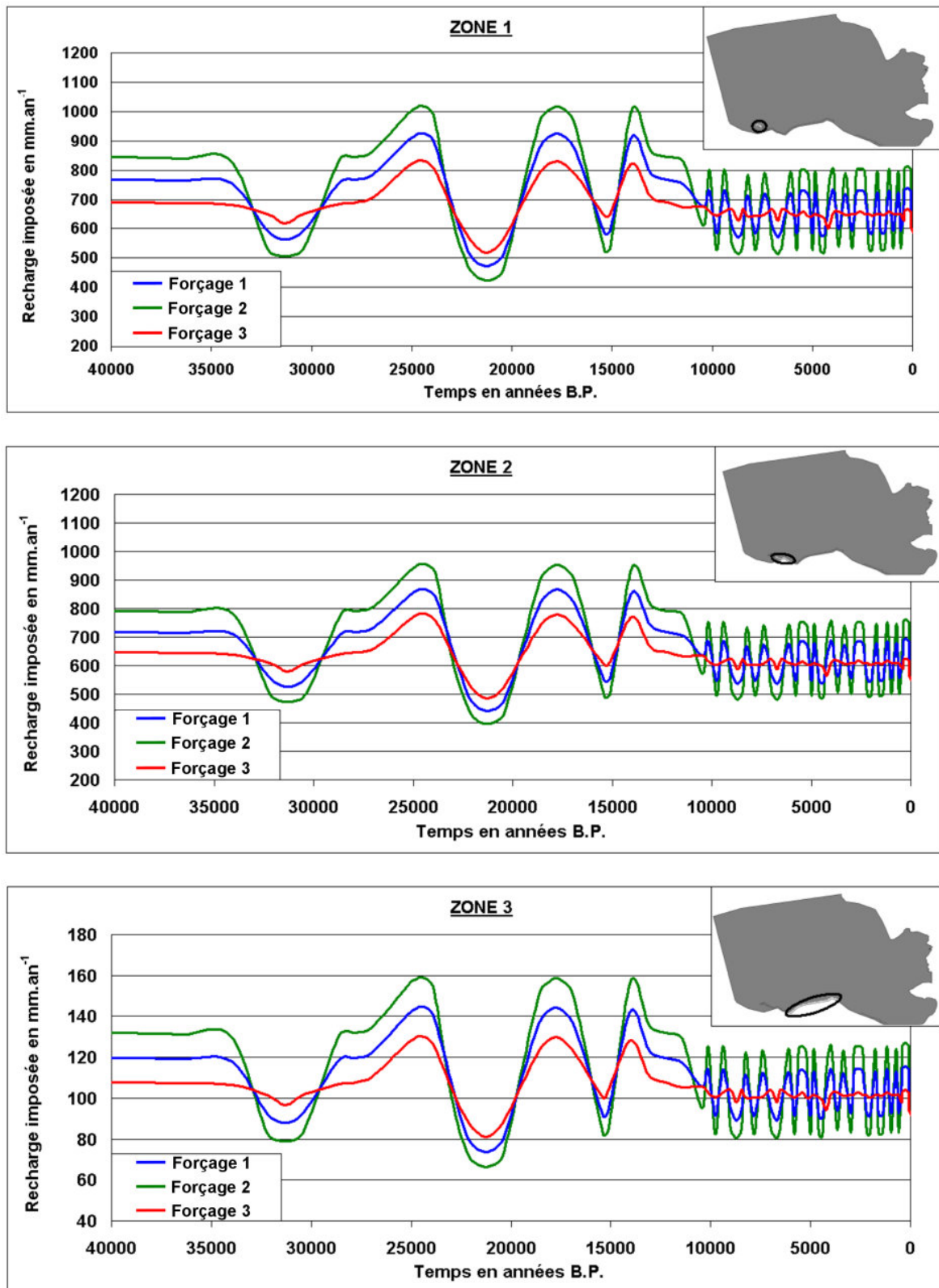


FIG. 3.61 – Evolution de la recharge - transitoire long - 1/2

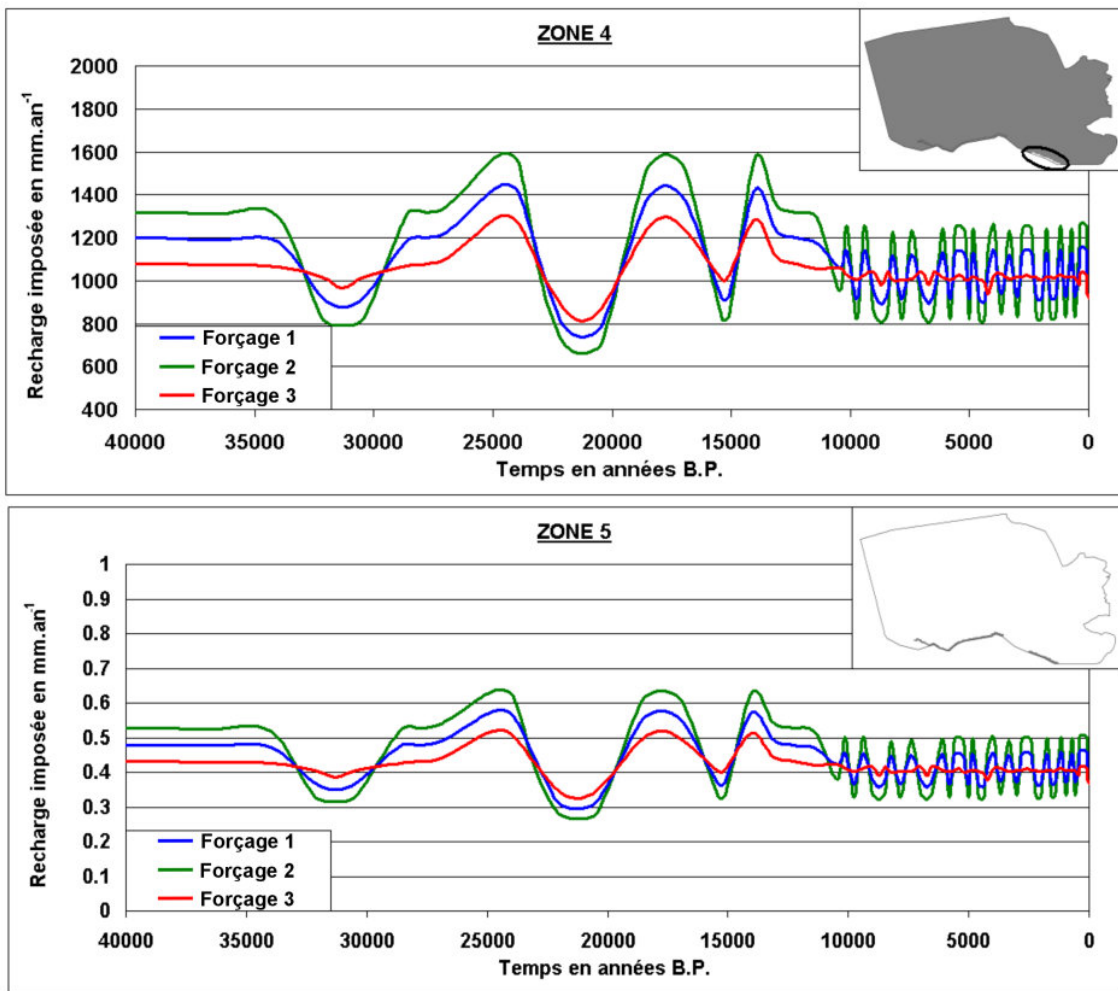


FIG. 3.62 – Evolution de la recharge - transitoire long - 2/2

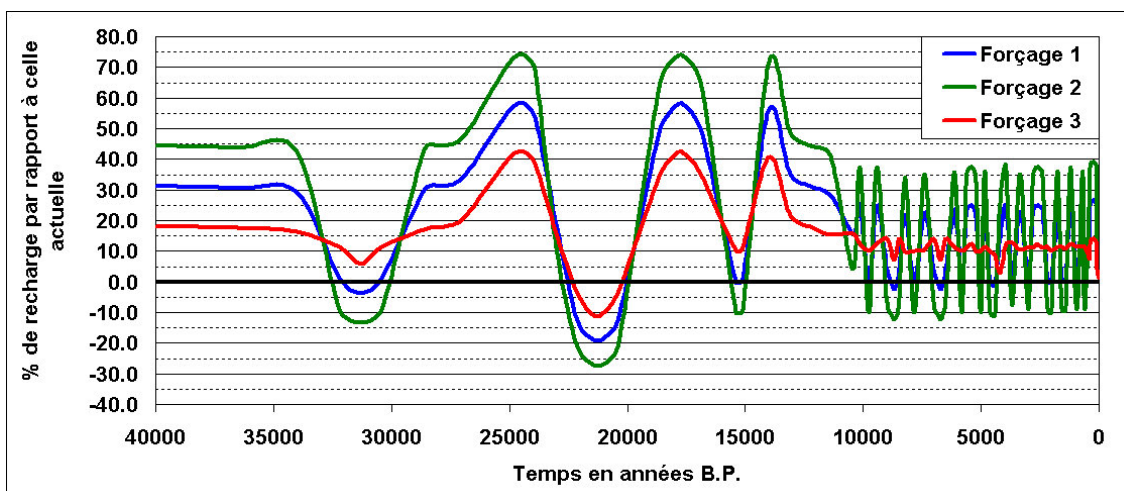


FIG. 3.63 – Pourcentage de recharge par rapport à l'actuel

3.8.2 Evolution de la hauteur piézométrique

La figure 3.64 montre la réponse rapide des transferts de pression aux variations paléoclimatiques pour différents points situés sur la zone d'intérêt du nord au sud.

Au droit du point de contrôle Lespielle 1, les résultats du "Forçage 2" indiquent une amplitude de 90 mètres entre le Dernier Maximum Glaciaire (≈ 21000 ans B.P.) et la phase de recharge importante qui suit (≈ 17500 ans B.P.). Pour les mêmes périodes et le même point, cette différence est de 60 mètres pour le "Forçage 1" et d'un peu moins de 50 mètres pour le "Forçage 3". L'amplitude obtenue pour le "Forçage 2" paraît importante.

Toujours sur ce secteur, entre le niveau le plus haut (≈ 17500 ans B.P.) et l'actuel, l'écart est de 60 mètres pour le "Forçage 2", d'environ 40 mètres pour le "Forçage 1", et de moins de 30 mètres pour la "Forçage 3". Ce dernier écart semble faible par rapport à la baisse récente qui est de l'ordre d'une vingtaine de mètres depuis les trente dernières années (combinaison des prélèvements et de la vidange naturelle des aquifères).

Les autres points de contrôle (au droit de Pécorade 101, Demu et Uby) montrent des résultats du même type, avec une amplitude plus ou moins importante des fluctuations piézométriques en fonction des conditions de recharge. Pour le "Forçage 3", entre le créneau de recharge après le Dernier Maximum Glaciaire (≈ 17500 ans B.P.) et l'actuel, cet écart n'est que de 20 à 25 mètres. Pour le "Forçage 2", cette différence est de l'ordre de 50 mètres et paraît importante. Elle est d'environ 35 mètres à 40 mètres pour le "Forçage 1".

Les graphiques sur la dernière centaine d'années indiquent une vidange naturelle de l'aquifère alors que la recharge est identique sur les derniers 150 ans dans le modèle. Ces graphes montrent, en fin de simulation, une tendance vers un régime stabilisé en terme de surface piézométrique.

Des graphiques de comparaisons (Figures 3.65 et 3.66) ont été réalisés sur les aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène à l'aide des résultats du "Forçage 1" (cas probable). Les valeurs des hauteurs piézométriques "actuelles" représentées en abscisses correspondent aux valeurs des charges calculées en ces points sur la simulation en transitoire court après avoir retiré les stockages de gaz et les prélèvements (cette simulation est exposée au chapitre 3.6). Cette comparaison semble en effet la plus judicieuse car les hauteurs actuelles observées, "vraies", sont sous l'influence des variations des stockages et des prélèvements (non simulées dans ce transitoire long). L'année de référence choisie est 2000.

Sur ces graphiques, les valeurs sont encadrées par les données des résultats des simulations de hautes et de basses amplitudes.

Pour les Sables Infra-Molassiques, au Dernier Maximum Glaciaire, la charge globale calculée est bien inférieure à celle actuelle (plus de 20 mètres - moyenne pour l'ensemble des points) (Figure 3.65). Cette différence est bien entendu moins importante pour les charges faibles car plus proches de zones de vidange simulées par des potentiels imposés. Lors de la période de recharge qui suit, les pressions sont plus

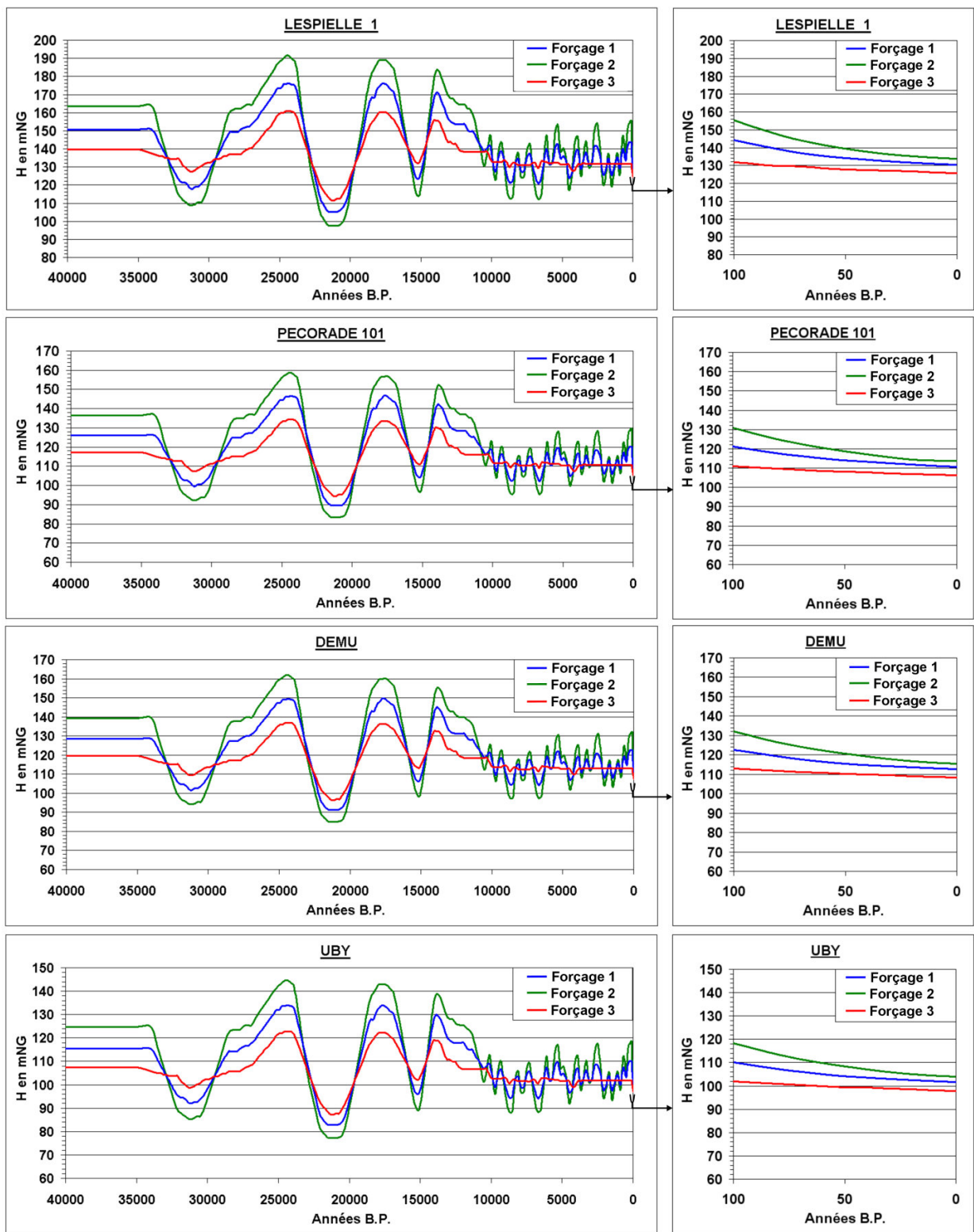


FIG. 3.64 – Evolution des charges simulées en fonction des contraintes paléoclimatique sur les Sables Infra-Molassiques pour quelques points

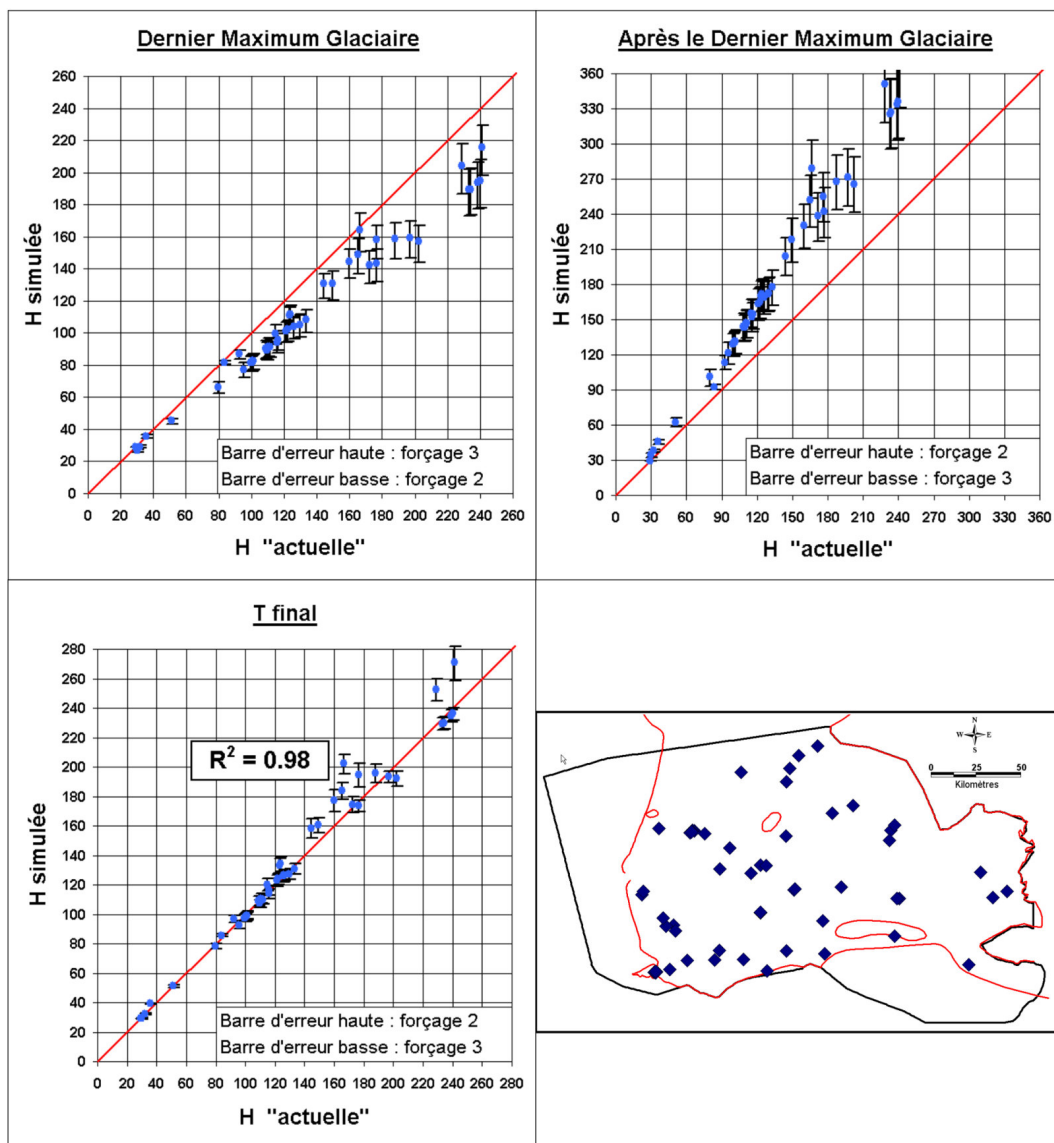


FIG. 3.65 – Comparaison des charges calculées par le modèle paléoclimatique avec les hauteurs piézométriques actuelles : aquifère des Sables Infra-Molassiques

fortes au niveau des points hauts qui correspondent aux zones les plus proches du front nord pyrénéen. La comparaison au temps T final montre une corrélation acceptable entre les valeurs de charges simulées dans ce modèle transitoire long et celles précédemment calculées par le modèle transitoire court. Les écarts entre les simulations de fortes (Forçage 2) et petites amplitudes (Forçage 3) avec la simulation la plus probable (Forçage 1) sont également faibles pour les hauteurs piézométriques basses et plus importantes pour les charges hautes.

Pour l'aquifère du Paléocène (Figure 3.66), on retrouve le même scénario que précédemment avec des niveaux évidemment plus bas lors du Dernier Maximum Glaciaire et une nette augmentation de ceux-ci à la suite de la période de recharge qui se déroule après la période de "blocage" de l'alimentation. L'am-

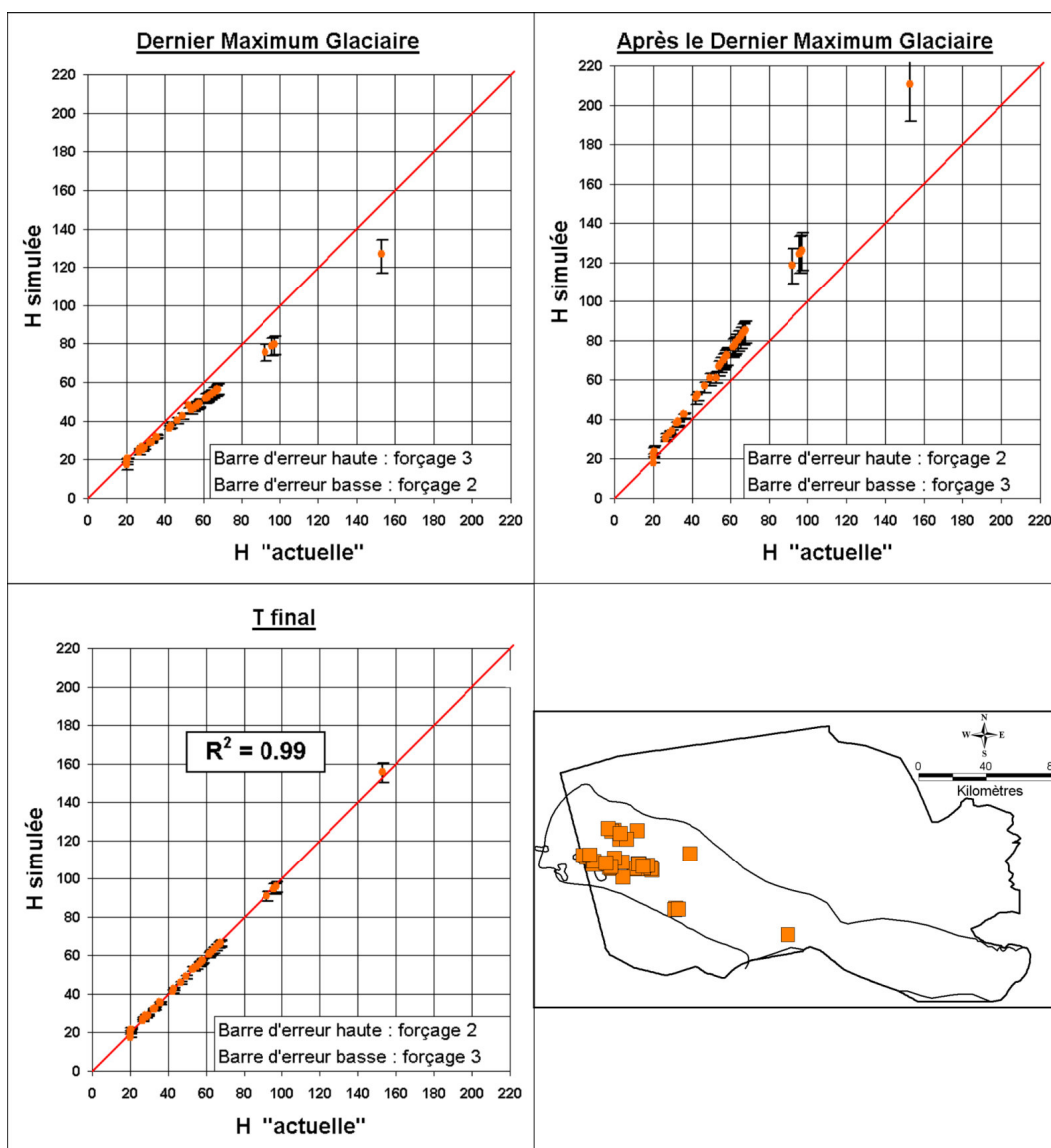


FIG. 3.66 – Comparaison des charges calculées par le modèle paléoclimatique avec les hauteurs piézométriques actuelles : aquifère du Paléocène

plitude entre ces deux phases est d'une vingtaine de mètres pour la majorité des points suivis. Les points affichant un niveau piézométrique assez bas fluctuent très peu du fait de leur proximité avec la ligne de charge imposée représentant des zones d'émergences de cette nappe (potentiel constant). A l'étape finale, les hauteurs piézométriques simulées par ce modèle et les hauteurs établies dans les conditions initiales du transitoire court (sans prélèvements et stockages) sont similaires.

La figure 3.67 montre les surfaces piézométriques simulées au cours du Dernier Maximum Glaciaire et durant la phase intense de recharge qui suit cette période pour le cas probable (Forçage 1).

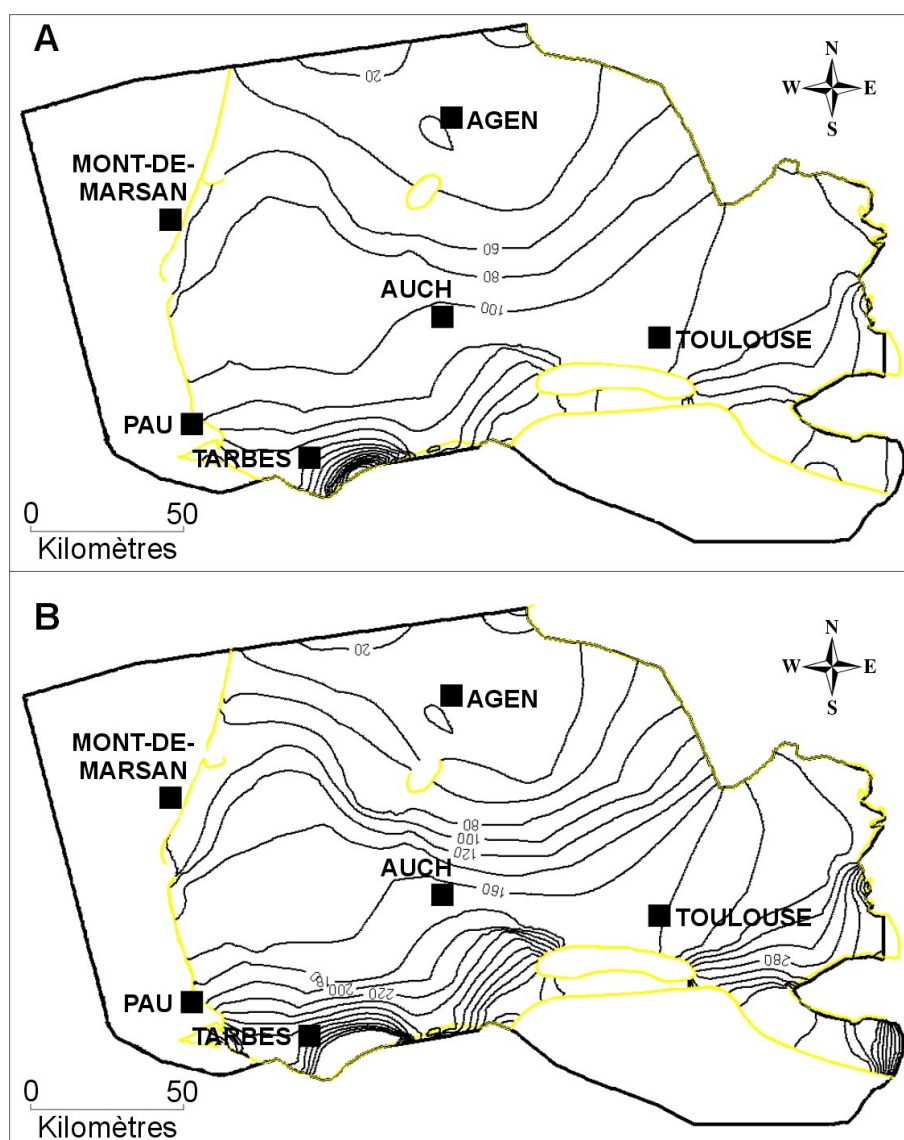


FIG. 3.67 – Surface piézométrique simulée de la nappe des Sables Infra-Molassiques
A - Au Dernier Maximum Glaciaire,
B - Après la phase intense de recharge du Dernier Maximum Glaciaire

3.8.3 Les "chemins d'écoulement" déduits du modèle

Dans le but de vérifier les "chemins d'écoulement" principaux au sein des aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène, l'approche choisie a été d'utiliser la technique de suivi de particules ("Particle Tracking") (voir chapitre 3.5.3).

Les résultats sont visibles sur la figure 3.68.

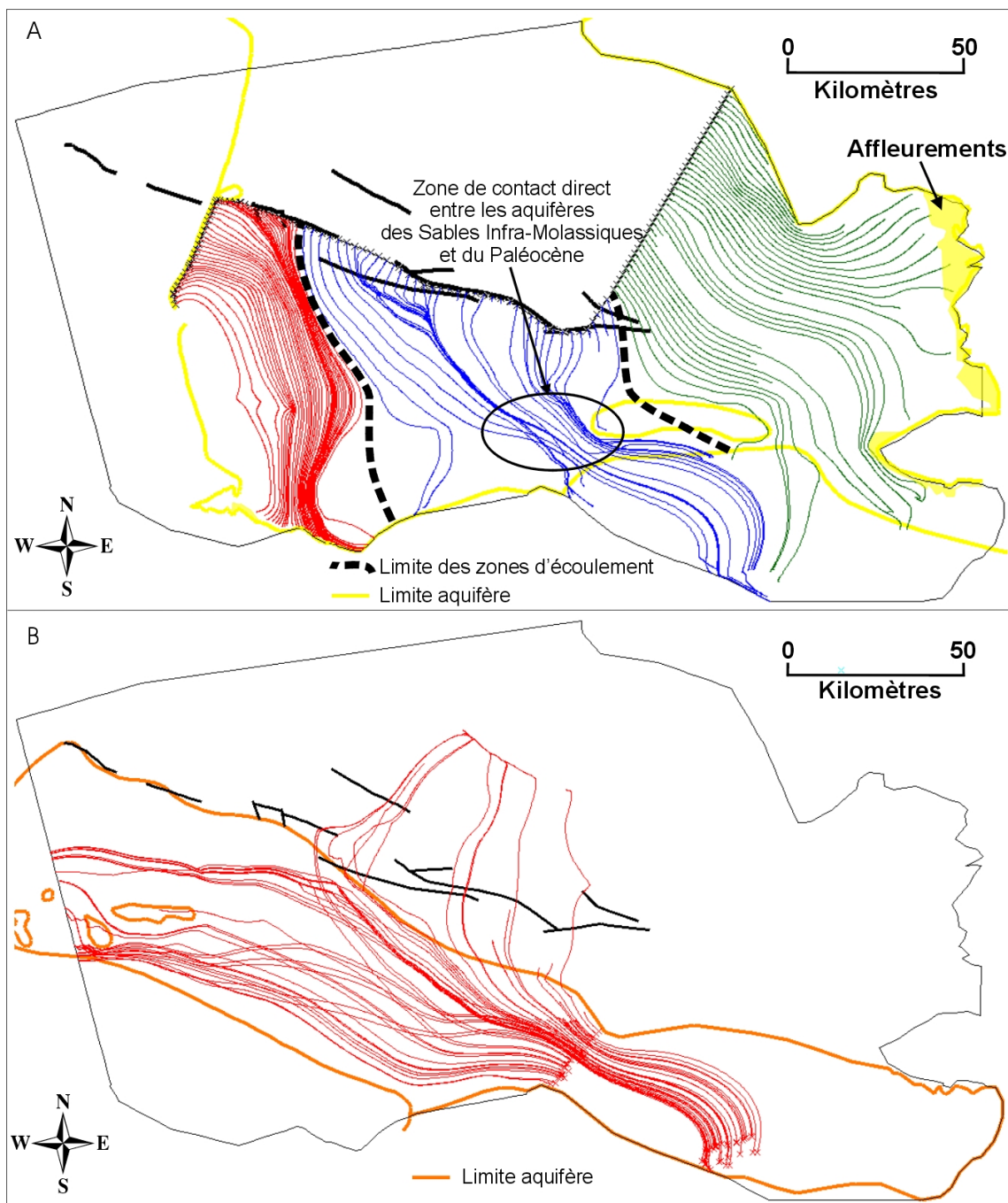


FIG. 3.68 – Trajectoire de particules sur le modèle d'évolution paléoclimatique
 A - Aquifère des Sables Infra-Molassiques,
 B - Aquifère du Paléocène

Aquifère des Sables Infra-Molassiques ("Particle Backward") :

Le modèle permet d'isoler trois secteurs de fonctionnement hydrodynamique distincts pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques. Ils correspondent approximativement aux zones d'écoulement proposées par ANDRE (2002) selon les paramètres géochimiques (Figure 1.28) ; zones qui coïncident également plus ou moins aux trois faciès principaux décrits pour les eaux de cette nappe (Figure 1.27). Pour rappel,

le secteur ouest présente des eaux à faciès bicarbonatées calciques, le secteur central des eaux bicarbonatés sodiques et les secteurs est et nord des eaux bicarbonatées sodiques à sulfatées sodiques riches en éléments d'origine évaporitique.

Ainsi, on retrouve une **zone ouest** (rouge) (Figure 3.68A) montrant des lignes d'écoulement de direction sud-nord dont une majeure partie diverge vers l'ouest pour rejoindre ensuite vraisemblablement la nappe du Paléocène par drainance verticale descendante à travers l'aquitard séparant ces deux aquifères.

La **zone centrale**, en bleu (Figure 3.68A), montre des eaux en provenance principale de la nappe du Paléocène par le biais de la zone de contact direct entre ces deux aquifères définie par le BEICIP (1984). Ce chemin avait été supposé au chapitre 3.3.2 (Figure 3.15) au regard des esquisses piézométriques.

La **zone est** montre des lignes d'écoulement principalement de direction est-ouest (Figure 3.68A). On peut voir que de nombreuses lignes d'écoulement s'arrêtent prématurément. Les particules d'eau qui suivent ces tubes de courant trouvent leur origine dans la molasse qu'elles traversent pour atteindre l'aquifère des Sables Infra-Molassiques ; la recharge par l'intermédiaire de cette couche permet d'expliquer ce résultat. Ceci est conforté par la minéralisation importante des eaux des Sables Infra-Molassiques dans cette zone, notamment par les concentrations en sulfates qui ne peuvent être expliquées que par l'apport de solutions provenant de l'éponte molassique.

Aquifère du Paléocène ("Particle Forward") :

Le suivi des particules dans l'aquifère du Paléocène montre deux directions principales d'écoulement (Figure 3.68B). Une première de direction est-ouest où les "particules d'eau" restent dans l'aquifère du Paléocène au cours de leur trajet. Cette direction est en accord avec celle proposée par ANDRE (2002) pour cette nappe. La seconde direction montre les particules qui divergent vers le nord et qui pénètrent dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques par l'intermédiaire de la zone de contact direct entre ces deux aquifères.

3.8.4 Bilan de flux à l'actuel

Les différents bilans des volumes transférés dans les aquifères présentés ici ont été réalisés sur le dernier pas de temps (durée de 10 ans), c'est-à-dire à l'actuel. Ils sont présentés sous une forme annualisée pour une meilleure lecture. Ces chiffres ne sont donnés qu'à titre indicatif et leur interprétation doit être effectuée avec la plus grande circonspection.

Le volume total annuel d'eau entrant dans le modèle, sous forme de recharge, est de $117,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ pour un débit sortant établi à $131,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

Pour rappel, les volumes annuels discutés ici sont donnés pour l'ensemble des couches (aquifère et aquitard), le modèle utilisé étant un modèle complet (vrai 3D).

Ce régime transitoire, par définition non équilibré, montre un déficit total annuel (apport-perte) de l'ordre de $14 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ sur l'ensemble des couches du modèle.

Aquifère des Sables Infra-Molassiques (ensemble des couches du modèle des sables éocènes et des grès à Nummulites qui forme cet aquifère) :

Le volume total annuel d'eau traversant le toit de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, sur l'ensemble de son extension, est de 26.10^6 m^3 . Un flux vertical de $6,9.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ rejoint les couches sous-jacentes.

Afin de mettre en valeur les pertes ou les apports par le biais de transferts verticaux à travers la formation molassique et/ou les échanges entre aquifères, les volumes annuels traversant des plans verticaux ont été analysés au sein du modèle. La figure 3.69 présente les résultats de ces débits "horizontaux" transitant par différents transects.

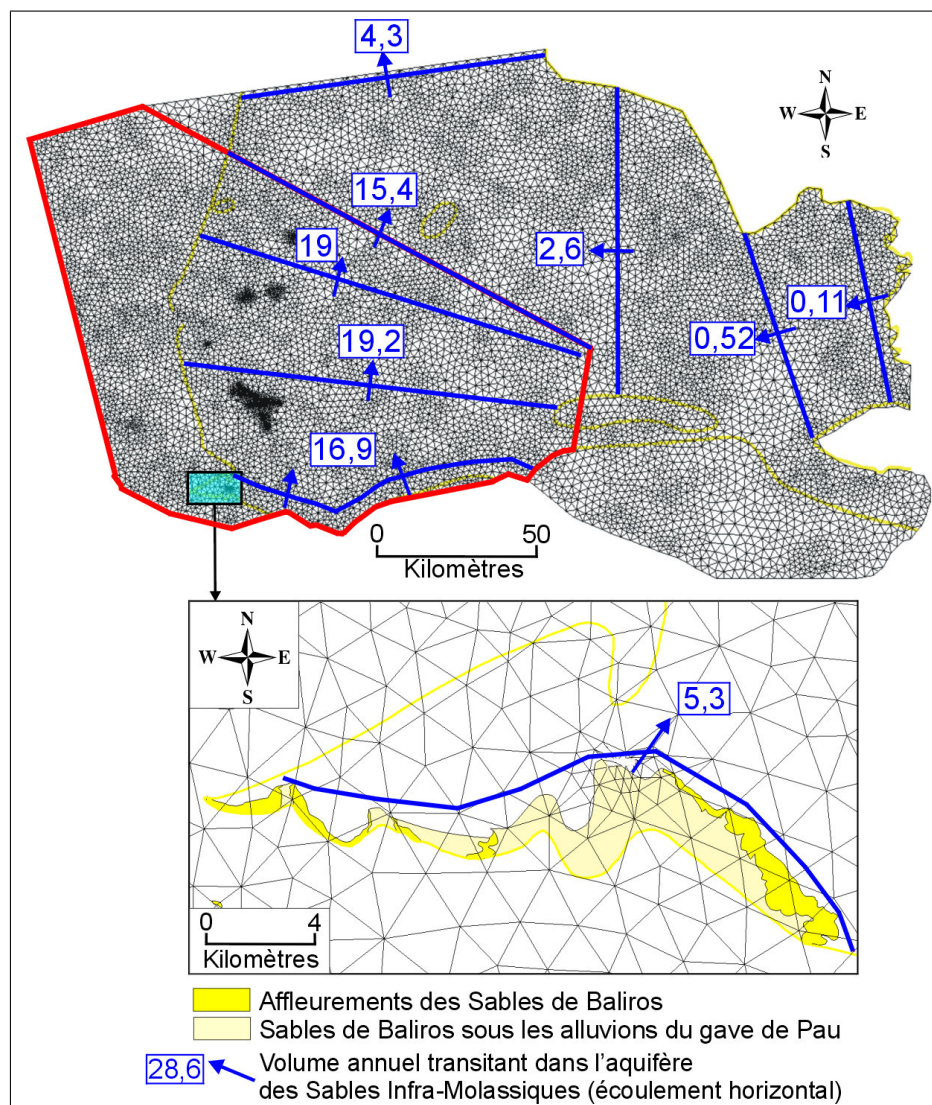


FIG. 3.69 – Bilan des flux horizontaux sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)

Dans la partie sud-ouest de l'aquifère, en limite des zones d'affleurement pyrénéennes, environ $16,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau s'écoulent en direction du nord dont 30% environ sont issus du secteur du gave de Pau par l'intermédiaire du faciès local des Sables de Baliros. Ceci indique la part importante de l'alimentation le long des Pyrénées de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques. Sur un transect disposé légèrement plus au nord, au sud de la flexure Celtaquitaine, ce débit passe à $19,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau puis à $19 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Au nord de cette structure, le débit calculé en limite de la zone d'intérêt est de $15,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, soit une perte d'environ 25% par rapport au transect précédent (essentiellement par des débits de fuites verticaux). La flexure Celtaquitaine laisse donc filtrer un volume d'eau annuel non négligeable.

Un bilan plus détaillé des flux sur le compartiment sud-ouest de la nappe des Sables Infra-Molassiques (Figure 3.70) permet d'identifier les apports responsables de cette augmentation du transfert "horizontal" nord-sud de $16,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ à $19,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Ainsi, ces flux proviennent :

- de l'aquitard molassique $\approx 2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$,
- des formations sous-jacentes (Paléocène) $\approx 0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$,
- de transferts horizontaux à l'est et à l'ouest $\approx 0,2 \cdot 10^6 - 0,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

La majeure partie de l'eau circulant dans cette zone est issue des affleurements nord-pyrénéens ($\approx 85\%$) et les apports par les formations sus et sous-jacentes contribueraient pour environ 15% (dont 2/3 issus de l'aquitard molassique supérieur).

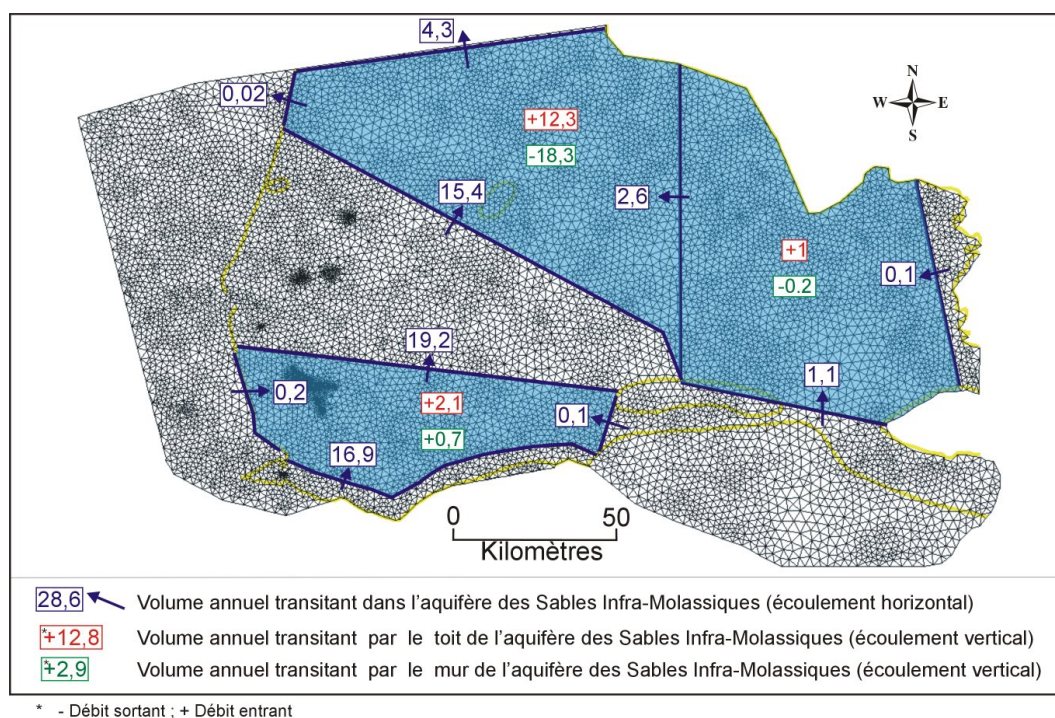


FIG. 3.70 – Bilan des flux verticaux et horizontaux sur l'aquifères des Sables Infra-Molassiques sur quelques secteurs ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)

Sur le secteur oriental de l'aquifère, on remarque un accroissement continu des flux annuels transitant par différents plans verticaux d'est en ouest (Figure 3.69). Ainsi, en limite d'affleurement de la Montagne Noire, le flux de transit est estimé à environ $0,1.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Il passe à $0,52.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ 25 kilomètres plus à l'ouest. Seule la recharge via la molasse peut expliquer ce phénomène. 80% du volume annuel provient donc de l'éponte molassique.

Plus à l'ouest, ce débit est de l'ordre de $2,6.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Le bilan réalisé sur l'ensemble de ce secteur (Figure 3.70) permet de mettre en évidence :

- des flux horizontaux entrant par le sud de l'ordre de $1,1.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (50% du volume entrant),
- des flux verticaux par le biais de la molasse du même ordre de grandeur ($1.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ soit 45,6%),
- un débit de fuite vertical descendant transitant par le mur de l'aquifère (7% des volumes sortants) pour alimenter les formations sous-jacentes (aquifère du Crétacé supérieur notamment).

Le bilan de l'ensemble de ce secteur n'est au final pas équilibré témoignant ainsi de la vidange naturelle de l'aquifère (volume annuel total entrant = $2,2.10^6 \text{ m}^3$; volume annuel total sortant = $2,8.10^6 \text{ m}^3$ soit une perte de $0,6.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ pour le dernier pas de temps).

Le flux sortant en limite nord est de l'ordre de $4,3.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (Figure 3.69). Le bilan sur ce secteur (Figure 3.70) indique que les eaux sortent à plus de 80% au travers du mur des Sables Infra-Molassiques pour rejoindre les formations sous-jacentes ($18,3.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$).

Aquifère du Paléocène :

Différentes sections verticales disposées le long de l'aquifère Paléocène ont permis de vérifier les transferts d'est en ouest au travers de ces transects (Figure 3.71).

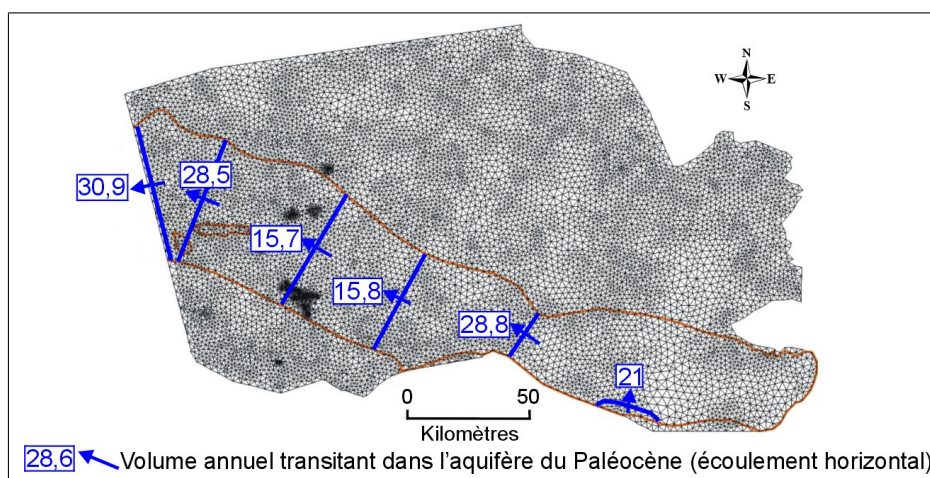


FIG. 3.71 – Bilan des flux horizontaux sur l'aquifère du Paléocène ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)

Les volumes s'écoulant à l'aval des affleurements sud-est sont de l'ordre de $20.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, puis vers l'ouest ce volume annuel est voisin de 30.10^6 m^3 . Dans la zone centrale de l'aquifère, correspondant à la zone de contact direct entre les aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène, le débit chute

de moitié pour repasser à l'extrême ouest, en sortie du modèle, à plus de $30.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Ces pertes et apports correspondent vraisemblablement au drainage de la nappe du Paléocène par celle des Sables Infra-Molassiques dans le secteur central, au droit de la zone de contact direct, et à l'est par l'alimentation de l'aquifère Paléocène par drainage de la nappe des Sables Infra-Molassiques.

Un bilan des flux a été effectué sur ces deux zones (Figures 3.72 et 3.73) :

Dans la **zone centrale** (Figure 3.72), le bilan des flux est équilibré (volume annuel total entrant = $30,5.10^6 \text{ m}^3$; volume annuel total sortant = $30,6.10^6 \text{ m}^3$). Les pertes verticales vers les formations supérieures représentent 38% du volume total d'eau transitant par ce secteur de l'aquifère du Paléocène ; vers les formations sous-jacentes, elle sont de l'ordre de 9%.

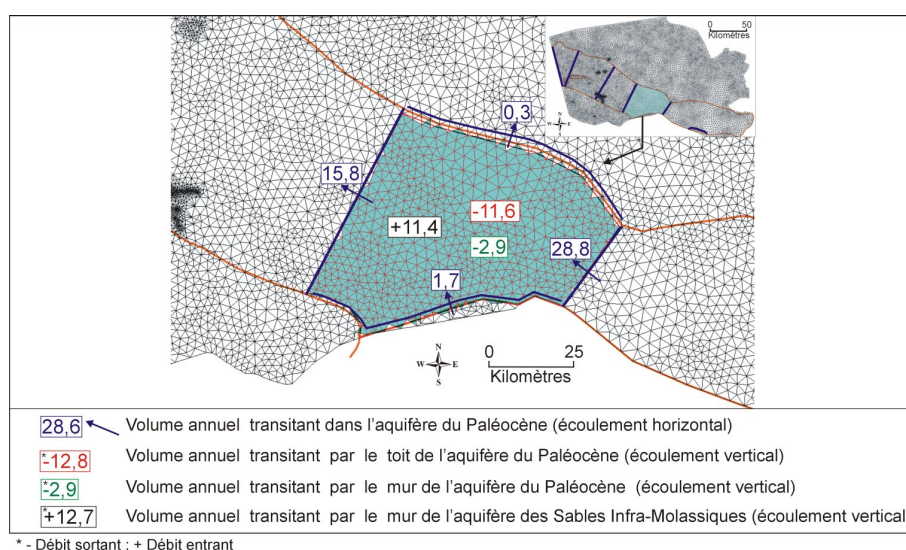


FIG. 3.72 – Bilan des flux au droit de la zone de contact direct entre les aquifères du Paléocène et des Sables Infra-Molassiques ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)

Sur les $11,6.10^6 \text{ m}^3$ d'eau par an qui traversent le toit du Paléocène, la totalité semble atteindre l'aquifère des Sables Infra-Molassique puisque $11,4.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau transite à travers le mur de ce dernier.

Dans le **secteur ouest** (Figure 3.73), le bilan au dernier pas de temps n'est pas équilibré. Le flux entrant est égal à $25,6.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (17% étant issus de l'éponte molassique) pour un flux sortant de $39.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ correspondant pour 80% à une circulation descendante vers l'aquitard sous-jacent. Ce déséquilibre négatif est donc de $13.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ sur la période considérée (dernier pas de temps d'une durée de 10 ans).

Concernant l'aquitard entre les aquifères du Paléocène et des Sables Infra-Molassiques, une quantité importante d'eau transite par ce dernier puisque un total de $47.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau y pénètrent pour $39,1.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ qui en ressortent, soit un gain de $8.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau "emmagasinée".

$22,8.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau, soit presque 60% des volumes sortant, traversent le mur de cet aquitard pour

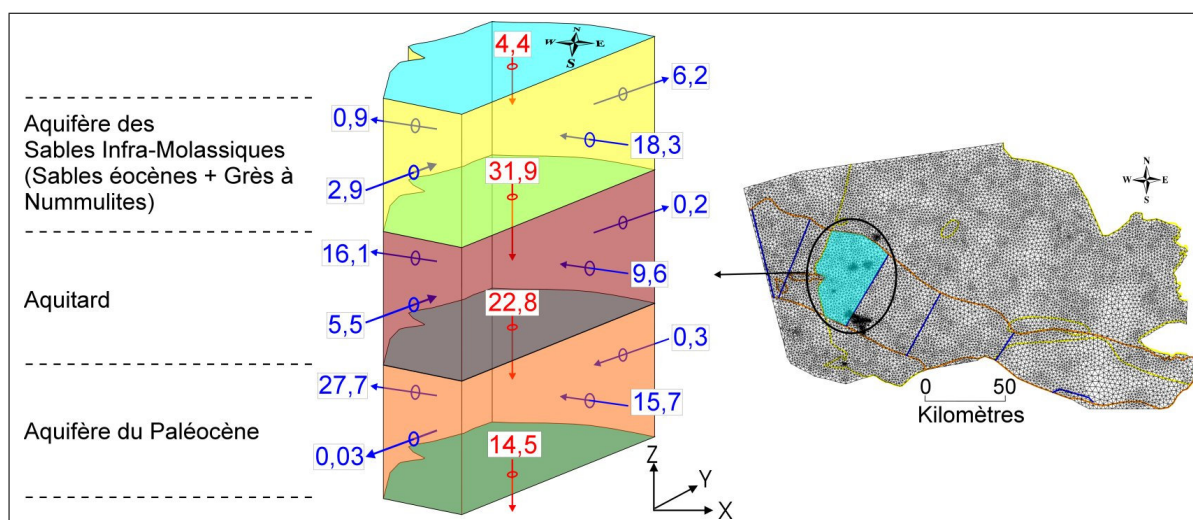


FIG. 3.73 – Bilan des flux sur la zone ouest : aquifères des Sables Infra-Molassiques et du Paléocène ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)

rejoindre l'aquifère Paléocène.

Enfin, l'aquifère Paléocène reçoit environ $39 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau dans cette zone pour une perte de l'ordre de $42 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ dont 35% rejoignent les formations sous-jacentes. Le bilan pour cet aquifère n'est également pas équilibré, la perte étant d'environ $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

Sur l'ensemble de cette zone, le facteur de drainance verticale descendante est prépondérant et permet d'expliquer les apports dans l'aquifère Paléocène.

Il est intéressant de noter les proportions assez importantes dans certaines zones des circulations verticales entre l'éponte molassique et l'aquifère des Sables Infra-Molassiques mais également entre ce dernier et les formations sous-jacentes (en particulier l'aquifère du Paléocène). Ceci montre le fonctionnement complexe de ce système aquifère multicouche.

Les bilans présentés, qui ne sont pas équilibrés, démontrent au final l'état de vidange naturelle de l'ensemble de ce système multicouche à l'actuel.

3.9 En Résumé...

Au final, l'ensemble de la démarche proposée a permis de réaliser des simulations d'évolution sur de longues périodes du système aquifère multicouche sud-aquitain en fonction de contraintes paléoclimatiques passées.

Le calage des conditions liées au régime thermique qui interviennent dans les équations de l'écoulement a été réalisé à partir de l'établissement du régime pseudo-permanent. Ce premier modèle, à l'aide de simulations de tubes de courant, a mis en évidence les échanges préalablement supposés entre les aquifères et la recharge sur l'ensemble du système par l'intermédiaire de phénomènes de drainance verticale descendante à travers l'aquitard supérieur molassique.

La simulation en régime transitoire court avec simulation des stockages de gaz a ensuite permis d'affiner le calage des paramètres hydrodynamiques (emmagasinement principalement). Un des points importants constaté est la nette influence des couches aquitards (molasse en particulier) prises en compte dans le modèle qui, de par leur capacité d'emmagasinement, sont nécessaires pour restituer les variations de pression. Les effets des prélèvements et des stockages ont pu être différenciés. Ainsi, les pulsations des stockages de gaz semblent soutenir le niveau piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques ; les prélèvements faisant chuter inévitablement le niveau des nappes. Sans l'effet des pompages, le niveau piézométrique baisserait de façon naturelle par vidange mais de manière moins prononcée qu'avec les sollicitations anthropiques.

Une fois le modèle calibré, le fonctionnement de l'ensemble du système multicouche sud-aquitain a été étudié sur le long terme.

Dans un premier temps, l'influence des variations eustatiques et notamment de la remontée océanique holocène sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques a été abordée. Compte tenu du faible impact mis en évidence, une simulation détaillée de l'influence des conditions paléoclimatiques sur le fonctionnement hydrodynamique du système a été initiée.

Le fonctionnement global simulé en régime transitoire long confirme la vision conceptuelle développée au chapitre 2.

Le modèle réalisé sur le système aquifère multicouche sud-aquitain réagit ainsi rapidement aux transferts de pression liés aux contraintes paléoclimatologiques. Il n'en est pas de même pour le transfert de masse qui lui est très lent (eaux majoritairement datées entre 15000 et 30000 ¹⁴C B.P.), plus difficile à appréhender du fait des divers échanges se produisant entre les aquifères et/ou les aquitards.

La dernière baisse piézométrique liée à la vidange naturelle des systèmes aquifères qui s'est amorcée après le Petit Age Glaciaire et qui se poursuit permet au final de restituer convenablement un état actuel de la charge piézométrique aux points étudiés.

Ce modèle final permet de valider l'hypothèse des variations sur le long terme des aquifères profonds du sud de l'Aquitaine et de leur régime non stationnaire, ceci en fonction des conditions de recharges liées aux conditions climatiques.

Les différentes zones de faciès géochimiques semblent pouvoir s'expliquer par un compartimentage de cet aquifère révélé par des chemins d'écoulement différents et l'analyse des volumes annuels transitant au sein des aquifères et aquitards modélisés. Alors que dans la zone ouest les eaux restent confinées dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques pour ensuite rejoindre l'aquifère Paléocène, la zone centrale voit l'apport de solutions en provenance de l'aquifère Paléocène. Enfin dans les secteurs est et nord, la forte minéralisation est expliquée par des flux importants de recharge via l'éponte molassique.

L'étude globale du fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et par extension de l'ensemble multicouche sud-aquitain à court et long termes constitue en cela une nouveauté.

Conclusion

Dans le but d'appréhender le comportement hydrogéologique global d'un système aquifère multicouche, l'élaboration d'un outil de modélisation permettant de simuler le fonctionnement sur une très longue durée constitue l'aboutissement d'un processus de synthèse et d'analyse des paramètres géologiques, hydrogéologiques, géochimiques et paléoclimatiques.

Une analyse complète pour une compréhension du fonctionnement du système aquifère multicouche du Sud-Aquitain...

... Basée sur une étude des données existantes ...

Ainsi, la compréhension du fonctionnement du système aquifère multicouche du Sud de l'Aquitaine, et plus particulièrement des Sables Infra-Molassiques, s'est appuyée sur une révision détaillée des conditions géologiques de mise en place des dépôts sédimentaires et des aspects structuraux pour décrire ensuite les aquifères de ce secteur en terme d'extension, de géométrie, de faciès géologique, de paramètres hydrodynamiques, de géochimie des eaux, de prélèvements et d'évolution piézométrique depuis les trente dernières années.

... Pour une proposition de fonctionnement conceptuel ...

A partir de ce cadre s'est mise en place une analyse du fonctionnement global de ce système. Dans un premier temps, cet exercice s'est limité à la ré-interprétation de données isotopiques et de gaz rares en solution. L'étude des âges des eaux (teneurs en radiocarbone) et de la chimie des eaux (minéralisation) a montré que seuls des transferts verticaux pouvaient être à même d'expliquer ces observations ; soit par transfert au droit des zones de contact direct entre aquifères, soit par des phénomènes de drainance verticale au travers les épontes.

La distribution des âges des eaux de la nappe des Sables Infra-Molassiques a mis en évidence une augmentation des fréquences de valeurs autour du Dernier Maximum Glaciaire soit entre 15000 ans B.P. et 35000 ans B.P.. Les analyses effectuées sur les aquifères profonds du sud de l'Aquitaine (tous confondus) montrent également une majorité d'échantillons datée de la fin du Pléistocène et du début et du milieu de l'Holocène.

Les données de paléotempératures, issues des gaz rares en solution et des teneurs en ^{18}O et ^2H avaient déjà permis de confirmer une température d'infiltration dans la zone saturée du sol bien inférieure à la température moyenne actuelle.

L'ensemble de ces données autoriserait à penser qu'une phase importante de recharge a pu se dérouler durant le stade terminal du Pléistocène.

Le choix de construire un scénario d'évolution paléoclimatique local s'est dès lors imposé. Les périodes sur lesquelles notre intérêt s'est porté sont celles de l'Holocène et de la fin du Pléistocène (qui ont vu des variations rapides du climat et la dernière phase de grand froid lors du Dernier Maximum Glaciaire avec un niveau des océans inférieur à 120 mètres par rapport au niveau actuel). L'alternance rapide de phases plus ou moins rigoureuses et humides, et donc de conditions très différentes de celles que l'on connaît actuellement, a dû contribuer à l'alimentation intense et massive des aquifères.

Notre étude a permis de constater la présence régionale potentielle d'un pergélisol au cours du Dernier Maximum Glaciaire, la fonte de celui-ci étant susceptible d'expliquer en partie l'intense phase de recharge.

L'étude hydrogéomorphologique de quelques bassins versants, dont la mise en place s'est faite au quaternaire sous les contraintes climatiques, a montré un climat moyen plus humide que l'actuel et vraisemblablement comparable à celui du sud du Canada et de la Scandinavie actuel lors de la formation du réseau de drainage.

La confrontation de l'ensemble des données paléoclimatiques et des données de recharge sur d'autres grands systèmes aquifères européens (Bassin Parisien, Plaine du Pô en Italie, sud de l'Allemagne ...) nous a permis de proposer un scénario des périodes potentielles d'alimentation de la nappe des Sables Infra-Molassiques et plus généralement du système aquifère sud-aquitain.

Ainsi, deux grandes phases de recharge ont été déterminées : avant et après le Dernier Maximum Glaciaire, cette dernière période étant considérée comme une phase intense de vidange du fait d'un climat plus sec et de la présence potentielle d'un pergélisol inhibant la recharge. Au cours de l'Holocène, une alternance de fluctuations climatiques rapides a pu permettre la recharge, toutefois sans commune mesure avec celles situées autour du Dernier Maximum Glaciaire. Quant à la dernière phase de recharge importante, elle a eu lieu au cours du Petit Age Glaciaire (années 1550-1850).

L'ensemble de ces résultats a mis en évidence la non stabilité des conditions de recharge des aquifères profonds d'extension régionale du sud de l'Aquitaine.

Pour vérifier et apporter une argumentation à cette hypothèse, nous avons recherché des indices susceptibles de montrer l'existence de niveaux plus élevés de la hauteur piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques. Deux éléments de formations ont retenu notre attention : les grès de Coudures (accrétion de grains de quartz par une matrice majoritairement siliceuse secondaire) et des géodes siliceuses d'origine probablement hydrothermale, tous deux localisés dans l'environnement immédiat de la structure d'Audignon.

Les échantillons ont été récoltés à différentes altitudes, à proximité et à des niveaux plus hauts que les émergences actuelles drainant la nappe des Sables Infra-Molassiques par le biais de couches relais ; leurs formations correspondant à notre avis à des phénomènes de silicification intense au droit ou à proximité d'anciennes émergences durant la fin du Quaternaire. La datation a conforté notre vision car des âges holocènes pour les ciments calcitiques des grès de Coudures et du milieu du Pléistocène supérieur pour la géode récoltée ont été reconnus.

Ces formations, prélevées à des altitudes supérieures aux sources actuelles, seraient donc des manifestations de paléo-émergences montrant l'existence d'un régime transitoire de longue période qui affecte la nappe des Sables Infra-Molassiques.

... Et intégré dans un modèle hydrodynamique pour confronter les données

Ce dernier volet est l'aboutissement des précédents grâce à la construction d'un modèle hydrodynamique du Bassin Sud-Aquitain. L'ensemble des données précédentes a montré la nécessité de traiter le système multicouche sud-aquitain selon une vision en trois dimensions, en tenant compte des transferts horizontaux et verticaux entre les différentes couches. Le modèle que nous avons établi intègre l'ensemble des couches (aquifères et aquitards) défini dans le modèle géologique conceptuel. Il comporte onze couches et comprend les aquifères des Sables Infra-Molassiques, du Paléocène et du Crétacé inférieur.

Méthodologie pour une calibration du modèle hydrodynamique ...

Moins un système est contraint, plus le modèle que l'on cherche à en faire peut évoluer dans de multiples directions. Pourtant, la solution est unique pour le système réel alors que le modèle numérique peut souffrir d'un manque de contraintes pour évoluer vers la véritable solution.

Ainsi, pour l'écoulement, différents paramètres sont à même de contraindre le modèle :

- la géométrie des horizons aquifères et aquitards,
- la température régnant au sein du milieu en relation avec la géométrie souterraine (conditions de gisement),
- la conductivité hydraulique induite par ces conditions de gisement,
- la compressibilité du fluide (eau) ainsi que celle des matrices solides (toujours en fonction des conditions de gisement : z, p, θ).

Nous avons donc travaillé à l'élaboration d'un modèle le plus contraint possible en fonction des paramètres connus et de manière hiérarchisée.

Dans un premier temps, la recherche d'une représentation la plus fidèle possible de la géométrie souterraine des différentes couches, selon la connaissance actuelle, a été réalisée. Le modèle y gagne ainsi en représentativité et perd une importante possibilité d'évolution non contrôlée.

La température (θ) est le second paramètre que nous avons identifié pour contraindre le système. En effet, la température influence directement les paramètres thermodynamiques de l'eau (masse volumique, viscosité) et donc les propriétés de l'écoulement. Dans les aquifères profonds, ces variations de température ne sont pas négligeables. Il nous est donc apparu essentiel de connaître précisément la température de gisement au sein des différents horizons afin d'imposer cette caractéristique sur les propriétés de l'écoulement. Ainsi, suite à l'analyse détaillée des données de températures répertoriées sur la zone d'étude, une nouvelle carte du gradient géothermique a été proposée et des cartes de température aux toits des principaux aquifères conçues. A partir de ces nouvelles données, des esquisses piézométriques corrigées des effets de température ont été réalisées et argumentées. Les données de température ont ensuite été incorporées dans le modèle par simulation d'un gradient géothermique. La transmissivité obtenue au final est fonction de la géométrie des différents horizons et de leur conductivité hydraulique en conditions de gisement.

Par rapport aux variables de l'écoulement, seul le coefficient d'emmagasinement spécifique S_S restait à contraindre. Pour ce faire, nous avons utilisé les variations induites par les cycles d'injection et de soutirage des stockages de gaz sur la hauteur piézométrique, la propagation de l'onde de pression générée étant fonction du paramètre de diffusivité. Ainsi, nous avons pu définir le plus rigoureusement possible la diffusivité moyenne du système sur l'aire soumise aux fluctuations liées aux stockages. Ceci nous a permis d'optimiser les valeurs des paramètres hydrodynamiques K et S_S pour au final aboutir à un système contraint.

En franchissant cette dernière étape, nous avons élaboré un outil répondant au mieux aux contraintes du multicouche étudié et ayant satisfait à une démarche rigoureuse de traitement, de hiérarchisation et de validation des données. Cette démarche s'est avérée être opérationnelle pour aborder la problématique de modélisation hydrodynamique d'un système hydrogéologique complexe, pour lequel la géométrie et les conditions de gisement influent directement sur l'état piézométrique global de l'ensemble.

Par ailleurs, nous avons également utilisé les données de la géochimie et de l'isotopie pour contraindre et contrôler l'origine potentielle de l'eau et le mode de recharge qui a pu conduire à l'état actuel observé.

... En pratique

Pour la calibration des paramètres, nous avons préféré la technique par dichotomie plutôt que d'appliquer des méthodes stochastiques. Pour ne pas être influencé pour le calage, les cartes de perméabilités précédemment réalisées [BEICIP (1984)] n'ont pas été exploitées. Cette étape de calage a été effectuée à l'aide d'un modèle en régime pseudo-permanent et d'un modèle en régime transitoire court (quinzaine d'années).

Le modèle pseudo-permanent nous a permis de caler les températures au toit des couches et d'établir une ébauche de la distribution des paramètres de perméabilité.

La calibration des valeurs de perméabilité et du coefficient d'emmagasinement a ensuite été affinée en régime transitoire avec la prise en compte du fonctionnement des stockages de gaz de TIGF. Les valeurs de perméabilité établies dans le modèle transitoire court ont été réinjectées au fur et à mesure dans le modèle pseudo-permanent afin de les valider.

Le calage du paramètre de diffusivité a donc pu être réalisé à partir de la connaissance de quelques valeurs ponctuelles de perméabilité et de coefficient d'emmagasinement spécifique issues d'essais de pompage ainsi que des valeurs limites ($K < 10^{-3} \text{m.s}^{-1}$ et $S_S \geq 10^{-6} \text{m}^{-1}$ sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques).

La méthodologie retenue a donc finalement laissé peu de choix dans la gamme des valeurs de ces paramètres de calibration. Des tests de sensibilité, réalisés dans ce sens, ont montré la faible variance du facteur de diffusivité et également des paramètres K et S_S .

Pour l'aquifère des Sables Infra-Molassiques, les valeurs de perméabilité proposées dans le modèle sont en accord avec celles issues d'essais de pompage, de l'ordre de 10^{-4}m.s^{-1} à 10^{-6}m.s^{-1} . Leur distribution montre un chenal de plus fortes valeurs orienté nord-sud entre les Pyrénées (entre Pau et Tarbes) et

Barbotan comme celui défini par le BEICIP (1984).

Les valeurs proposées pour l'emmagasinement spécifique sont en accord avec celles déterminées par le BEICIP (1984) et par LABAT (1998) entre Lectoure et Dému, c'est-à-dire de l'ordre de 10^{-6}m^{-1} .

Le rôle des formations peu perméables sur le système aquifère multicouche ...

Le calage du modèle à l'aide des fluctuations des stockages a mis en avant le transfert rapide des variations de pression dans l'aquifère des Sables Infra-Molassiques ainsi que l'importance des formations aquitards, notamment de l'épaisse formation molassique, indispensable à un rendu convenable des oscillations liées au cycle d'injection et de soutirage des stockages. Le rôle primordial des couches aquitards dans les transferts de matière et de pression a été mis en évidence malgré des paramètres hydrodynamiques faibles.

... Et l'importance de la prise en compte des conditions de température en profondeur

En régime pseudo-permanent, le bilan réalisé sur l'ensemble des couches du modèle indique qu'environ $1,57.10^8 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau transitent dans le modèle alors que le même modèle sans prise en compte des conditions de température montre un bilan de l'ordre de $1,15.10^8 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Ainsi, l'augmentation en terme de volume annuel d'eau transitant dans le modèle serait de l'ordre de +35% entre un modèle "froid" et un modèle "chaud".

L'exploitation du modèle et les principaux résultats qui en découlent

L'impact des stockages de gaz sur l'évolution piézométrique :

L'exploitation du modèle nous a permis d'apporter quelques réponses intéressantes sur l'impact lié à l'exploitation humaine de ce multicouche et plus particulièrement sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques.

Ainsi, les simulations montrent que les stockages de gaz permettent de soutenir un niveau piézométrique haut, par l'onde de pression exercée par l'injection de gaz, dans la zone ouest et centrale, ou du moins plus haut qu'il ne le serait naturellement. La baisse piézométrique observée actuellement serait le fait essentiellement des prélèvements qui se superposeraient à une vidange naturelle de l'ensemble des nappes profondes du système.

L'influence de la remontée eustatique sur le système aquifère des Sables Infra-Molassiques entre 20000 ans B.P et l'actuel :

Le transfert de pression lié à la remontée eustatique à la fin du Pléistocène/début Holocène a été simulé afin de vérifier un possible impact sur la nappe des Sables Infra-Molassiques. Cette simulation a montré une influence relativement faible de la remontée océanique au cours de cette période sur la surface piézométrique de la nappe des Sables Infra-Molassiques. Ce constat étant fait, nous n'avons pas intégré ce paramètre dans le modèle d'évolution paléoclimatique qui a suivi.

Le modèle transitoire long :

Un modèle final de restitution des variations de recharge en fonction des conditions climatiques a été réalisé puis analysé sur les derniers quarante mille ans. Cette simulation fait état du fonctionnement transitoire de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques et par extension de l'ensemble multicouche sud-aquitain en réponse aux "forçages" paléo-climatiques externes de faible ou forte intensités avec une réponse rapide en terme de transfert de pression vis-à-vis de l'alternance des phases de recharge et de vidange qui en résultent (comme le laissaient présager les résultats sur le transfert de pression lié aux stockages de gaz). Les niveaux de charges hypothétiques maximales au cours de cette période auraient pu atteindre plus d'une quarantaine de mètres par rapport au niveau actuel suite à la recharge importante après le Dernier Maximum Glaciaire.

La dernière phase de recharge au cours du Petit Age Glaciaire (1550 à 1850) et la vidange naturelle qui a suivi pour arriver au niveau actuel (sans prise en compte des prélèvements et des stockages de gaz) ont pu être constatées. C'est le résultat de cette dernière perturbation qui est encore visible sous la forme d'une baisse piézométrique naturelle liée à la vidange des aquifères.

Dans une zone sud-ouest, la recharge de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques proviendrait principalement des affleurements nord-pyrénéens, un faible flux étant cependant issu de la molasse sus-jacente. Dans la zone sud-centre, l'alimentation des Sables Infra-Molassiques se fait notamment par le drainage de la nappe paléocène, ce qui pourrait expliquer le faciès différent par rapport au compartiment sud-ouest. Enfin, dans le secteur est, l'alimentation de la nappe des Sables Infra-Molassiques se fait en grande partie par l'intermédiaire de l'éponte molassique sus-jacente.

Au final, les simulations sur ces modèles ont permis de vérifier :

- l'importance de la recharge au droit ou à proximité des affleurements (en particulier la recharge sous les aquifères alluvionnaires en contact direct avec l'aquifère des Sables Infra-Molassiques le long du front nord pyrénéen dans la zone sud-ouest),
- la recharge par le biais de la molasse dans la partie est,
- la direction des flux entre les différents aquifères dans la zone centrale,
- le transfert de pression rapide dans l'ensemble du multicouche. La réponse en terme de variations de niveau piézométrique en fonction des conditions de recharge ou même en fonction des impulsions engendrées par les stockages de gaz est en effet très rapide contrairement au transfert de masse qui montre une inertie de plusieurs milliers d'années.

Contribution et confrontation avec les résultats de la géochimie :

La géochimie ne permet pas de déterminer réellement la direction des écoulements mais peut valider ou interdire certains de ces cheminements. ANDRE (2002) avait mis en exergue plusieurs caractéristiques de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques par la modélisation géochimique.

L'existence de deux sous-bassins géochimiquement bien distincts (minéralisation et faciès) séparés par la flexure Celtaquitaine avait notamment été mise en évidence :

- une zone "nord et est" moyennement minéralisée,
- une zone sud peu minéralisée, elle-même compartimentée avec un secteur est montrant des processus d'accroissement de la composition chimique par apport d'espèces ou de solutions de sels d'évaporites et un secteur ouest où les échanges ioniques sont rares.

Le modèle hydrodynamique et l'utilisation de la technique du suivi de particules permettent de retrouver les deux compartiments nord et sud, ainsi que les deux secteurs dans cette dernière zone (Figures 3.68A et 74), identifiés par l'étude géochimique (Figures 1.27 et 1.28). Ces résultats permettent de fournir une explication hydrodynamique concernant la différence de minéralisation et de faciès des eaux des Sables Infra-Molassiques.

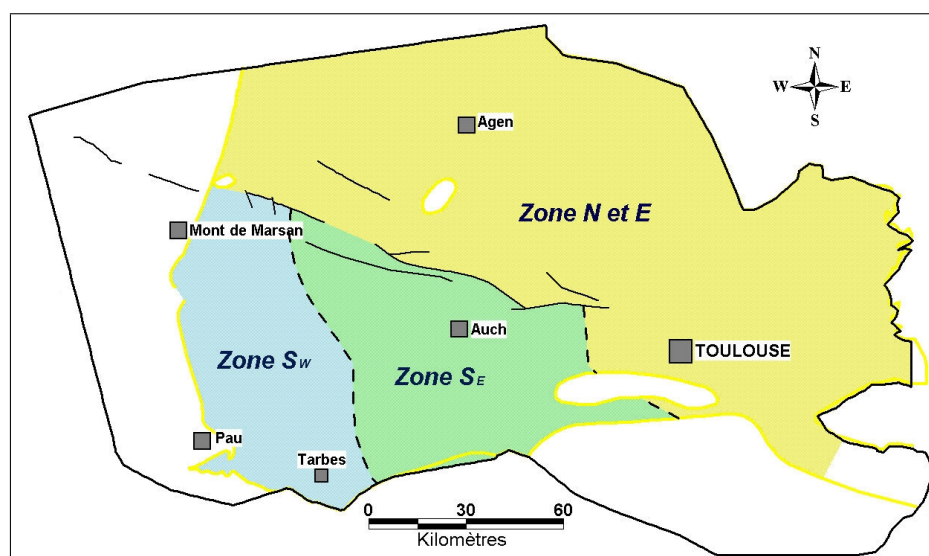


FIG. 74 – Zones d'écoulement définies par le modèle hydrodynamique

Ainsi, les écoulements entre ces deux grandes zones sont pratiquement indépendants, hormis à l'ouest de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques où une partie du flux du sud semble passer au nord. Cette séparation des écoulements permettrait aux deux compartiments de conserver des compositions géochimiques différentes.

Dans le compartiment "nord et est" (Figure 74), l'axe principal d'écoulement, de direction est-ouest, est en accord avec les données géochimiques qui montrent un enrichissement progressif des eaux dans cette direction en terme de minéralisation.

Pour le compartiment S_E (Figure 74), les eaux proviennent principalement de l'aquifère du Paléocène selon un sens d'écoulement est-ouest et atteignent l'aquifère des Sables Infra-Molassiques par le biais de la zone de contact direct entre ces deux réservoirs. La direction d'écoulement s'oriente alors vers le nord. Ce schéma hydrodynamique s'accorde avec les données de la géochimie.

Toujours dans cette zone sud, mais à l'ouest (S_W) (Figure 74), les isotopes du soufre avaient conduit à proposer un écoulement dirigé vers le nord. Le modèle hydrodynamique montre quant à lui un écoule-

Conclusion

ment principal sud-nord excepté dans le secteur le plus septentrional où une partie des eaux est drainée par l'aquifère Paléocène (flux qui s'oriente vers l'ouest) tandis qu'une autre partie continue dans la direction nord.

L'utilisation de marqueurs isochrones combinée à la technique du "particle tracking" a permis de vérifier assez bien les transferts dans la molasse et le temps de transferts dans la partie est de la zone (voir chapitre 3.5.3).

Dans la zone sud, le fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques est beaucoup plus complexe, en particulier dans le secteur S_E du fait des flux importants en provenance de la nappe du Paléocène. Sur cette zone, le flux important en provenance du Paléocène se combine à un flux beaucoup plus faible venant du front nord pyrénéen et de l'éponte molassique (Figure 75).

Ainsi, les flux qui "alimentent" ce secteur des Sables Infra-Molassiques proviennent :

- de l'aquifère du Paléocène et de l'aquitard séparant les deux aquifères quand il est présent (flux vertical) pour 76%,
- de l'éponte molassique (flux vertical) pour 17%,
- du front nord pyrénéen (flux horizontal) pour 7%.

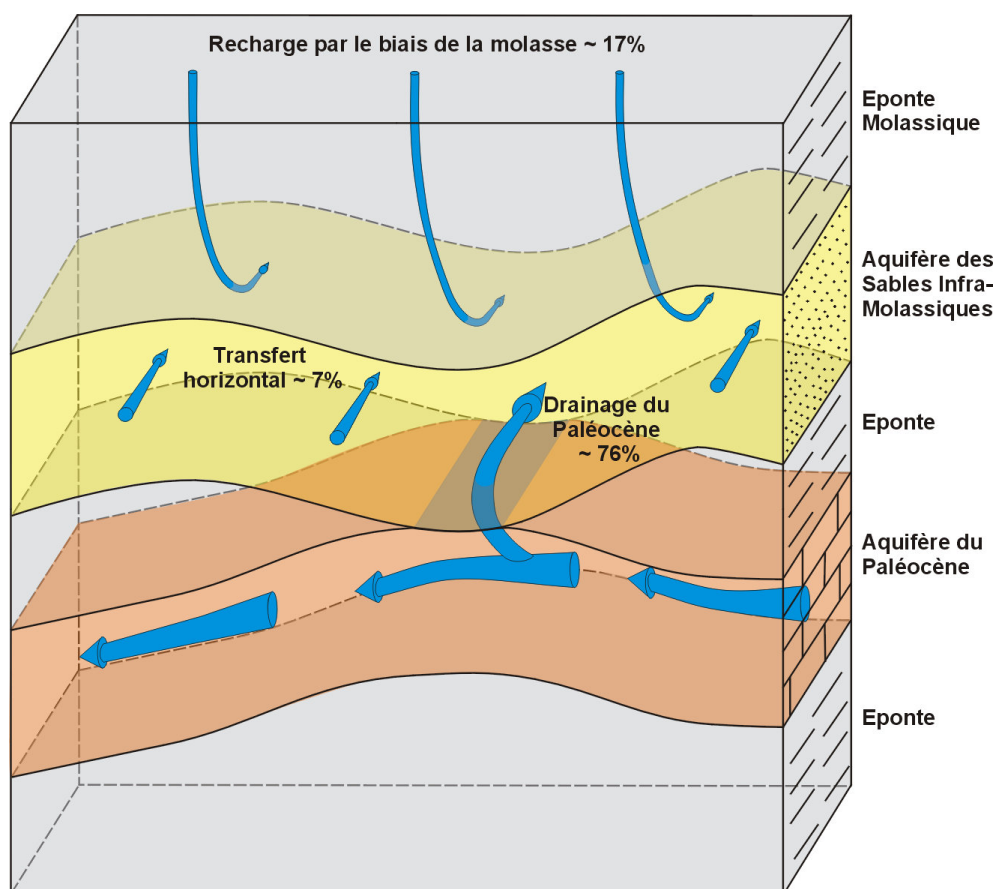


FIG. 75 – Schéma conceptuel 3D du fonctionnement de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques de la zone sud - secteur est

Le modèle hydrogéologique vient en complément du modèle géochimique et permet de mieux comprendre le fonctionnement dans ce secteur. La géochimie avait suggéré l'existence d'échanges dans cette zone pour expliquer la chimie des eaux, mais le modèle hydrogéologique permet de les quantifier et de fournir une explication du fonctionnement.

Quelques exemples de fonctionnement de systèmes aquifères de grands bassins sédimentaires :

Sous des conditions climatiques arides, au nord de l'Afrique notamment, personne ne s'étonne que les grands aquifères ne soient plus rechargés actuellement. Par exemple, la recharge du grand système aquifère nubien au nord-est de l'Afrique a pris place durant les périodes humides passées, l'âge des eaux indiquant que celle-ci s'est déroulée autour de la fin du Pléistocène (avant 2000 ans B.P.) et durant l'Holocène entre 14000 ans B.P. et 4000 ans B.P. [THORWEIHE et HEINL (2002)]. Un modèle numérique a été réalisé ayant pour objectif de montrer l'échelle des temps de réaction vis-à-vis des changements climatiques. Les résultats indiquent que l'équilibre n'est pas encore atteint depuis le dernier créneau de recharge, il y a 4000 ans environ (dernière recharge imposée sur le modèle) [THORWEIHE et HEINL (2002)]. Le temps de réaction de ce système est donc très long et celui-ci n'est donc pas à l'équilibre avec les conditions actuelles.

Pour le Bassin Parisien, *"la charge s'ajuste rapidement aux modifications de ses conditions aux limites dans les aquifères. Les temps de mise à l'équilibre sont en revanche beaucoup plus longs dans les formations les moins perméables, de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années, en fonction de la diffusivité hydraulique"* [JOST (2005)]. Toujours selon le même auteur : *"les stades interglaciaires des derniers cycles climatiques d'une durée de l'ordre de 10 ka sont alors suffisamment courts pour ne pas permettre l'établissement d'un régime permanent. Aujourd'hui, le système n'est donc probablement pas à l'équilibre avec le climat et les conditions de surface actuels et son état transitoire est une conséquence des intervalles glaciaires antérieurs"*.

Le système multicouche sud-aquitain montre une réponse rapide en terme de transfert de pression dans les aquifères puisque la dernière perturbation encore visible sur la nappe des Sables Infra-Molassiques, sous la forme d'une baisse piézométrique naturelle liée à sa vidange, correspond au Petit Age Glaciaire qui s'est terminé il y a environ 150 ans.

Quelles perspectives à ce travail ?

Le régime transitoire actuel a été mis en évidence ainsi que la dernière grande phase de recharge qui s'est déroulée à la suite du Dernier Maximum Glaciaire ; la dernière baisse piézométrique étant liée au Petit Age Glaciaire.

Il est aujourd'hui raisonnable de penser que le comportement de nombreux systèmes aquifères multicouche profonds de grands bassins sédimentaires est fondamentalement dépendant des variations climatiques de forte amplitude sur le long terme et peut ainsi s'approcher de celui du Bassin Sud-Aquitain.

Néanmoins, ce type de modélisation à long terme ne peut être totalement contraint en raison de l'absence

de données quantitatives sur les cycles et les valeurs de recharge passés.

Les données doivent donc être approchées par le biais de disciplines annexes à l'hydrogéologie telles que la géochimie des eaux (isotopes, gaz rares, ...), la géologie (recherche de paléotracés sur le terrain liées aux fluctuations des nappes, ...), la paléoclimatologie (susceptible d'apporter des éléments de réponses quant aux phases d'humidité et de sécheresse et donc de recharge), etc. ... Ainsi, le modèle que nous avons proposé a pu être contraint à l'aide des résultats de ces différentes disciplines.

Quelques pistes pour développer ce modèle :

Une étape supplémentaire dans le calage du modèle pourrait vraisemblablement être franchie en utilisant les paramètres géochimiques et les isotopes (carbone 14, oxygène 18 et deutérium, gaz rares ...) directement au sein du modèle, comme outils de calibration. Ceci nécessiterait une meilleure connaissance des paramètres géochimiques mais également hydrodynamiques, essentiellement sur les aquifères sous-jacents mais aussi sur l'ensemble des épontes et notamment sur l'aquitard molassique.

Le développement plus poussé de la recherche dans les disciplines annexes précédemment citées pourrait permettre de contraindre encore le modèle et de mieux comprendre le fonctionnement des ces aquifères. Voici donc une liste non exhaustive des améliorations qui pourraient être menées en suppléments du travail sur les paramètres géochimiques et isotopiques dans le modèle :

– en hydrogéologie :

✓ une meilleure connaissance de l'aquifère du Crétacé supérieur pourrait permettre de calibrer cette couche, le manque de données nous ayant contraints à ne proposer qu'une valeur moyenne de perméabilité et de coefficient d'emmagasinement pour celle-ci dans le modèle.

✓ l'étude des transferts verticaux à travers la molasse permettrait d'affiner le modèle. Une meilleure connaissance géologique et hydrogéologique de l'éponte molassique aiderait grandement à la compréhension de la recharge de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques par le biais de celle-ci. Des datations le long d'un transect vertical dans molasse pourraient également permettre de déterminer les temps de transit dans cette couche semi-perméable.

✓ l'étude de l'impact des variations eustatiques sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques pourrait être améliorée avec une meilleure connaissance des relations entre l'aquifère du Crétacé supérieur et de l'Océan Atlantique.

– en paléohydrogéologie : la connaissance des variations de la position et de la hauteur des grès de Coudures en fonction du temps permettrait de déduire l'évolution des niveaux d'émergences sur le pourtour de la ride d'Audignon. Ces paléo-émergences pourraient ensuite être prises en compte comme niveau de base dans le modèle et ainsi apporter une approche nouvelle. Ceci nécessiterait de confirmer l'hypothèse émise, de prélever d'autres échantillons le long de cette structure et de les dater.

– en géomorphologie : l'étude et la prise en compte de l'évolution géomorphologique susceptible de faire varier les conditions de recharge et de vidange des aquifères pourraient être envisagées.

– en paléoclimatologie : une incertitude liée à l'évolution de la recharge au cours du temps et donc aux conditions paléoclimatiques demeure. La modélisation à long terme pourrait être améliorée avec une

meilleure prise en compte des fluctuations de la recharge en fonction des conditions paléoclimatiques en faisant appel aux outils de la paléoclimatologie (modèles climatiques par exemple).

- en hydrologie : le réseau hydrographique (lié aux données géomorphologiques) ainsi que son évolution n'a pas été intégré mais pourrait l'être.

Des modèles locaux au droit de singularités hydrogéologiques :

L'extension régionale du modèle fait que celui-ci ne peut résoudre ou expliquer le fonctionnement de points particuliers ; cela nécessiterait l'établissement de modèles locaux, c'est le cas au droit :

- de zones sensibles comme les zones thermales (Barbotan, Castéra-verduzan, Eugénie-les-Bains ...),
- de structures à faible potentiel de renouvellement (Garlin, Eugénie-les-Bains) qui montrent des eaux très âgées,
- de la structure d'Audignon où de nombreuses sources semblent drainer les eaux de la nappes des Sables Infra-Molassiques par le biais d'aquifères relais,
- de la flexure Celtaquitaine au sud de Gondrin où de nombreuses questions restent en suspens concernant les flux y circulant.

Dans l'état actuel, quelques applications pratiques du modèle :

Hormis l'utilisation de ce modèle dans le cadre de simulations classiques pour l'étude de prélèvements, d'une mise en place d'un champ captant, la particularité de la prise en compte des conditions de température directement dans le modèle pourrait être exploitée. Ainsi, dans le cadre de cette étude, aucune analyse sur les transferts de chaleur n'a été effectuée.

De plus, ce modèle ainsi que les données établies (carte du gradient géothermique et de températures au toits des aquifères) pourraient être exploités par exemple :

- pour analyser les anomalies thermiques au droit des structures salifères,
- pour étudier les phénomènes thermiques pouvant se produire au droit de certaines structures, en particulier autour des zones thermales (Barbotan notamment),
- dans le cadre d'étude pour l'utilisation de l'énergie géothermique (potentiels géothermiques, simulation d'injection ou de doublet géothermique et évolution de champs géothermiques hypothétiques sur des zones raffinées). Ce dernier aspect pourrait être une évolution intéressante et appliquée de l'utilisation de ce modèle.

Pour terminer, la contrainte principale pour améliorer la compréhension du fonctionnement de l'ensemble multicouche sud-aquitain et en particulier de l'aquifère des Sables Infra-Molassiques n'est pas d'ordre technique mais nécessite de lourds moyens d'investigation de par la complexité et la profondeur de ce système. Cela réclame également de se détacher de la vision d'un fonctionnement qui n'aurait débuté qu'avec l'exploitation anthropique de ces cents dernières années sur un système hydrodynamiquement stabilisé.

Bibliographie

A

ABRAHAMS A.D., 1972. *Drainage densities and sediment yields in eastern Australia.* Aust. Geographical Studies, 10, pp. 19–41.

ABRAHAMS A.D., 1984. *Channel networks : a geomorphological perspective.* Water Resources Research, 20, pp. 161–188.

ALEZINE T., 1987. *Influences de particularités hydrodynamiques et structurales sur la distribution des températures du sous-sol. Application à deux exemples aquitains.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 234 p.

ALLARD A., 1981. *La nappe du Miocène dans les Landes de Gascogne.* D.U.S.T.G. - Université de Bordeaux 3.

ANDRE L., 2002. *Contribution de la géochimie à la connaissance des écoulements souterrains profonds - Application à l'aquifère des Sables Infra-Molassiques du Bassin Aquitain.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 230 p.

ARMAND B. et SOURISSEAU B., 1990. *Qualité, protection, évaluation et surveillance des ressources en eaux profondes des nappes Nord-Pyrénéennes.* BRGM.

ARMAND C. et CAPDEVILLE J.P., 1992. *L'étude géologique et hydrogéologique régionale autour du site des Landes de Siougos (40).* B.R.G.M., (R 34423 AQI 4S 90).

ASSENS G., DESSENNE J.L., LEDOUX E., MARSILY de G., SAUTY J.P. et VANDENBEUSCH M., 1973. *La méthode des éléments finis appliqués à l'hydrogéologie.* B.R.G.M.

ASTIÉ H., 1964. *Étude hydrogéologique de la nappe du Miocène dans le sud-ouest du bassin d'Aquitaine.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

ASTIÉ H., CHAMAYOU J., HENG B., ALLARD A. et BONNERY H., 1972. *étude géologique et hydrogéologique de l'ensemble Tertiaire - Quaternaire du Sud - Ouest de l'Aquitaine. Deuxième partie : caractéristiques hydrogéologiques et hydrochimiques.* B.R.G.M.

AUROUZE J., SOURISSEAU B. et VOUBE J., 1996. *Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques du département du Lot-et-Garonne.* BRGM - CDGA hydrogéologie Bordeaux I.

B

BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R. et ZINDLER A., 1990. *Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 yr using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals.* Nature, 345, pp. 405–410.

BEA F. et KIEKEN M., 1971. *Les évaporites dans les formations tertiaires de l'Aquitaine méridionale.* Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 5 (2), pp. 399–404.

- BEAR J., 1979.** *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, 567 p.
- BEAR J., TSANG C.F. et MARSILY de G., 1993.** *Flow and contaminant transport in fractured rock*. Harcourt Brace Jovanovich Publishers.
- BEICIP, 1984.** *Modèle géologique de la nappe inframolassique Bassin Aquitain*. Rueil Malmaison, BEICIP, novembre 1984, 2 volumes : 46 p. + 125 p., 15 pl.
- BEICIP, 1987.** *Intéraction de l'exploitation de la nappe inframolassique (Bassin Aquitain)*. Rueil Malmaison : BEICIP, décembre 1987, 2 volumes : 31 p. + figures.
- BEL F. et GUILLEMINOT P., 1993.** *Thermes de Barbotan : Forages Lotus 1 et Lotus 2, rapport de fin de travaux*. BRGM : SGR Mid-Pyrénées, 11 p., 3 annexes.
- BENHAMMOUDA S., RIGAILL M., SCHOEN R., SOURISSEAU B. et TILLOLOY F., 1999.** *Surveillance des systèmes aquifères des Sables Infra-Molassiques et Paléocène en régions Aquitaine et Midi-Pyrénées - Etat des connaissances et suivi piézométrique à fin 1999*. BRGM, 129 p.
- BENSON B.-B. et KRAUSE D.J., 1976.** *Empirical laws for dilute aqueous solutions of nonpolar gases*. Journal of Chemical Physics, 64 (2), pp. 689–709.
- BESBES M., MARSILY De G. et PLAUD M., 1978.** Bilan des eaux souterraines dans le Bassin Aquitain. *Hydrogéologie des grands bassins sédimentaires*, XI, 294–303. Mém. Conf de Budapest, XI, 294–303.
- BEYERLE U., 1999.** *Groundwater Dynamics, Paleoclimate and Noble Gases*. Thèse de doctorat, ETH Zürich, 167 p.
- BICHOT F., PEDRON N. et SEGUIN J.J., 2001.** *Gestion des eaux souterraines en Aquitaine. année 5. Evaluation des ressources. Modélisation des aquifères du Miocène. Calage et simulations*. BRGM.
- BLAVOUX B., DRAY M., FEHRI A., OLIVE P., GRONING M., SONNTAG C., HAUQUIN J.P., PELISSIER G. et POUCHAN P., 1993.** *Paleoclimatic and hydrodynamic approach to the Aquitaine Basin deep aquifer (France) by means of environmental isotopes and noble gases*. Intern. Symp. On App. of Isotope Techn., pp. 293–305.
- BLONDIN E., 1995.** *Les stockages de gaz dans le sous-sol*. Pour la Science, 214, pp. 48–54.
- BOGAART P.W., TUCKER G.E. et DE VRIES J.J., 2003.** *Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes : a numerical simulation study*. Geomorphology, 54 (3-4), pp. 3257–277.
- BOND G., BROECKER W., JOHNSEN S., MCMANUS J. and LABEYRIE L. et JOUZEL J. and BONANI G., 1993.** *Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice*. Nature, 365, pp. 143–147.
- BOULANGER D., 1968.** *Révision du nummulitique de la Chalosse, du Bearn et du Bas-Adour (Landes et Basses-Pyrenees)*. Thèse de doctorat, Université de Paris, 376 P.
- BOURGINE B., CAPDEVILLE J., LACHASSAGNE P., SCHOEN R., SEGUIN J. et SOURISSEAU B., 1997.** *Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne - Concept géologique et hydrogéologique*. BRGM, 157 p.
- BOURGINE B., CAPDEVILLE J., RAZIN P., SOURISSEAU B. et VAIRON J., 1999.** *Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne - Base de données géoréférencées et modèle conceptuel*. BRGM, 91 p.
- B.R.G.M., ELF-RE, ESSO-REP et SNPA, 1974.** *Atlas géologique du Bassin d'Aquitaine*. 27 p.
- BRUNET M.F., 1991.** *Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine : relations avec l'ouverture de l'Atlantique*. Thèse de doctorat, doctorat d'état, Paris, 287 p.

BUISSART H., 1992. *Le Bassin d'Aquitaine - étude des potentialités de « couverture » et de « réservoir » du Crétacé supérieur - Chimisme et piézométrie de l'aquifère.* I.F.P.

BURGER A., RECORDON E., BOVET D., COTTON L. et SAUGY B., 1985. *Thermique des nappes souterraines.* Presses Polytechniques Romandes, 255 p.

BURJACHS F. et ALLUE E., 2003. *Paleoclimatic evolution during the Last Glacial cycle at the NE of the Iberian peninsula.* Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region in the Mediterranean Region, pp. 191–200.

BURNS S.J., FLEITMANN D., MATTER A., KRAMERS J. et AL-SUBBARY A.A., 2003. *Indian Ocean Climate and Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13.* Science, 301 (5638), pp. 1365–1367.

BURNS S.J., FLEITMANN D., MATTER A., KRAMERS J. et AL-SUBBARY A.A., 2004. *Corrections and Clarifications.* Science, 305 (5690), pp. 1567.

C

CAPDEVILLE J.P., 1987. *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin Aquitain entre Lot et Dordogne.* Thèse de doctorat, doctorat d'état, Bordeaux III, 295 p.

CAPDEVILLE J.P., 2000. *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Penne-d'Agenais (879).* Orléans : BRGM, 66 p.

CAPDEVILLE J.P., 2001. *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Valence-d'Agen (903).* Orléans : BRGM, 52 p.

CAPDEVILLE J.P. et TURQ A., 1999. *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Villeneuve-sur-Lot (878).* Orléans : BRGM, 52 p.

CAPDEVILLE J., GINESTE M.C. and TURQ A. et VERGAIN P., 1997. *Carte géologique de la France à 1/50 000 - Hagetmau.* Editions du BRGM, Service géologique national, n° 978.

CASTANY G. et MARGAT J., 1977. *Dictionnaire français d'hydrogéologie.* Editions du BRGM, 248 p.

CAVELIER C., FRIES G., LAGARIGUE J.L. et CAPDEVILLE J.P., 1997. *Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle.* Géologie de la France, 4, pp. 69–79.

CAZAL A., MOUSSIE B. et POUCHAN P., 1980. *Etude méthodologique des relations entre les données de température et le mode de circulation des eaux souterraines.* Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr., 11, pp. 41–53.

CAZAL A., PLAUD M., POUCHAN P. et VOUVE J., 1969. *Esquisse hydrogéologique des nappes profondes de l'Aquitaine orientale.* Journées H. SCHOELLER, pp. 795–807.

CAZAL A. et POUCHAN P., 1977. *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Dax (977) - notice hydrogéologique.* B.R.G.M.

CEREPI A., BARDE J.P. et LABAT N., 2003. *High resolution characterization and integrated study of a reservoir formation : the Danian carbonate platform in the Aquitaine basin (France).* Marine and Petroleum Geology, 20, pp. 1161–1183.

CHALINE J., 1985. *Histoire de l'homme et des climats au quaternaire.* DOIN éditeur Paris, 366 p.

CHARMAN D.J., BLUNDELL A., CHIVERRELL R.C., HENDON D. et LANGDON P.G., 2006. *Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records : stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain.* Quaternary Science Reviews, 25 (3-4), pp. 336–350.

CHERY L., GADALIA A., MAZURIER C. et SOURISSEAU B., 1999. *Ressources thermominérales du Bas-Adour. Grille d'observation de la qualité des eaux. Rapport de synthèse.* BRGM : rapport R 40 675, 83 p.

- CHOQUEL A., 1996.** *Le stockage de gaz naturel.* Revue de l'Institut Français du Pétrole, 51, 5.
- CHORLEY R.J., 1958.** *Climate and morphometry.* Journal of Geology, 65, pp. 628–638.
- CHOW V.T., 1964.** *Handbook of Applied Hydrology :a compendium of water resources technology.* McGraw-hill, pp. 4–52 – 4–54.
- CLARK I. et FRITZ P., 1997.** *Environmental Isotopes in Hydrogeology.* Lewis Publishers, 328 p.
- COUSTAU H., SCHOELLER J., SOURISSE C. et STOJCIC B., 1967.** *Essai sur les aquifères du Tertiaire et du Crétacé supérieur en Aquitaine.* Chroniques d'Hydrogéologie, 12, pp. 127–146.
- CRAIG H., 1961.** *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water.* Science, 133, pp. 1833–1834.
- CRAIG H. et GORDON L., 1965.** *Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere.* In Ed. Tongiorgio, E. Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, Spoleto, pp. 9–130.
- CROUZEL F., 1956.** *Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine.* Tome LIV(248), 264 p., 1pl.
- CROUZEL F. et MEYER R., 1975.** *Encroûtements calcaires dans l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine.* C. R. Somm. S. G. F., pp. 112–114.
- CURNELLE R., DUBOIS P. et SEGUIN J.C., 1980.** *Le Bassin d'Aquitaine : substratum ante-tertiaire et bordures mésozoïques. in itinéraires géologiques Aquitaine - Languedoc - Pyrénées.* Bulletin Centre Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine - mémoire 3, pp. 47–58.

D

- DAGUIN F., 1948.** *L'Aquitaine occidentale.* Paris : Hermann, 232 p.
- DANSGAARD W., 1964.** *Stable isotopes in precipitation.* Tellus, 16, pp. 436–468.
- DARLING W., 2004.** *Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past : a European perspective.* Quaternary Science Reviews, 23, pp. 743–770.
- DAVIS B.A.S., BREWER S., STEVENSON A.C. et GUIOT J., 2003.** *The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data.* Quaternary Science Reviews, 22, pp. 1701–1716.
- DELISLE G., 1998.** *Numerical simulation of permafrost growth and decay.* Journal of Quaternary Science, 13 (4), pp. 325–333.
- DEWONCK S., 2000.** *Géochimie isotopique des gaz rares dans les roches sédimentaires et les eaux souterraines de l'Est du Bassin Parisien.* Thèse de doctorat, INPL, 247 p.
- DIERSCH H.J.G., 2002.** *FEFLOW Reference Manual.*
- DOUEZ O., 2004.** *Note d'avancement du travail de thèse, déc. - Fonctionnement hydrodynamique et géochimique d'un système aquifère : modélisation de la nappe des Sables Infra-Molassiques du Bassin Aquitain -.* Institut EGID, Bordeaux 3, 32 p.
- DOUEZ O., DUPUY A., ATTEIA O. et FRANCESCHI M., 2006a.** *Assessment of deep aquifer complexity by long period numerical path lines.* Advanced FEM Groundwater Modeling - International FEFLOW User Conference - September 10-15, 2006 - Berlin, Germany.
- DOUEZ O., DUPUY A., FRANCESCHI M. et ATTEIA O., 2006b.** *Natural depletion of a large aquifer explained by isotopic, geochemical and hydrodynamic data.* International symposium - Aquifers Systems Management - 30 may-1th june 2006, Dijon, France.

DOUEZ O., FRANCESCHI M., CONDOM M., DUPUY A. et ATTEIA O., 2006c. *Isotopic approach to understand long-term trends of the behaviour of a multilayered deep aquifer system.* Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 03555, 2006 - SRef-ID : 1607-7962/gra/EGU06-A-03555 - (c) European Geosciences Union 2006 - Vienne, Austria.

DRAY M., FERHI A., JUSSERAND C. et OLIVE P., 1997. *Palaeoclimatic indicators deduced from isotopic data in the main French deep aquifers.* *sotope Techniques in the Study of Environmental Change, Proceedings Series.* I.A.E.A.-SM-349/45, pp. 683–692.

DUBREUILH J., 1987. *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du Bassin Aquitain. Passage aux formations palustres, lacustres et marines.* Thèse de doctorat, doctorat d'état, Bordeaux III, 461 p.

DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., FARJANEL G., KARNAY G., PLATEL J.P. et SIMON-COINCON R., 1995. *Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine.* Géologie de la France, 4, pp. 3–26.

DUPOUY-CAMET J., 1952. *Recherches structurales sur les accidents trisaisiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine,* tome XLIX (233). 297 p., 8 planches.

DURAND-DELGA M., 1980. *La chaîne des Pyrénées et son avant-pays Aquitain-Languedocien.* Elf Aquitaine, (3).

E

EGGINTON P.A. et DYKE L.D., 1990. *Apparent hydraulic conductivities associated with thawing, frost-susceptible soils.* Permafrost and Periglacial Processes, 1 (1), pp. 69–77.

ELLIOT M., LABEYRIE L. et DUPLESSY J.C., 2002. *Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka).* Quaternary Science Reviews, 21 (10), pp. 1153–1165.

F

FABRIOL R., LEMORDANT Y., MARCHAL J.P., MAUROUX B., RICARD J. et SIMON B., 1997. *Définition des réseaux de connaissance des eaux souterraines du Bassin Adour-Garonne.* BRGM.

FAIRBANKS R.G., MORTLOCK R.A., CHIU T.C., CAO L., KAPLAN A., GUILDERSON T.P., FAIRBANKS T.W., BLOOM A.L., GROOTES P.M. et NADEAU M.J., 2005. *Radiocarbon calibration curve spanning 10,000 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine Corals.* Quaternary Science Reviews, 24, pp. 1781–1796.

FARGA F., 1989. *Contribution à l'étude de la station thermale d'Eugénie-les-Bains de 1861 à nos jours.* Thèse de doctorat, Paul Sabatier Toulouse, 26 p.

FAUGERE Y., 1970. *Les conditions d'alimentation de la nappe des Sables Sous-Molassiques en Castrais et en Albigeois.* Thèse de doctorat, Bordeaux, 91 p.

FEINBERG H., 1964. *Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'anticlinal d'Audignon (Landes).* Thèse de doctorat, Université de Paris, 123 p., 8 pl.

FENEYROU G., 1989. *La vie des eaux thermo-minérales.* Toulouse, Erés ed., 197 p.

FLEMING K., 2000. *Glacial Rebound and Sea-level Change Constraints on the Greenland Ice Sheet.* Thèse de doctorat, Australian National University.

FLEMING K., JOHNSTON P., ZWARTZ D., YOKOYAMA Y., LAMBECK K. et CHAPPELL J., 1998. *Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites.* Earth and Planetary Science Letters, 163 (1-4), pp. 327–342.

FONTES J.C. et GARNIER J.M., 1979. *Determination of the initial ^{14}C activity of total dissolved carbon : a review of existing models and a new approach.* Water Resources Research, 15, pp. 399–413.

FOUCAULT A. et RAOULT J.P., 2001. *Dictionnaire de Géologie*, 5ème édition. 379 p.

FRENCH H.M., 1976. *The periglacial environment.* London, Longman, 309 p.

G

GARDERE P., 2005. *La formation des Sables Fauves : dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène.* Eclogae Geologicae Helvetiae, 98 (2), pp. 201–217.

GARDINER V., 1982. *The impact of climate on fluvial systems.* Perspectives in Geomorphology - In Sharma, H.S.(Ed.), Vol.II, Concept Publishing Company, New Delhi, pp. 19–40.

GARDINER V., 1983. *Drainage networks and palaeohydrology.* Gregory, K.J. (ed.) Background to Palaeohydrology : a perspective, pp. 257–277.

GELY J.P. et SZTRAKOS K., 2001. *L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin Aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne.* Géologie de la France, 2, pp. 31–57.

GODWIN H., 1962. *Half-life of radiocarbon.* Nature, 195, pp. 984–985.

GREGORY K., 1975. *Drainage networks and climate.* Geomorphology and climate - In Derbyshire, E. (Ed.), Wiley, London, pp. 289–318.

GREGORY K. et GARDINER V., 1975. *Drainage density and climate.* Zeitschrift für Geomorphologie, 19, pp. 287–298.

GROUSSET F., 2003. *Les changements abrupts du climat.* Lettre PIGB-PMRC France - Changement global, 15, pp. 4–8.

GUESSAB D., 1970. *Etude de l'alimentation des aquifères Eocène et Crétacé supérieur par les affleurements des Petites Pyrénées.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 132 p. 5 pl.

GUILLEMIN M. et KRAUSE W., 2000. *Contexte géologique élargi autour des stockages de gaz de Lussagnet et d'Izaute (Aquitaine).* 135 p., 12pl.

GUIOT J., PONS A., DE BEAULIEU J. et REILLE M., 1989. *A 140,000 year continental climate reconstruction from two European pollen records.* Nature, 338, pp. 309–313.

H

HARRISON S.P., YU G. et TARASOV P.E., 1996. *Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia.* Quaternary Research, 45, pp. 138–159.

HART D.J., BRADBURY K.R. et FEINSTEIN D.T., 2006. *The Vertical Hydraulic Conductivity of an Aquitard at Two Spatial Scales.* Ground water, 44 (2), pp. 201–211.

HAUBNER E., 2002. *Le changement climatique et les Alpes.* CIPRA, 12 p.

HEINRICH H., 1988. *Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years.* Quaternary Research, 29, pp. 142–152.

HOLZBECHER E., 1998. *Modelling Density-Driven Flow in Porous Media.* Springer-Verlag, 286 p.

- HORTON R.E., 1932.** *Drainage basin characteristics*. Trans. Am. Geophys Union, 13, pp. 350–361.
- HOSTEINS L., 1982.** *Étude hydrogéologique du réservoir oligocène en Aquitaine occidentale - Gestion et conservation de la ressource de cette nappe dans la région de Bordeaux*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 164 p.
- HOUPEURT A., DELOUVRIER J. et IFLY R., 1965.** *Fonctionnement d'un doublet hydraulique de refroidissement*. Mémoire et travaux de la S.H.F., 1.
- HOUSSE B. et MAGET P., 1977.** *Potentiel géothermique du Bassin d'Aquitaine*. B.R.G.M., Elf Aquitaine (Production), levallois perret, 167 p., 4 ann., 38 pl.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. et TURNBULL J., 2004.** *14C-Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years*. Science, 303 (5655), pp. 202–207.
- HUGHEN K.A., SOUTHON J.R., LEHMAN S.J. et OVERPECK J.T., 2000.** *Synchronous Radiocarbon and Climate Shift During the Last Deglaciation*. Science, 290 (5498), pp. 1951–1954.
- HUIJZER B. et VANDENBERGH J., 1998.** *Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in north-western and Central Europe*. Journal of Quaternary Science, 13 (5), pp. 391–417.
- HUYAKORN P.S. et PINDER G.F., 1983.** *Computational Methods in Subsurface Flow*. Academic Press, New York, 473 p.

I

- IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N., PRELL W.L. et SHACKLETON N.J., 1984.** *The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record*. Milankovitch and Climate, Part 1 (Berger et al.Eds.), pp. 269–305.
- Institut EGID, 1990.** *Surveillance et suivi de deux émergences : Les Eschourdes (commune de Donzacq) et Marseillon (commune d'Audignon) - Synthèse générale*. Université de Bordeaux 3.
- Institut EGID, 1992a.** *Connaissance de l'impact hydrogéologique du stockage de gaz de Siougos : point hydrogéologique actuel*. Université de Bordeaux 3.
- Institut EGID, 1992b.** *Connaissance de l'impact hydrogéologique du stockage de gaz de Siougos : synthèse et interprétation des résultats*. Université de Bordeaux 3.
- Institut EGID, 1999.** *Actualisation des cartes piézométriques régionales du bassin hydrogéologique de l'Adour*. Université de Bordeaux 3.
- ISARIN R., 1997.** *Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas*. Permafrost and periglacial processes, 8, pp. 313–333.

J

- JACOB C.E., 1940.** *On the flow of water in an elastic artesian aquifer*. American Geophysical Union, 21, pp. 574–586.
- JACQUOT M., 1870.** *Description géologique, minéralogique et agronomique du département du Gers*. 158 p.
- JOHNSEN S.J., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N., STEFFENSEN J.P., CLAUSEN H.B., MILLER H., MASSON-DELMOTTE V., SVEINBJORNSDOTTIR A.E. et WHITE J., 2001.** *Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations : Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP*. Journal of Quaternary Science, 16 (4), pp. 299–307.

JOST A., 2005. *Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris.* Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 344 p.

K

KAISER K., 1960. *Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostboden in Mittelund west-europa. eiszeitalter und Gegenwart.* eiszeitalter und Gegenwart, 11, pp. 121–141.

KIEKEN M., 1973. *Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire.* Bulletin de la Société géologique de France, 15 (1), pp. 40–50.

KÖPPEN W.P., 1918. *Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jarhreslauf.* Pettermanns Mitt., 64, pp. 193–203 and pp. 243–248.

KROMER B., FRIEDRICH M., HUGHEN K.A., KAISER F., REMMELE S., SCHAUB M. et TALAMO S., 2004. *Late Glacial 14C-ages from a floating, 1382-ring pine chronology.* Radiocarbon, 46 (3), pp. 1203–1209.

KUHN H., 1969. *La formation infra-molassique dans la région Midi-Pyrénées : Partie Nord (étude structurale et hydrogéologique).* Thèse de doctorat, Université de Paris, 183 p., 26 pl.

L

LABAT N., 1997. *Modèle géologique des stockages de gaz d'Izaute et de Lussagnet.* Elf Exploration Production, 70 p.

LABAT N., 1998. *Rôle de particularités sédimentaires et structurales sur le comportement des sables sous-molassiques soumis aux fluctuations induites par les stockages souterrains de gaz - Application à l'étude de leur influence sur l'hydrodynamisme des émergences locales.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 228 p.

LABEYRIE J., 2006. *Paléoclimats et mécanismes climatiques.* Comptes Rendus Palevol, 5, pp. 27–34.

LACHASSAGNE P., SOURISSEAU B., AMRAOUI N. et IZAC J.L., 1998. *Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne- Synthèse des données et concept hydrogéologique.* BRGM, 179 p.

LACOSTE C., 1984. *La station thermale d'Eugénie-les-Bains de 1861 à nos jours.* Thèse de doctorat, Bordeaux 2, 107 p.

LAVILLE H., TURON J.L., TEXIER J.P., RAYNAL J.P., DELPECH F., PAQUEREAU M.M., PRAT F. et DEBENATH A., 1983. *Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du Golfe de Gascogne au Pleistocène supérieur depuis le dernier interglaciaire.* Actes de colloque AGSO Bordeaux, Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin D'Aquitaine et CNRS Cahiers du Quaternaire, 34, pp. 219–241.

LE FANIC R., 2002. *Approche de simulation hydrogéologique : comportement d'un aquifère avec évolution transitoire d'un stockage de gaz souterrain.* DEA - Université de Paris VI, 43 p., 4 annexes.

LE FANIC R., 2005. *Hydrogéologie d'un système thermal et modélisation couplée hydrodynamique - thermique en vu de la gestion de la ressource : Application au système de Dax - Saint-Paul-lès-Dax.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 285 p.

LE GALLIC H., 1966. *Une étude hydrogéologique de la zone d'alimentation des Sables Inférieurs dans la bordure septentrionale du Bassin d'Aquitaine.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 40 p.

LE MARREC A., ABOVILLE O., DELAHAYE S. et LAGARIGUE J.L., 1995. *France - Aquitaine : Synthèse géodynamique du bassin d'Arzacq et de ses bordures.* Elf Aquitaine (Production)-EP/P/F/EXP - n°95-7RFS, 18 p., 14 fig., 1 pl.

LE PICHON X., BONNIN J. et SIBUET J.C., 1970. *La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne.* C. R. Acad. Sci., 271, pp.1941–1944.

LE TENSORER J.M., 1979. *Recherches sur le Quaternaire du Lot-et-Garonne : stratigraphie, paléoclimatologie et préhistoire paléoclimatique.* Thèse de doctorat, doctorat d'état, Bordeaux 3, 812 p.

LEBRET P., DUPAS A. and CLET M., COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., COURBOULEIX S., GARCIN M., LEVY M. et VAN VLIET-LANOË B., 1994. *Modelling of permafrost thickness during the late glacial stage in france : preliminary results.* Canadian Journal of Earth Sciences, 31 (6), pp. 959–968.

LEDOUX E., 1986. *Modèles mathématiques en Hydrogéologie.* ENSMP, 120 p.

LEFEBVRE R., 1994. *Caractérisation et modélisation numérique du drainage minier acide dans les haldes de stériles.* Thèse de doctorat, Université Laval (Québec - Canada), 375 p.

LEROI-GOURHAN A. et RENAULT-MISKOVSKY J., 1977. *La palynologie appliquée à l'archéologie : méthodes, limites et résultats.* Approche écologique de l'Homme fossile - Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 47, pp. 35–49.

LLAMAS J., 1993. *Hydrologie générale : Principes et Applications.* Gaetan morin éditeur, 527 p.

M

MAARLEVED G.C., 1976. *Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in Netherlands.* Biuletyn Peryglacjalny, 26, pp. 57–78.

MADDUMA BANDARA C., 1974. *Drainage density and effective precipitation.* Journal of Hydrology, 21 (2), pp. 187–190.

MAGET P., 1969. *La formation infra-molassique dans la région Midi-Pyrénées : Partie Sud (étude structurale et hydrogéologique).* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux Paris, 273 p., 19 pl.

MAGNY M., 1998. *Reconstruction of Holocene lake-level changes in the Jura (France) : methods and results.* In : Harrison, S.P., Frenzel, B., Huckried, U., Weiss, M., (Eds.) (Eds.), Palaeohydrology as Reflected in Lake-level Changes as Climatic Evidence for Holocene Times. Pal.aoklimaforschung 25. Akademie der Wissenschaften und Literatur, Mainz, Germany., pp. 67–85.

MAGNY M., BEGEOT C., GUIOT J. et PEYRON O., 2003. *Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases.* Quaternary Science Reviews, 22 (15-17), pp. 1589–1596.

MAGNY M., GUIOT J. et SCHOELLAMMER P., 2001. *Quantitative Reconstruction of Younger Dryas to Mid-Holocene Paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, Using Pollen and Lake-Level Data.* Quaternary Research, 56(2), pp. 170–180.

MANN M.E., 2002. *Little Ice Age.* Encyclopedia of Global Environmental Change, John Wiley and Sons Ltd, London, UK, 1, pp. 504–509.

MARGAT J., 1969. *Remarques sur la signification des surfaces piézométriques des nappes captives.* Chronique d'hydrogéologie - Editions BRGM, 12, pp. 13–17.

MARSAUD B., MANGIN A. et BEL F., 1993. *Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres.* Journal of Hydrology, 144, pp. 85–100.

MARSILY de G., 1981. *Hydrogéologie quantitative.* 215 p.

MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE T.C. et SHACKLETON N.J., 1987. *Age dating and the orbital theory of ice ages : development of a high resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy.* Quaternary Research, 27, pp. 1–29.

MAUROUX B. et DANNEVILLE L., 1996. *Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne- Phase préliminaire : inventaire des prélèvements.* BRGM, 287 p.

MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., STAGER J.C., KARLEN W., MAASCH K.A., L., MEEKER D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN-KREVELD S., HOLMGREN K. LEE-THORP R.J., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R. et STEIG E.J., 2004. *Holocene climate variability.* Quaternary Research, 62, pp. 243–255.

MAZOR E., 1972. *Paleo-temperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters : Jordan Rift Valley, Israel.* Geochim. et Cosmochim. Acta, 36, pp. 1321–1336.

McEWEN T. et DE MARSILY G., 1991. *The potential significance of permafrost to the behaviour of a deep radioactive waste repository.* SKI TR 91 :8, Swedish Nuclear Power Inspectorate.

MELTON M., 1957. *An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology.* Technical Report No.11 - Project NR 389-042 - Office Naval Research, 102 p.

MICHEL F.A. et VAN EVERDINGEN R.O., 1994. *Changes in hydrogeologic regimes in permafrost regions due to climatic change.* Permafrost and Periglacial Processes, 5 (3), pp. 191–195.

MILANKOVITCH M., 1941. *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem.* Royal Serbian Academy.

MILNE G.A., ANTONY A.J. et BASSETT S.E., 2005. *Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America.* Quaternary Science Reviews, 24 (10-11), pp. 1183–1202.

MOAVENI S., 2003. *Finite Element Analysis : Theory and Applications with ANSYS.* Prentice Hall, 822 p.

MOBERG A. and SONECHKIN D.M., HOLMGREN K., DATSENKO M. et KARLÉN W., 2005. *Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data.* Nature, 433, pp. 613–617.

MOREAU C.F., MONJANEL P. et SOURISSEAU B., 1989. *étude de la nappe du Miocène dans le secteur de Mont-de-Marsan et évaluation des potentialités.* B.R.G.M.

MORO S., 1998. *Structure des Landes de Siougos. Puits Gourbera 1. Interprétation des tests en cours de forage réalisés sur les formations de l'Yprésien, du Paléocène et du Crétacé.* Gaz de France.

MORO S., 1999. *Siougos : interprétation de l'essai de moyenne durée de Gourbera 1.* Gaz de France.

MOUILLAC J., BIONDI P., TEMP M.M., CAMEZ J.C. et MARCO R., 1985. *Le Tertiaire des Bassins de Tarbes et d'Arzacq.* Bousens : Société Nationale Elf Aquitaine (Production), Département Exploration Mission France, Décembre (EP/S/MFB/EXP- N86-031R), 35 p.

MULLER S.W., 1943. *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems.* U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, 62, 136 p.

N

NARTET N., 1988. *Département du Gers - stations thermales et sources thermo-minérales.* BRGM, 76 p.

O

OWEN S.J., 1992. *An Implementation of Natural Neighbor Interpolation in Three Dimensions.* Thèse de doctorat, Brigham Young University, 118 p.

P

- PARIZE O., MATHIEU Y. et MONROSE H., 1992.** *Structure des Landes de Siougos - Modélisation géologique et hydrogéologique des formations tertiaires : synthèse régionale du Paléocène à l'Oligocène inférieur - Fiches litho-stratigraphiques des puits analysés.* I.F.P., (40, 291-3).
- PEARSON F.J. et HANSHAW B.B., 1970.** *Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating.* In *Isotope Hydrology 1970*, IAEA Symposium, 129, Mars 1970, Vienne, pp. 271–286.
- PELISSIER-HERMITTE G., 1970.** *Etude de l'alimentation des aquifères éocènes et adjacents Région Béarn-Bigorre.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 97 p.
- PELISSIER-HERMITTE G., FRANCESCHI M., CHERON J. et DUPUY A., 2000.** Contamination azotée d'une nappe captive par drainance d'une nappe libre - Mécanismes et évolution. *Colloque international ESRA.*
- PEREBASKINE V., 1951.** *Une dolomie au milieu de la molasse lacustre de l'Aquitaine.* C. R. Somm. S. G. F., pp. 198–199.
- PEYRON O., BEGEOT C., BREWER S., HEIRI O., MAGNY M., MILLET L., RUFFALDI P., VAN CAMPO E. et YU G., 2005.** *Late-glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids.* Quaternary Research, 64, pp. 197–211.
- PEYRON O., GUIOT J., CHEDDADI R., TARASOV P., REILLE M., DE BEAULIEU J.L., BOTTEMA S. et ANDRIEU V., 1998.** *Climatic reconstruction in Europe for 18,000 YR BP from pollen data.* Quaternary research, 49, pp. 183–196.
- PINDER G.F. et GRAY W.G., 1977.** *Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology.* Academic Press, London, 295 p.
- PLATEL J.P., 1990.** *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Cazaubon (926).* Orléans : BRGM, 66 p.
- PLUMMER L., BEXFIELD L.M., ANDERHOLM S.K., SANFORD W.R. et BUSNEBERG E., 2004 (4).** *Hydrochemical tracers in the middle Rio Grande Basin, USA - 1. Conceptualization of groundwater flow.* Hydrogeology Journal, 12, pp. 359–388.
- POMEROL C., RENARD M. et LAGABRIELLE Y., 2000.** *Éléments de géologie.* Dunod - 12ème édition.
- PONEL P., 1994.** *Les fluctuations climatiques au Pléniglaciaire würmien déduites des assemblages d'Arthropodes fossiles à La Grande Pile (Haute-Saône, France).* Comptes rendus de l'Académie des sciences, 319 (7), pp. 845–852.
- POSER H., 1948.** *Boden - und Klimaverth Ätznisse in Mittel - und Westeuropa während der Würmzeit.* Erdunke, 2, pp. 53–68.
- POUCHAN P., 1979.** *Le gisement hydrothermal de Dax.* Bordeaux Médical, 15 (3), pp. 1009–1010.
- POUCHAN P., 1986.** *Le cadre géologique et hydrogéologique de la source de Marseillon.* Talence : Institut de Géodynamique, 20 p.
- POUCHAN P., CANELLAS J. et NGUYEN BA C., 1991.** *Aspects de l'hydrothermalisme landais.* Journal Français d'Hydrologie, 22 (1), pp. 9–16.
- POUCHAN P. et FRANCESCHI M., 1999.** *Quelques sources de la Chalosse (département des Landes).* Institut EGID, Université de Bordeaux 3.
- POUCHAN P., HUMBERT L. et SOROSTE M., 1985.** *Éléments d'interprétation de l'origine des eaux des réservoirs du Crétacé et de l'Eocène du Sud Aquitain.* Talence : Institut de Géodynamique, 9 p.

PRATVIEL L., 1972. *Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire Ouest-Aquitain pendant l'Oligocène.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

PRENTICE I.C., GUIOT J. et HARRISON S.P., 1992. *Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum.* *Nature*, 360, pp. 658–660.

R

RAOULT Y., 1999. *De nouvelles idées pour de vieilles eaux.* Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie, 119 p.

RAOULT Y., BOULEGUE J., LAUVERJAT J. et OLIVE P., 1997. *Contribution de la géochimie à la compréhension de l'hydrodynamisme de l'aquifère de l'Albien dans le Bassin de Paris.* *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 325 (6), pp. 419–425.

RECHINIAC A., 1962. *Etude sédimentologique des principales formations détritiques du Paléogène aquitain.* Thèse de doctorat, Bordeaux, 69 p., 12 pl.

REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. et WEYHENMEYER C.E., 2004. *Intcal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP.* *Radiocarbon*, 46, pp. 1029–1058.

RENSSEN H. et ISARIN R.F.B., 2001. *The two major warming phases of the last deglaciation at 14.7 and 11.5 ka cal BP in Europe : climate reconstructions and AGCM experiments.* *Global and Planetary Change*, 30, pp. 117–153.

REPELIN J., 1928. *Le Bassin d'Aquitaine à l'époque helvétique : les formations continentales.* 186, pp. 881–883.

ROBERTS N. et WRIGHT H.E., 1993. *Vegetation, lake-level and climatic history of the Near East and Southwest Asia.* Wright H.E. : *Global climates since the last glacial maximum.* University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 194–220.

RODHE R. lien de la figure : http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Post-Glacial_Sea_Level_png.

ROVELLI B., 1992. *Etude régionale des sables aquifères éocènes entre le stockage d'Izaute et Barbotan.* Société nationale Elf Aquitaine (production), 15 p., 2 pl.

ROWE A.M. et CHOU J.C.S., 1970. *Pressure-Volume-Temperature-Concentration relation of aqueous NaCl solutions.* *Journal of Chemical and Enginee*, 15 (1).

ROZANSKI K., ARAGUÁS-ARAGUÁS L. et GONFIANTINI R., 1993. *Isotopic patters in modern global precipitation.* In *Continental Isotope Indicators of Climate - American Geophysical Union monograph.*

RÖTHLISBERGER F., 1986. *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erdre.* Sauerländer, Aarau, 416 p.

S

SANFORD W. R., PLUMMER L. N., McADA D., BEXFIELD L M. et ANDERHOLM S.K., 2004. *Hydrochemical tracers in the middle Rio Grande Basin, USA - 2. Calibration of a groundwater-flow model.* *Hydrogeology Journal*, 12 (4), pp. 389–407.

SCHOEFFLER J., 1973. *Etude structurale des formations molassiques du piémont nord des Pyrénées.* *Revue Institut Français Pétrole*, XXVIII (4), pp. 515–549.

SCHOELLER H., 1941. *Etude sur le sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne.* Bull. de la Carte Géologique de la France et des Topographies Souterraines, 206 (Tome XLIII), 20 p.

SCHOELLER H., 1961. *Les eaux souterraines.* 642 p.

SERRANO O., 2001. *Le Crétacé supérieur - Paléogène du bassin compressif nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour).* Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.

SHACKLETON N.J., 2000. *The 100,000-year Ice-age cycle identified and found to lag temperature, CO₂ and orbital eccentricity.* Science, 289 (5486), pp. 1897–1902.

SHACKLETON N.J., FAIRBANKS H.R.G., CHIU T.C. et PARRENIN F., 2004. *Absolute calibration of the Greenland time scale : implications for Antarctic time scales and for $\delta^{14}C$.* Quaternary Science Reviews, 23, pp. 1513–1522.

SHACKLETON N.J., HALL M.A. et PATE D., 1995. *Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846.* In Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A. and van Andel, T.H. (eds.). Proc. ODP, Sci. - College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138, pp. 689–709.

SIBSON R., 1981. *A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation.* Interpreting Multivariate Data, V. Barnett editor, John Wiley and Sons, New York, pp. 21–36.

SOROSTE M., 1987. *Origine et évolution d'un réservoir carbonaté paléocène Aquitain - Structure des Landes de Siougos -.* Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 265 p.

STRANG G. et FIX G.T., 1973. *An analysis of the finite element method.* Prentice Hall.

STUIVER M., KROMER B., BECKER B. et FERGUSON C., 1986. *Radiocarbon age calibration back to 13,300 years B.P. and the ^{14}C age matching of the German oak and U.S. Bristlecone pine chronologies.* Radiocarbon, 28, pp. 969–979.

STUIVER M. et REIMER P., 1993. *Extended (super ^{14}C) data base and revised CALIB 3.0 (super ^{14}C) C age calibration program.* Radiocarbon, 35, pp.215–230.

SZTRAKOS K., GELY J.P., BLONDEAU A. et MULLER C., 1997. *Le Paléocène et l'Ilerdien (p.p.) du Bassin Sud-Aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle.* Géologie de la France, 4, pp. 27–54.

SZTRAKOS K., GELY J.P., BLONDEAU A. et MULLER C., 1998. *L'Eocène du Bassin Sud-Aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle.* Géologie de la France, 4, pp. 57–105.

T

TAMERS M., 1975. *The validity of radiocarbon dates on groundwater.* Geophysical Survey, 2, pp. 217–239.

TARASOV P.E., PEYRON O., GUIOT J., BREWER S., VOLKOVA V.S., BEZUSKO L.G., DOROFYUK N.I., KVAVADZE E.V., OSIPOVA I.M. et PANOVA N.K., 1999. *Last Glacial Maximum climate of the Former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data.* Climate Dynamics, 15, pp. 227–240.

TEXIER J., 1996. *Présence d'un réseau de grands polygones au sud de l'estuaire de la Gironde (France) : interprétations et implications paléoclimatiques.* Géographie physique et Quaternaire, 50 (1), pp. 103–108.

TEXIER J. et BERTRAN P., 1993. *Données nouvelles sur la présence d'un pergélisol en Aquitaine au cours des Dernières Glaciations.* Permafrost and Periglacial Processes, 4, pp. 183–198.

THIRY M., BERTRAND-AYRAULT M., GRISONI J.C., MENILLET F. et J.-M. S., 1988. *Les Grès de Fontainebleau : silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire.* Bull. Soc. géol. France, 8, pp. 419–430.

THIRY M. et MARECHAL B., 2001. *Development of tightly cemented sandstone lenses within uncemented sand : Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin.* Journal of Sedimentary Research, 71, pp. 473–483.

THOMPSON W.G. et GOLDSTEIN S.L., 2006. *A radiometric calibration of the SPECMAP timescale.* Quaternary Science Reviews, 25, pp. 3207–3215.

THORNTHWAITE W.V., 1931. *The climates of North America according to a new classification.* Geographical review, 21, pp. 633–655.

THORWEIHE U. et HEINL M., 2002. *Groundwater Resources of the Nubian Aquifer System NE-Africa : Synthesis.* Technical University of Berlin, 23 p.

TIEDEMANN R., SARNTHEIN M. et SHACKLETON N.J., 1994. *Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659.* Paleoceanography, 9, pp. 619–638.

TOTH J., 1995. *Hydraulic continuity in large sedimentary basins.* Hydrogeology Journal, 3 (4), pp. 4–16.

U

UNESCO, 1980. *Background papers and supporting data on the International Equation of State Of Seawater 1980.* UNESCO, 194 p.

USGS, 1995. *Ground Water Atlas of the United States : HA 730-K ; Illinois, Indiana, Kentucky, Ohio, Tennessee.* US Geological Survey.

USGS, 1996a. *Ground Water Atlas of the United States : HA 730-E ; Oklahoma, Texas.* US Geological Survey.

USGS, 1996b. *Ground Water Atlas of the United States : HA 730-I ; Montana, North Dakota, South dakota, Wyoming.* US Geological Survey.

V

VALERO-GARCES B., GONZALEZ-SAMPERIZ P., NAVAS A., MACHIN J., DELGADO-HUERTAS A., PENA-MONNE J. L., SANCHO-MARCEN C., STEVENSON T. et DAVIS B., 2004. *Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain).* Quaternary International, 122, pp. 43–55.

VAN ANDEL T.H. et TZEDAKIS P.C., 1996. *Palaeolithic landscapes of Europe and environs : 150,000-25,000 years age : an overview.* Quaternary Science Reviews, 15, pp. 481–500.

VAN HUISSTEDEN K., VANDENBERGHE J. et POLLARD D., 2003. *Palaeotemperature reconstructions of the european permafrost zone during marin oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results.* Journal of quaternary science, 18 (5), pp. 453–464.

VAN VLIET-LANOE B., 1988. *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages.* Thèse de doctorat, Thèse d'Etat. Université de Paris I et Centre de Géomorphologie du CNRS, Editec, Caen, 854 p., 2 vol.

VAN VLIET-LANOE B., 2000. *Extension du pergélisol en Europe au Dernier Maximum Glaciaire (20 ka BP).* Lettre PIGB-PMRC France, 10, pp. 38–43.

VAN WEERT F., VAN GIJSSEL K., LEIJNSE A. et BOULTON G., 1997. *The effects of Pleistocene glaciations on the geohydrological system of Nortwest Europe.* Journal of Hydrology, 195, pp. 137–159.

VASSEUR G., 1982. *Synthèse des résultats de flux géothermique en France.* Ann. Geophys., 38 (2), pp. 189–201.

VATAN A., 1945. *Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine.* Bull. Soc. Géol. Fr., 5 (XV), pp. 657–670.

VELICHKO A.A., 1982. *Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years.* Nauka, Moscou, 2, 156 p.

VIDSTRAND P., 2003. *Surface and subsurface conditions in permafrost areas : a literature review.* Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm, Sweden.

VIGNEAUX M., 1975. *Guides géologiques régionaux : Aquitaine occidentale.* 223 p.

VINCENT C., LE MEUR E., SIX D. et FUNK M., 2005. *Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps.* Geophysical Research Letters, 32 (9), 4 p.

VOELKER A.H.L., GROOTES P.M., NADEAU M.J. et SARNTHEIN M., 2000. *Radiocarbon levels in the Iceland sea from 25-53 kyr and their link to the earth's magnetic field intensity.* Radiocarbon, 42 (3), pp. 437–452.

W

WANG H.F. et ANDERSON M.P., 1982. *Introduction to Groundwater Modeling. Finite Difference and Finite Element Methods.* Freeman, San Francisco, 237 p.

WENINGER B. et JORIS O., 2004. *Glacial Radiocarbon calibration. the CalPal Program.* Radiocarbon and Archaeology. (Higham T., Ramsey C.B and Owen C., Eds.). Oxford University School of Archaeology, pp. 9–15.

WILLIAMS G.P. et GOLD L.W., 1976. *Ground temperatures.* Canadian Building Digest, 180, 4 p.

WINNOCK E., 1974. *Le Bassin d'Aquitaine.* Géologie de la France - Vieux massifs et grands bassins sédimentaires - DEBELMAS J., pp. 259–404.

Y

YU G. et HARRISON S.P., 1995. *Lake status record from Europe : data base documentation.* NOAA Paleoclimatology Publication Series, Report 3, 451 p.

Z

ZIENKIEWICZ O.C., ZHU J.Z. et TAYLOR R.L., 2005. *The Finite Element Method - Its Basis and Fundamentals.* Elsevier, 752 p.

ZUPPI G.M. et SACCHI E., 2004. *Hydrogeology as a climate recorder : Sahara-Sahel (North Africa) and the Pô Plain (Northern Italy).* Global and Planetary change, 40, pp. 79–91.

Annexe A

**Volumes annuels prélevés entre 1995 et
2004 sur l'aquifère des Sables
Infra-Molassiques (données de l'Agence de
l'Eau et du rapport BRGM RP-50322
[BENHAMMOUDA et *al.* (1999)])**

Annexe A : Volumes annuels prélevés entre 1995 et 2004 sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (données de l'Agence de l'Eau et du rapport BRGM RP-50322 [BENHAMMOUDA et al. (1999)])

Dep	31	31	32	32	32	32	32	32
n°BSS	0983-8X-0203	0983-8X-0421	0926-8X-0059	0926-8X-0061	0926-8X-0062	0926-8X-0063	0928-7X-0023	0952-6X-0210
Nom	Blagnac Piscine	Blagnac Geoth.	Barbotan 102	Barbotan 103	Barbotan Lot. 1	Barbotan Lot. 2	Lectoure	Lussagnet 57
Utilisation	GEOTHER.	GEOTHER.	THERM.	THERM.	THERM.	THERM.	THERM.	INDUS
1982								
1983								
1984								
1985								
1986								
1987								
1988								
1989								
1990								
1991								
1992								
1993								
1994							263000	
1995	87600	309600	281000	396000	162000	180000	263000	4462
1996	87600	251500	19400	521300	140400	168900	216000	53232
1997	87600	358655	117223	329290	121776	93330	144400	33522
1998	87600	358667	470361	7317	64812	174081	194400	30975
1999	87600	336000		540391	109289	186869	58440	31333
2000	87 600	282 511			394189	394189		16259
2001	87 600	192 489			454923	454923		48034
2002	87 600	351 911	390876	390876	390876	390876		39558
2003	55 920	341 289	386310	386310	386310	386310		60282
2004	14 373	375 250	392365	392365	392365	392365		18249

Dep	32	32	32	32	32	32	32	32
n°BSS	0952-8X-0002	0952-8X-0019	0952-8X-0026	0952-8X-0063	0953-3X-0016	0953-6X-0008	0954-5X-0007	0954-5X-0017
Nom	Nogaro 1	Izaute 2	Estalens	Nogaro 2	Gondrin	Demu	Coulon	Cast.-Verd.
Utilisation		INDUS	AEP		AEP	AEP	AEP	AEP
1982								
1983								
1984								
1985								
1986								
1987								
1988								
1989								
1990								
1991					300000			
1992					468000	0		
1993					468000	61500		
1994					489000	180000		
1995		15000	319100		282000	181000		95000
1996	12000			532700	654900	185800		113700
1997				351367	625926	183400		92416
1998				547297	626257	190392		109062
1999				687290	602601	194064		107228
2000			364 188		600 000	178324	135 191	
2001			421 498			266130	168 318	
2002			465 601			265040	182 114	
2003			351 660			263777	113 768	
2004			642 984			257495	100 604	

Annexe A : Volumes annuels prélevés entre 1995 et 2004 sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (données de l'Agence de l'Eau et du rapport BRGM RP-50322 [BENHAMMOUDA et al. (1999)])

Dep	32	32	32	40	40	40	40	40
n°BSS	0954-5X-0018	1007-1X-0012		0978-4X-0010	0978-4X-0024	0978-8X-0004	0978-8X-0011	0978-8X-0014
Nom	Plehaut	Lam.-Tursan F1	Gondrin	Castel.-Tursan 3	Eug.-les-bains	Geaune 2	Geaune 3	Pecorade 101
Utilisation	AEP	AEP	AEP		INDUS	AEP	AEP	INDUS
1982						2520800		
1983						2736100		
1984						2789200		
1985						206004	2812911	
1986		271560				1565623	1330000	
1987		314300				2507600	0	365720
1988		210000				2634900	0	246752
1989						2262000	0	194085
1990						2223600	2223600	110280
1991		60000				2100100	485712	130939
1992		243000				1935500	794624	166294
1993		243000				1888600	509800	183073
1994		193000				212271	570345	179255
1995		324000				1053426	215641	98189
1996		275400		1000		610365	1095644	77871
1997	236831	275400		1000		1213200	1247730	18144
1998	703770	275400				1528175	686654	1015
1999	729190	275400				1257347	877958	1250
2000	757450		610 978		23220	1 339 510	1 084 375	
2001	758546		564 498		20959	751 836	1 972 997	
2002	737184		574 641		24012	679 013	1 738 615	
2003	782040		573 063		26913	1 252 207	1 550 950	
2004	746890		531 686		26578	1 264 244	1 108 311	

Dep	40	40	64	64	64	64	64	64
n°BSS	0978-8X-0015	0979-5X-0219	1005-2X-0006	1005-2X-0037	1005-3X-0002	1005-7X-0003	1030-6X-0033	1030-6X-0034
Nom	Bats Urgons	Geaune 4	Garlin Buros F1	Lalongue	Lespielle 1	Lespielle 2	Bordes F2	Bordes F3
Utilisation	IRRIG.	AEP	AEP	AEP	IRRIG.	IRRIG.	AEP	AEP
1982					609140	244140		
1983			51223		294880	51220		
1984			52000		327750	77896		
1985			78230		224296	133094		
1986			114316		187651	141441	1342687	1228071
1987			159187		261300	182728	211455	696602
1988	617870		173029		178650	173000	205933	674531
1989	1172639		169786		395200	66640	4800062	809294
1990	1289530		178310		400000	70000	799356	441806
1991	725464		275122		320000	140000	555308	851435
1992	96123	187697	319518		61000	18450	648930	1040848
1993	368490	588962	304357		250650	108500	1210000	852777
1994	1142079	423401	309027		901684	374200	1042763	1306612
1995	434257	327719	306617		245000	738500	772506	1280867
1996	705074	1345319	264824		217590	120884	690054	1359251
1997	86500	706923	270683		13600		802388	1444495
1998	141791	913797	266764		155112		584989	1177455
1999	460628	1069752	287387		51688	43940	681983	1276010
2000		892 047	315 767				778 046	778 046
2001		741 335	350 576				792 054	792 054
2002		830 228	320 632				743 953	743 953
2003	108800	703 627	329 660				789 043	789 043
2004	84480	1 263 092	261 492	71 600			770 591	770 591

Annexe A : Volumes annuels prélevés entre 1995 et 2004 sur l'aquifère des Sables Infra-Molassiques (données de l'Agence de l'Eau et du rapport BRGM RP-50322 [BENHAMMOUDA et al. (1999)])

Dep	64	64	81	81	81	81	81	81
n°BSS	1030-6X-0035	1030-6X-0036	0958-6X-0008	0958-7X-0001	0958-7X-0001	0985-7X-0104	1012-1X-0013	1012-2X-0042
Nom	Bordes F4	Bordes F1	Graulhet Usine	Graulhet F1	Weishardt	Lalbarede	Naves	Garenne
Utilisation	AEP	AEP	INDUS	INDUS	INDUS	AEP	AEP	PARTIC.
1982								
1983								
1984								
1985								
1986	90030	245586						
1987	641466	123255						
1988	815732	198512						
1989	434641	290600						
1990	744532	359086						
1991	1097647	118182						
1992	314419	280941						
1993	543363	285073						
1994	1098352	117970						
1995	963785	60767	4500	421400		137400	135200	365
1996	790293		4000	454500		142000	120700	
1997	1050292		4500	448533		149220	132183	
1998	756253	119213	5866	458166		153730	92739	
1999	755660	410114	10500	489773		152994	37963	
2000	778 046	778 046		494267	494267			
2001	792 054	792 054		496144	496144			
2002	743 953	743 953		461355	461355	116 030		
2003	789 043	789 043		463574	463574	127 686		
2004	770 591	770 591		502485	502485	55 779		

Dep	81	81	81	81	82
n°BSS	1012-2X-0043	1012-2X-0044	1012-2X-0046		0930-8X-0030
Nom	Auriol Nf	Auriol Vx	Gd Lardicou	Gélatines	Mont. Lait F2
Utilisation	PARTIC.	PARTIC.	PARTIC.	INDUS	INDUS
1982					
1983					
1984					
1985					
1986					
1987					
1988					
1989					
1990					
1991					
1992					
1993					
1994					
1995	365	365	365		210240
1996					
1997					
1998					
1999					
2000				494267	
2001				496144	
2002				461355	
2003				463574	
2004				502485	

Annexe B

Les isotopes du carbone et l'âge des eaux souterraines

La méthode par carbone-14 ou radiocarbone (^{14}C), développée par Willard Frank Libby au début des années 1950, est la méthode de datation la plus couramment utilisée pour les eaux assez anciennes (moins de 40000 ans). C'est dans la haute atmosphère, entre 7000 mètres et 12000 mètres que la production de radiocarbone a lieu. Contenu dans le dioxyde de carbone atmosphérique, il est dissout par les eaux météoriques qui viennent alimenter les aquifères.

Cette méthode de datation est liée à la désintégration du ^{14}C (émetteur β) qui obéit à une loi de décroissance exponentielle caractérisée par sa période de demi-vie. Selon des accords internationaux de la communauté scientifique, la période de demi-vie de 5568 ans, mise en évidence par Libby, est généralement employée pour ce type de datation. En hydrogéologie, l'usage veut que la "vraie" période de demi-vie, prise à 5730 ± 40 ans, [GODWIN (1962)] soit utilisée.

Ainsi, la mesure de l'âge est déduite du rapport $^{14}\text{C}/C_{total}$ à l'aide de la formule de décroissance exponentielle radioactive suivante :

$$A_t^{14}\text{C} = A_0^{14}\text{C} \cdot e^{-\lambda t} \quad (\text{B.1})$$

avec :

$A_t^{14}\text{C}$ = activité ^{14}C de l'échantillon,

$A_0^{14}\text{C}$ = activité carbone de référence,

λ = constante de désintégration avec $\lambda = \text{Ln}2/t_{1/2}$ et $t_{1/2} = 5730$ ans.

Ce qui donne :

$$t = -8267 \cdot \text{Ln}\left(\frac{A_t^{14}\text{C}}{A_0^{14}\text{C}}\right) \quad (\text{B.2})$$

Dans les aquifères, les eaux souterraines sont susceptibles de voir leur teneur en radiocarbone varier selon les réactions géochimiques qui peuvent s'y produire. Les réactions les plus courantes sont la dissolution de calcite, de dolomie ou de gypse, les échanges d'ions ou la diffusion du radiocarbone dans la matrice

aquifère, l'oxydation de matière organique, ...

C'est pourquoi un facteur de dilution "q" a été intégré dans les équations précédentes :

$$A_t^{14}C = q \cdot A_0^{14}C \cdot e^{-\lambda t} \quad (\text{B.3})$$

et

$$t = -8267 \cdot \text{Ln}\left(\frac{A_t^{14}C}{q \cdot A_0^{14}C}\right) \quad (\text{B.4})$$

Différents modèles permettent d'estimer ce facteur "q". C'est le cas de l'équation de TAMERS (1975), du modèle de FONTES et GARNIER (1979) ou de celui de PEARSON et HANSHAW (1970).

Par exemple, pour ce dernier modèle, la méthode repose sur l'abondance du ^{13}C . Le ^{13}C est un bon traceur de l'évolution du carbone organique dissout (CID) dans les eaux souterraines (dans des systèmes ouverts et fermés) [CLARK et FRITZ (1997)].

La teneur en ^{13}C tout comme celle en ^{14}C est affectée par les processus qui enlèvent ou échangent du carbone.

Le facteur q s'écrit alors :

$$q = \frac{\delta^{13}C_{CID} - \delta^{13}C_{carbonates}}{\delta^{13}C_{sol} - \delta^{13}C_{carbonates}} \quad (\text{B.5})$$

avec :

$\delta^{13}C_{CID}$ = teneur en ^{13}C mesurée dans les eaux souterraines,

$\delta^{13}C_{sol}$ = $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 dans le sol (habituellement proche de -23‰),

$\delta^{13}C_{carbonates}$ = $\delta^{13}\text{C}$ de la matrice carbonatée (habituellement proche de 0‰).

La datation par la méthode du radiocarbone repose sur l'hypothèse que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est resté constant durant les 40000 dernières années. Or ceci n'est pas exact, l'activité ^{14}C du CO_2 atmosphérique a varié dans le passé [STUIVER et al. (1986) ; BARD et al. (1990) ; STUIVER et REIMER (1993)], c'est pourquoi il est nécessaire, dans certains cas, de "calibrer" l'âge, c'est-à-dire de corriger l'âge en fonction de ces variations. Pour ce faire, l'utilisation de courbes ou de programmes de calibration est nécessaire. La courbe actuelle de calibration utilisée, IntCal04 [REIMER et al. (2004)], permet la datation jusqu'à 26000 ans calibrés. Pour des âges supérieurs, la courbe la plus employée est CalPal_SFCP_2005 (Figure B.1) de l'Université de Cologne (Weninger B., Jöris O. et Danzeglocke U.) ; elle permet la calibration des âges jusqu'à 50000 ans environ. Cette courbe est issue de la compilation de résultats de différentes études [BURNS et al. (2003) ; BURNS et al. (2004) ; FAIRBANKS et al. (2005) ; HUGHEN et al. (2000) ; HUGHEN et al. (2004) ; KROMER et al. (2004) ; REIMER et al. (2004) ; SHACKLETON et al. (2004) ; VOELKER et al. (2000)]. Elle peut être utilisée avec le programme de calibration des âges radiocarboniques de l'Université de Cologne (Allemagne) CalPal [WENINGER et JORIS (2004)].

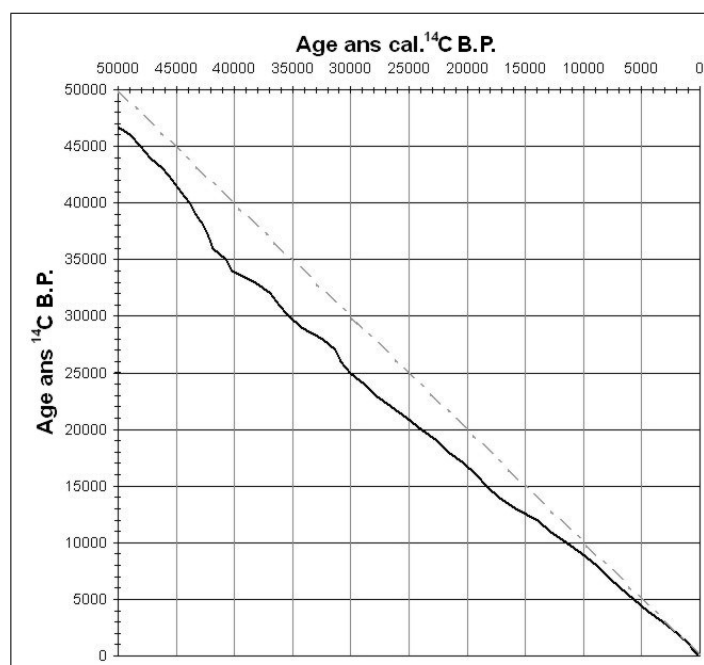


FIG. B.1 – Courbe de calibration des âges radiocarboniques CalPal_SFCP_2005

Différentes terminologies permettent d'exprimer l'âge d'un échantillon par datation au ^{14}C , les principales étant les suivantes :

- 20000 ans ^{14}C B.P. (Before Present) = âge obtenu par la méthode du ^{14}C . C'est donc l'âge radiocarbonique, B.P. correspond à l'année de référence 1950.
- 24000 ans cal. ^{14}C B.P. = âge radiocarbonique calibré (ou calendaire) corrigé des variations du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. L'âge radiocarbonique précédemment donné à 20000 ans ^{14}C B.P., une fois calibré à l'aide de la courbe IntCal04, donnerait un âge "vrai" de 24000 ans avant l'année de référence 1950.
- 24000 ans cal. B.P. = âge calibré dont la méthode de datation n'est ici pas précisée, l'année de référence étant 1950.
- 18000 ans B.C. (Before Christ) = âge décompté avant l'année 0.
- 1250 A.D. (Anno Domini) = âge décompté après l'année 0, c'est-à-dire ici l'année 1250.

La calibration des échantillons impose d'utiliser la période de demi-vie "officielle" de 5568 ans. Cette calibration en âge calendaire étant très peu utilisée en hydrogéologie, l'habitude a été prise de prendre la période de demi-vie égale à 5730 ans.

Néanmoins, il semble intéressant d'utiliser la période de demi-vie "officielle" afin de procéder à la correction en âge calibré, cette conversion pouvant fournir probablement des évaluations plus précises des temps de séjour "réels" des eaux et ainsi améliorer les calages de modèle d'écoulement [PLUMMER et al. (2004 (4)); SANFORD et al. (2004)].

Annexe C

Âges des eaux des nappes profondes en Aquitaine

Annexe C : Ages des eaux des nappes profondes en Aquitaine

DEP	COMMUNE	NOM	AQUIFÈRE	AGE ANS CAL. ¹⁴ C B.P.
40	DONZACQ	SOURCE DES ESCHOURDES	Eocène	210±140
40	POUILLON	SOURCE BIDAS	Eocène	940±120
40	DONZACQ	F1 TUILERIE	Eocène	1580±90
33	BERSON	FORAGE AEP	Eocène	1930±70
33	ETAULIERS	FORAGE AEP	Eocène	3660±140
33	BORDEAUX	AMBES - BEAUREGARD	Eocène	6160±100
40	MONFORT EN CHALOSSE	F2 M. CASTAING	Eocène	7770±150
40	NOUSSE	BOIS DE NOUSSE	Eocène	12980±450
33	HAUX		Eocène	13280±1060
40	BASTENNES	SOURCE ARRIMBLAR	Eocène	17380±100
33	BORDEAUX	BOURBON	Eocène	19180±180
33	BAURECH		Eocène	28150±850
33	BORDEAUX	BEGLES 1	Eocène	29720±550
33	LUDON MEDOC		Eocène	30280±630
33	LA PIAN MEDOC	LA PIAN MEDOC N°1	Eocène	30560± -
33	AYGUEMORTE LES GRAVES		Eocène	33710±1900
33	SAINT MACAIRE		Eocène	35310± -
33	TARGON		Eocène	35530±3470
33	BORDEAUX	LE BOUSCAT - BARBUSSE	Eocène	35800± -
33	MACAU		Eocène	36200± -
33	BORDEAUX	BRUGES - LAGRANGE	Eocène	36300± -
33	BORDEAUX	AMELIN	Eocène	36380± -
33	CAUDROT		Eocène	36630± -
33	LA REOLE		Eocène	36630± -
33	BORDEAUX	EYSINES - MOULIN NOIR	Eocène	36740± -
33	CREON		Eocène	36790±2450
33	BORDEAUX	LE TREMBLAY	Eocène	36840± -
33	BORDEAUX	CENON - LA MAREGUE	Eocène	38040± -
33	BORDEAUX	BEGLES 3	Eocène	39520±1570
33	BORDEAUX	LANDOT	Eocène	39950± -
33	BORDEAUX	FLOIRAC - PASTEUR	Eocène	40670± -
33	BORDEAUX	BELLEFOND	Eocène	42770± -
33	LANGON		Eocène	42840± -
40	GAMARDE	SOURCE VIEUX BUCURRON	Eocène-Paléocène	160±100
40	FARGUES	FORAGE PERNAT	Eocène-Paléocène	610±40
40	SAINT AUBIN	SOURCE DE PEYRADERE	Eocène-Paléocène	780±100
40	MONSOUÉ	CUMA MONTGAILLARD	Eocène-Paléocène	1080±120
40	SAINT LOUBOUER	LAMAISON	Eocène-Paléocène	7180±470

Annexe C : Ages des eaux des nappes profondes en Aquitaine

DEP	COMMUNE	NOM	AQUIFÈRE	AGE ANS CAL. ¹⁴ C B.P.
40	GOUSSE	SOURCES DE GOUSSE	Paléocène	630±50
40	CASSEN	FORAGE SUDOU	Paléocène	730±50
40	MEILHAN	LS3	Paléocène	1280±140
40	BUANES	FORAGE LA VIOLETTE	Paléocène	3310±80
40	MONT DE MARSAN	GMM1	Paléocène	4910±1340
40	LOUER	F1 LAVIGNE	Paléocène	6940±180
40	PRECHACQ	MONTAIGNE 1	Paléocène	8160±740
40	PRECHACQ	TROU MADAME	Paléocène	8730±5720
40	SAINT PAUL LES DAX	FORAGE SEBASTOPOL	Paléocène	9740±1290
40	MEILHAN	LS8	Paléocène	14320±2190
32	EUGENIE LES BAINS	MOULIN DE BOUGNERES	Paléocène	14410±1620
64	LASSEPPE	LANNECAUBE	Paléocène	18470±660
40	TOULOUZETTE	TLZ1	Paléocène	21390±770
40	MEILHAN	LS1	Paléocène	24100±4360
40	HAGETMAU	FORAGE F3 STADE	Paléocène	24190±3260
32	IZAUTE	IZA 101	Paléocène	34620±4150
17	MONTPELLIER DE MEDILLAN	GRANFONT FI FORAGE	Crétacé supérieur	430±80
40	TERCIS LES BAINS	LA BAGNERE 1	Crétacé supérieur	1950±40
40	SAUBUSSSE	HOURAT F3	Crétacé supérieur	2150±180
40	BELUS	LA CAOUTERE	Crétacé supérieur	2450±130
40	BETBEZER	PIEZOMETRE	Crétacé supérieur	2460±120
40	DAX	FONTAINE CHAUDE	Crétacé supérieur	2460±120
17	MIRAMBEAU	FONTBOUILLON F1	Crétacé supérieur	2530±130
40	DAX	BOULOGNE 2	Crétacé supérieur	2800±50
40	SAUBUSSSE	RAJA F4	Crétacé supérieur	3060±90
40	DAX	PLACE DE LA COURSE	Crétacé supérieur	3430±70
40	TERCIS LES BAINS	LA BAGNERE 2	Crétacé supérieur	6170±210
17	SABLONCEAUX	LE PONT F1	Crétacé supérieur	6490±110
40	DAX	GDX1	Crétacé supérieur	8290±70
33	BORDEAUX	PESSAC-SAIGE (GBdx3)	Crétacé supérieur	10260±200
17	DOLUS	LE RIVEAU F2	Crétacé supérieur	11220±180
17	GEMOZAC	BERNESSARD F1	Crétacé supérieur	12410±260
33	BORDEAUX	MERIADECK (GBdx1)	Crétacé supérieur	12430±240
17	SALIGNAC DE MIRAMBEAU	LE TAILLEDIS F1	Crétacé supérieur	12900±170
33	BORDEAUX	MERIGNAC BA 106	Crétacé supérieur	14750±270
17	SAUJON	STATION THERMALE	Crétacé supérieur	18860±370
17	PONS	FONTDURANT	Crétacé supérieur	22540±500
17	MONTENDRE		Crétacé supérieur	29820±990
17	SOMERAS		Crétacé supérieur	35320±2560

Annexe D

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène

L'oxygène-18 et le deutérium sont les isotopes stables de la molécule d'eau et sont donc régulièrement utilisés comme traceurs.

La composition en ^{18}O et ^2H acquise par l'eau des aquifères est dépendante des divers transferts entre les différents compartiments du cycle hydrologique, de la phase vapeur à la surface des océans jusqu'à l'arrivée condensée dans la zone saturée du sol. La composition originelle des masses d'air en isotopes lourds est dépendante de la température (thermodépendance) et de ces sources de masses d'air (océans).

Par convention, la composition isotopique en deutérium et en oxygène-18 des eaux océaniques est prise à ‰ qui correspond au SMOW (Standard Mean Ocean Water) [CRAIG (1961)]. En réalité, ces teneurs diffèrent selon les masses d'eau. Ainsi dans les bassins fermés, tels que la Mer Méditerranée, les teneurs en isotopes lourds auront tendance à être plus élevées que dans l'Océan Atlantique. Les masses d'air résultantes auront donc des teneurs différentes. Dans le cas étudié, le secteur est sous l'influence principale des masses d'air en provenance de l'Atlantique, néanmoins la zone de l'étude est en partie sous celle de la Méditerranée.

La teneur en isotopes lourds de l'eau des océans dépend également du climat global de la planète. Dans le passé, la concentration en isotopes lourds a fortement varié. La figure D.1 montre l'évolution de la teneur en ^{18}O des océans et en ^{18}O atmosphérique des derniers 400000 ans. Pour les données du Dernier Maximum Glaciaire, la teneur en ^{18}O des océans était de +1,5‰ [CRAIG et GORDON (1965)]. Lorsque le climat est froid, la concentration en isotopes lourds est plus élevée dans les océans et vice-versa.

Les conditions d'évaporation et de condensation vont également être des processus importants qui vont caractériser la signature géochimique des eaux. La molécule d'eau isotopique est plus lourde que la molécule d'eau (H_2^{16}O), si bien que la teneur en ^{18}O et ^2H des eaux des aquifères va dépendre des

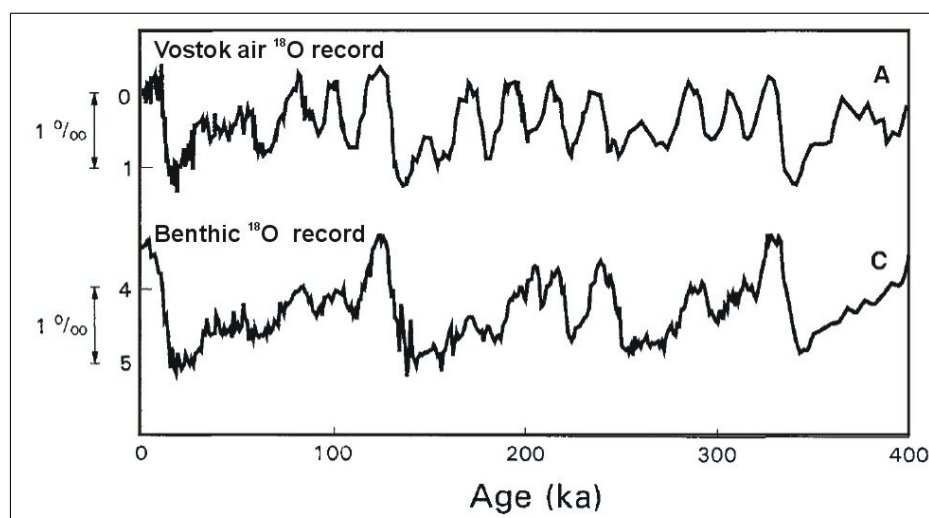


FIG. D.1 – Evolution de la teneur en ^{18}O des océans et de l'atmosphère [SHACKLETON (2000)]

conditions d'évaporation et de condensation (climat). Les isotopes lourds s'évaporeront plus difficilement mais précipiteront plus facilement ; la teneur en isotopes lourds des précipitations va dépendre des effets suivants :

- Latitude : les précipitations aux hautes latitudes ont des valeurs plus négatives qu'aux basses latitudes. Pour l'Europe, le gradient est de l'ordre de $-0,6\text{‰}$ par degré de latitude [ROZANSKI et al. (1993)].
- Altitude : la baisse des teneurs en ^{18}O oscille entre $-0,15$ et $-0,5\text{‰}$ par élévation de 100 mètres d'altitude ; pour le ^2H , la baisse est comprise entre -1 à -4‰ [ROZANSKI et al. (1993)]. Un autre phénomène s'ajoute à ce processus thermodépendant : l'effet orographique. A l'approche des reliefs, les masses d'air vont générer des précipitations plus importantes et plus appauvries en isotopes lourds. Cette relation entre la quantité précipitée et la teneur en ^{18}O - ^2H est l'"effet de masse" [DANSGAARD (1964)].
- Continentalité : également appelé "effet de distance à partir de la côte". La teneur des précipitations s'appauvrit au fur et à mesure de l'éloignement des océans.
- Reprise de l'évaporation : sur les continents, l'effet de continentalité peut être déséquilibré par l'apport d'eau issue de l'évapotranspiration continentale.

Les eaux d'origine météorique actuelles sont identifiables de par leur teneur en isotopes stables. Les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ s'alignent selon la "droite météorique mondiale" d'équation [CRAIG (1961)] :

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (\text{D.1})$$

La comparaison d'échantillons provenant d'eau souterraine avec cette courbe indique, s'il y a une déviation, une modification de l'eau par des processus d'échange lors de la circulation en profondeur (interactions eaux-roches, évaporation, mélange avec des eaux dont la source en isotope n'est pas météorique).

Dans le cas où les données s'alignent sur cette droite, la connaissance des teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux souterraines peut permettre de connaître la nature et l'origine de l'eau, la température régnant au moment de l'alimentation de l'infiltration de l'eau, et de déterminer l'altitude et l'aire d'alimentation. Toutefois, dans le cas d'eaux anciennes, la localisation de la zone d'alimentation doit être abordée avec circonspection, la teneur en isotopes lourds pouvant être influencée par un l'effet paléoclimatique. Dans ce cas, ces données peuvent être utilisées comme des indicateurs paléoclimatiques [DRAY et al. (1997)].

Quand les variations isotopiques semblent être dues à l'effet climatique, la température de l'air à la surface peut être calculée à partir des teneurs en ^{18}O et ^2H à l'aide des équations établies pour différentes stations de l'Atlantique Nord par DANSGAARD (1964). Ces équations sont les suivantes :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,695.\theta_{\text{annuel}} - 13,6 \quad (\text{D.2})$$

et

$$\delta^2\text{H} = 5,6.\theta_{\text{annuel}} - 100 \quad (\text{D.3})$$

Annexe E

Quelques généralités sur la paléoclimatologie

E.1 Les outils de la reconstitution chronologique, climatique et stratigraphique

De nombreuses méthodes permettent de reconstituer l'histoire paléoclimatique :

Sur les continents :

- *la dendrochronologie* : cette méthode est basée sur la croissance saisonnière des arbres et sur le dénombrement des anneaux concentriques successifs appelés cernes [CHALINE (1985)]. La largeur des cernes est liée aux fluctuations climatiques.
- *les études sédimentologiques* : technique fondée sur l'étude de la nature des sédiments, de la granulométrie et de la faune et la flore (palynologie notamment) contenue dans ceux-ci.
- *les spéléothèmes* : c'est l'étude des concrétions calcaires (stalactiques et stalagmites) par des méthodes isotopiques.
- *les traces glaciaires* : études des traces laissées par des glaciations antérieures telles que le pergélisol (coin de glace, fentes, palses...).

Dans les océans : les sondages effectués sur les plate-formes continentales apportent de nombreux éléments relatifs au climat par l'analyse de la faune et la flore et le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères.

Sur les glaciers : les carottes de glace permettent l'étude des gaz piégés, des poussières, et des couches de glace qui donnent également de nombreuses informations relatives au climat.

L'étude de ces différents paramètres a permis le découpage stratigraphique du quaternaire. La figure E.1 présente un exemple de subdivision du Pléistocène supérieur et de l'holocène qui montre les stades isotopiques marins et les unités climatostratigraphiques continentales les plus utilisées.

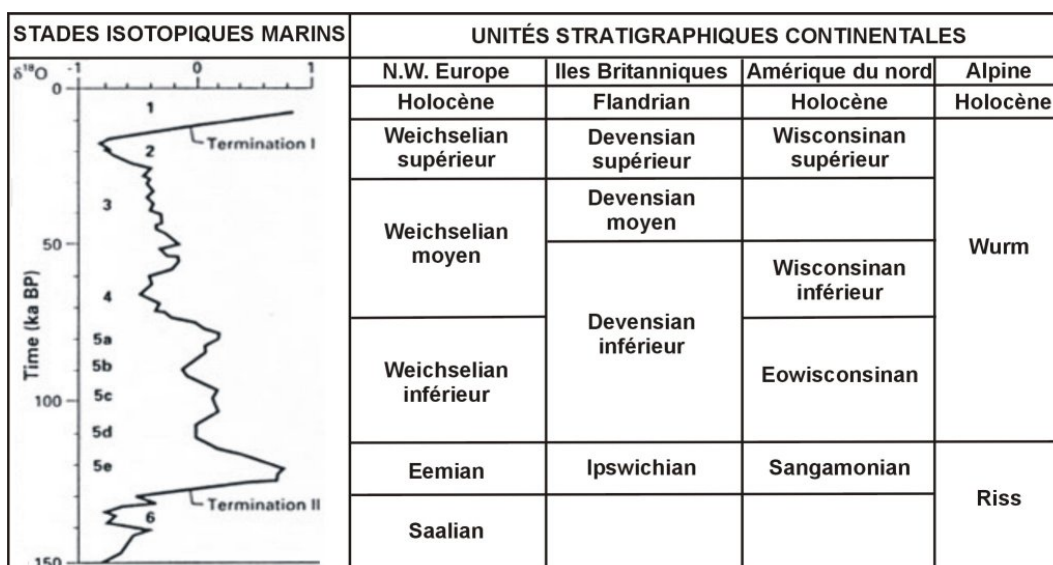


FIG. E.1 – Stades isotopiques marins [MARTINSON et al. (1987)] et correspondance avec les unités climatostratigraphiques terrestres

Les stades isotopiques définissent l'alternance de stades froids et plus chauds issus des variations isotopiques marines en $\delta^{18}\text{O}$. Ce découpage débute au stade 1 actuel pour remonter dans le passé. Les stades froids correspondent aux chiffres pairs et les stades chauds aux chiffres impairs. La période qui intéresse l'étude correspond à la fin du stade 3 et au stade 2 isotopique ou à l'unité terrestre climatostratigraphique alpine wurmienne. Elle est marquée par le Dernier Maximum Glaciaire.

E.2 Les variations paléoclimatiques

Les oscillations climatiques, représentées par des cycles interglaciaire/glaciaire, sont particulièrement bien enregistrées dans les carottes de glace des calottes polaires et dans les sédiments marins (foraminifères benthiques et planctoniques), notamment par les isotopes et plus particulièrement par les variations en ^{18}O . La teneur en ^{18}O est fonction de la température régnant dans l'atmosphère.

Différentes courbes du signal $^{18}\text{O}=f(\text{temps})$ existent, la plus utilisée est SPECMAP [IMBRIE et al. (1984)] qui remonte jusqu'à environ 750000 ans (Figure E.2) et qui est composée de l'étude d'une dizaine de carottes sédimentaires. D'autres courbes ont été réalisées telles que celles de TIEDEMANN et al. (1994) qui remontent jusqu'à environ 5 millions d'années ou SHACKLETON et al. (1995) qui remontent sur les 6 derniers millions d'années et qui sont composées de données benthiques répertoriées sur différents sites.

Différents événements sont évoqués dans l'explication des variations climatiques sur de très longues périodes : position des continents (tectonique des plaques), évolution du taux de CO_2 dans l'atmosphère et son rôle prépondérant dans le phénomène d'effet de serre, variations d'insolation. . . Mais ces différents facteurs, seuls, ne permettent pas d'expliquer les variations rapides et cycliques glaciaire/interglaciaire.

Les paramètres orbitaux jouent ici probablement un rôle majeur. Cette cyclicité climatique induite par l'oscillation orbitale de la Terre a été largement étudiée par MILANKOVITCH (1941). La variabilité

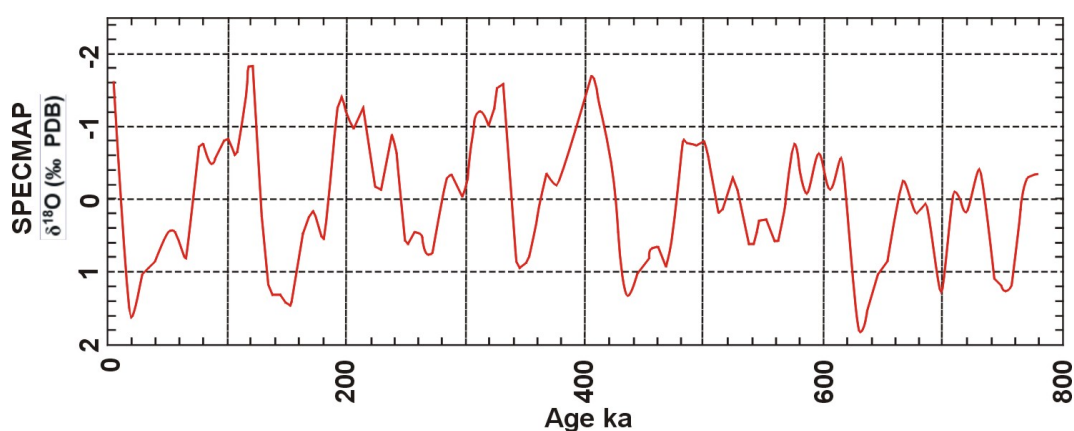


FIG. E.2 – Evolution de l' $\delta^{18}\text{O}$ - SPECMAP [d'après IMBRIE et *al.* (1984)]

orbitale de la Terre est caractérisée par trois composantes principales appelées "paramètres de Milankovitch" : l'excentricité, l'obliquité et la précession (Figure E.3).

- **l'excentricité** : phénomène qui décrit le fait que la Terre tourne autour du soleil selon une ellipse qui se déplace dans l'espace et qui se déforme selon un degré d'aplatissement. La distance Terre-Soleil peut ainsi varier entre $1.29.10^8$ et $1.87.10^8$ kilomètres. Ces variations résultent de la superposition de périodes de 100000 ans et 400000 ans.
- **l'obliquité** : également définie comme l'inclinaison qui correspond à l'angle entre l'axe de rotation et la perpendiculaire au plan orbital (ou plan de l'écliptique) moyen de la Terre. Sa périodicité est d'environ 41000 ans. C'est le facteur prédominant des saisons. Les hautes latitudes sont très sensibles aux variations d'obliquité.
- **la précession** : définit le mouvement de l'axe de rotation de la Terre qui n'est pas sphérique mais semblable à celui d'une toupie et qui correspond au cône décrit par le mouvement de l'axe de rotation des pôles autour de la perpendiculaire au plan de l'écliptique. La périodicité est de 23000 ans et 19000 ans.

Le Quaternaire est donc caractérisé par des cycles glaciaire/interglaciaire de grande amplitude liés aux paramètres de Milankovitch ("forçage externe"), ayant une périodicité de 100000 ans, sur lesquels viennent se superposer des cycles d'environ 41000 ans et 20000 ans.

Ces variations cycliques sont "parasitées" par des oscillations abruptes du climat à l'échelle de quelques décennies au millénaire. Ces variations sont liées aux événements de Dansgaard-Oeschger (nom donné à cet événement en l'honneur de deux climatologues) et de Heinrich [HEINRICH (1988)] ("forçage interne") qui sont "mémorisées" dans les carottes de glace et dans les carottes marines (Figure E.4).

- Les **cycles de Dansgaard-Oeschger** : ces cycles de périodicité moyenne de 1500 ans présentent de brutaux refroidissements de l'ordre de 5 à 10°C en quelques siècles suivis de phases de réchauffements très rapides qui ont été identifiées entre 23000 ans B.P. et 110000 ans B.P.. Jusqu'à 23 de ces événements ont été comptabilisés entre 70000 ans B.P. et 14000 ans B.P. [ELLIOT et *al.* (2002)].

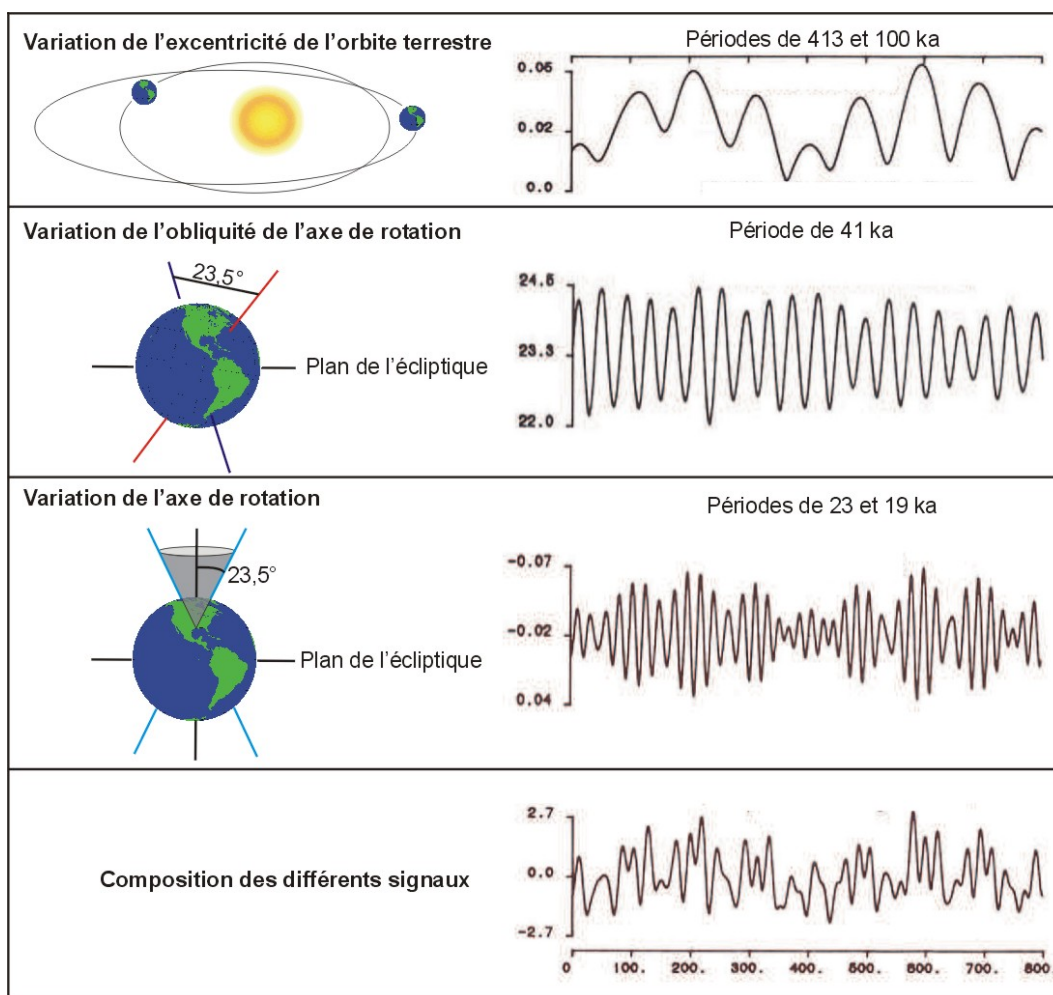


FIG. E.3 – Paramètres orbitaux de Milankovitch

- Les **événements d'Heinrich** : ces événements froids correspondent à des phénomènes de vêlages et descentes d'icebergs dans l'Atlantique nord qui interviennent tous les 7000 ans à 8000 ans [BOND et al. (1993)]. La fonte de ces icebergs se traduit alors par d'importants dépôts sédimentaires.

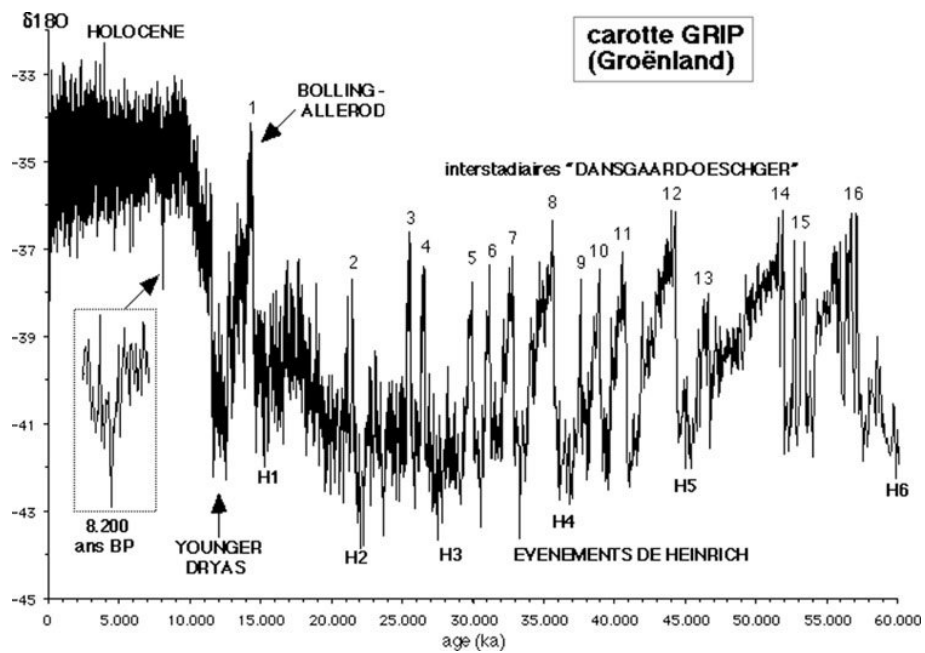


FIG. E.4 – Succession des événements de Dansgaard/Oeschger dans les archives glaciaires du Groënland mise en évidence par le signal ¹⁸O de la glace [GROUSSET (2003)]

Annexe F

Réseau de drainage des bassins versants étudiés

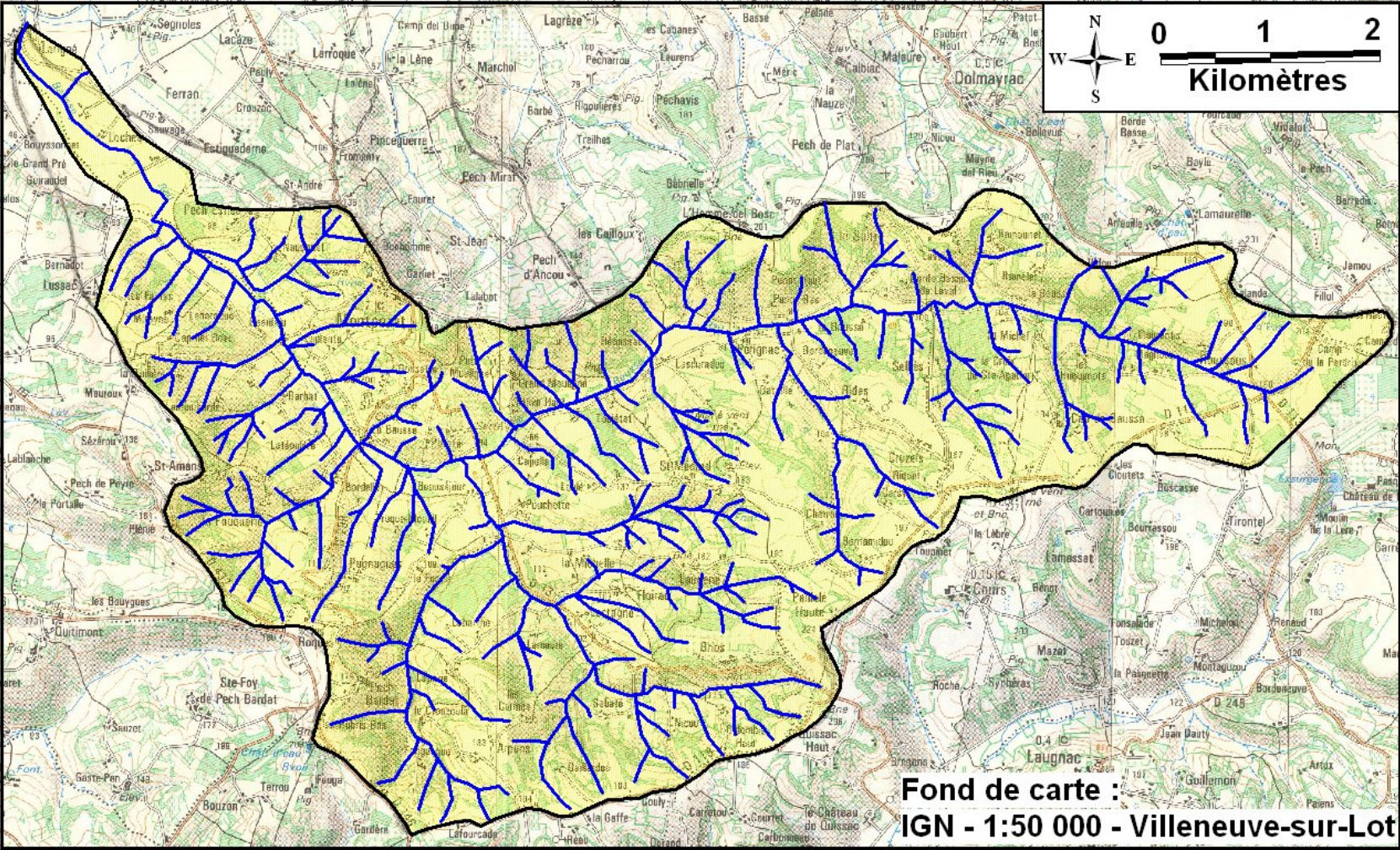


FIG. F.1 – La Bausse

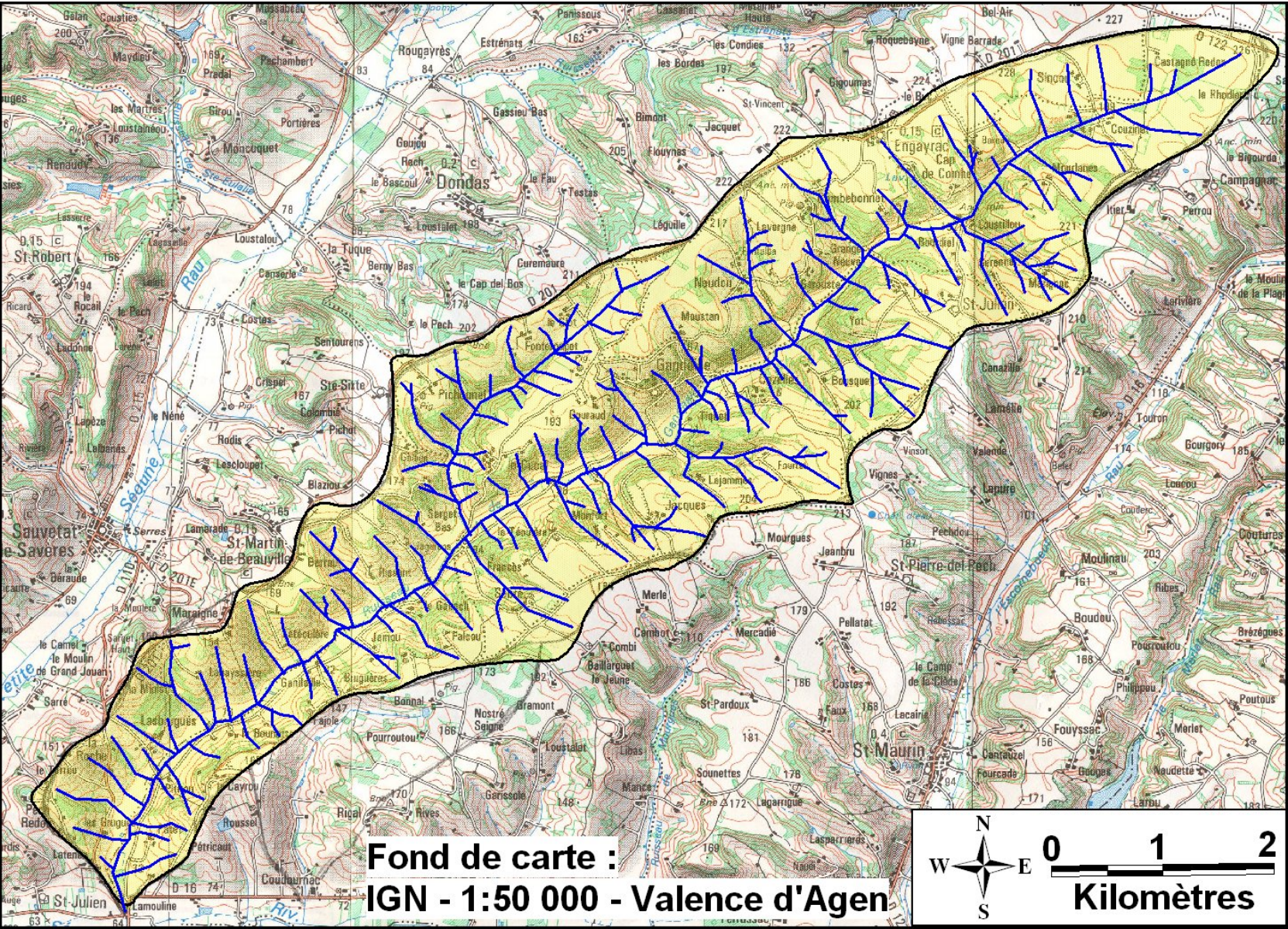


FIG. F.2 – La Gandaille

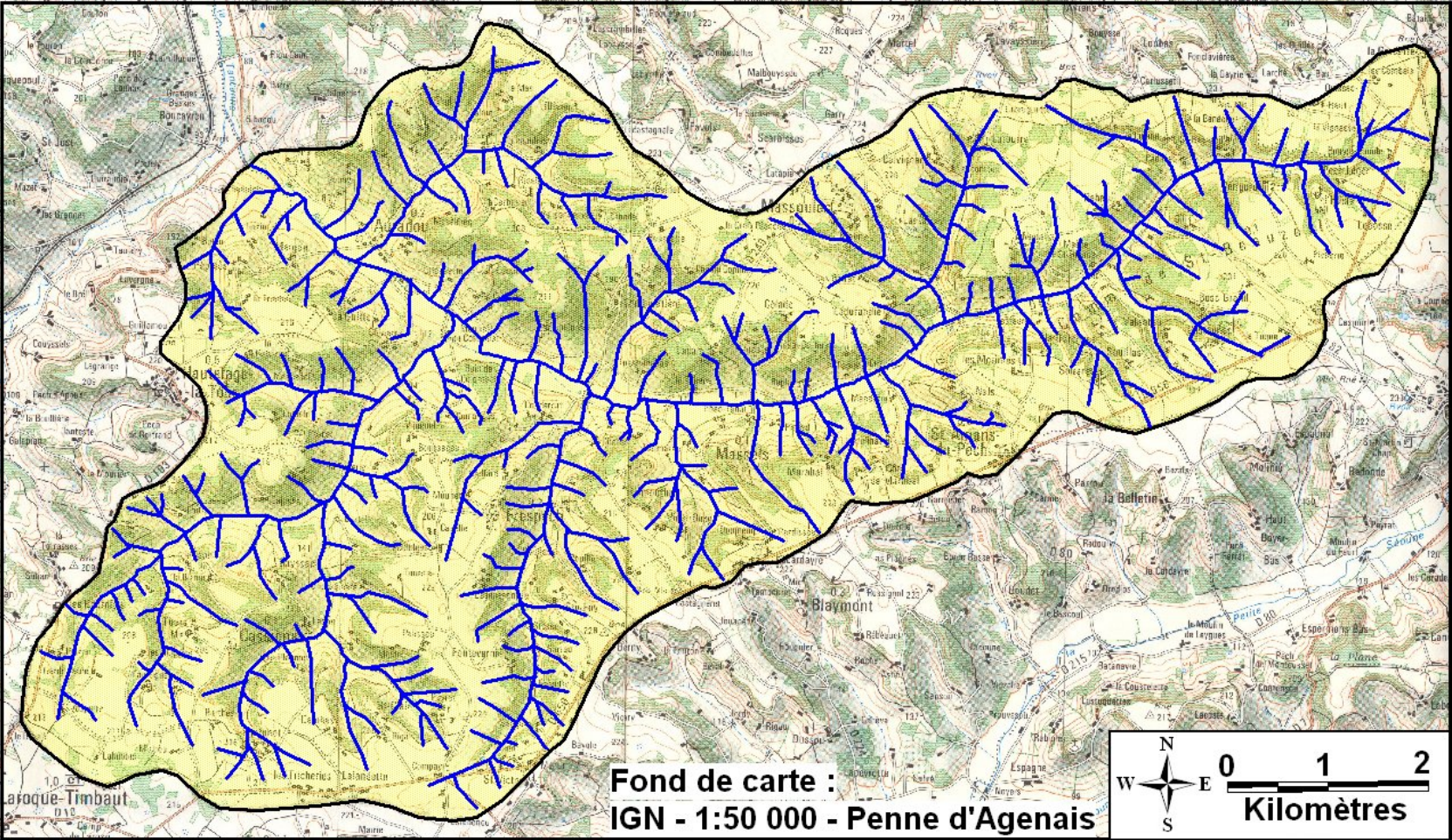


FIG. F.3 – La Tancanne

Annexe G

Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

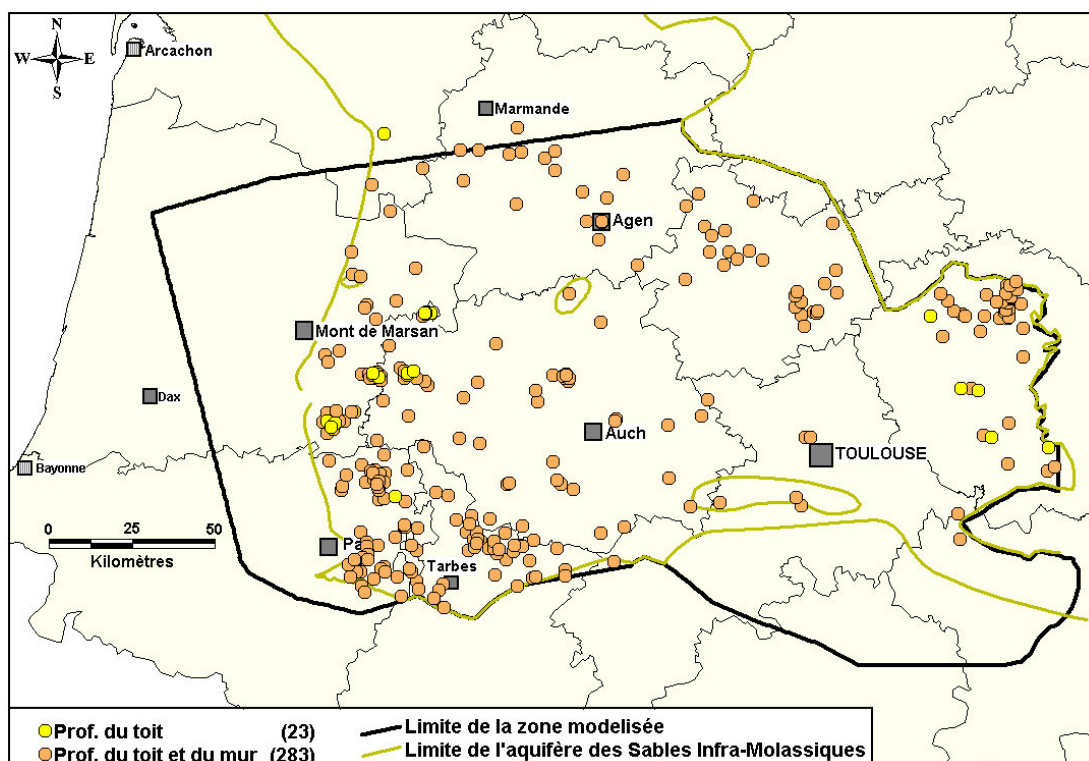


FIG. G.1 – Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère des Sables Infra-Molassiques

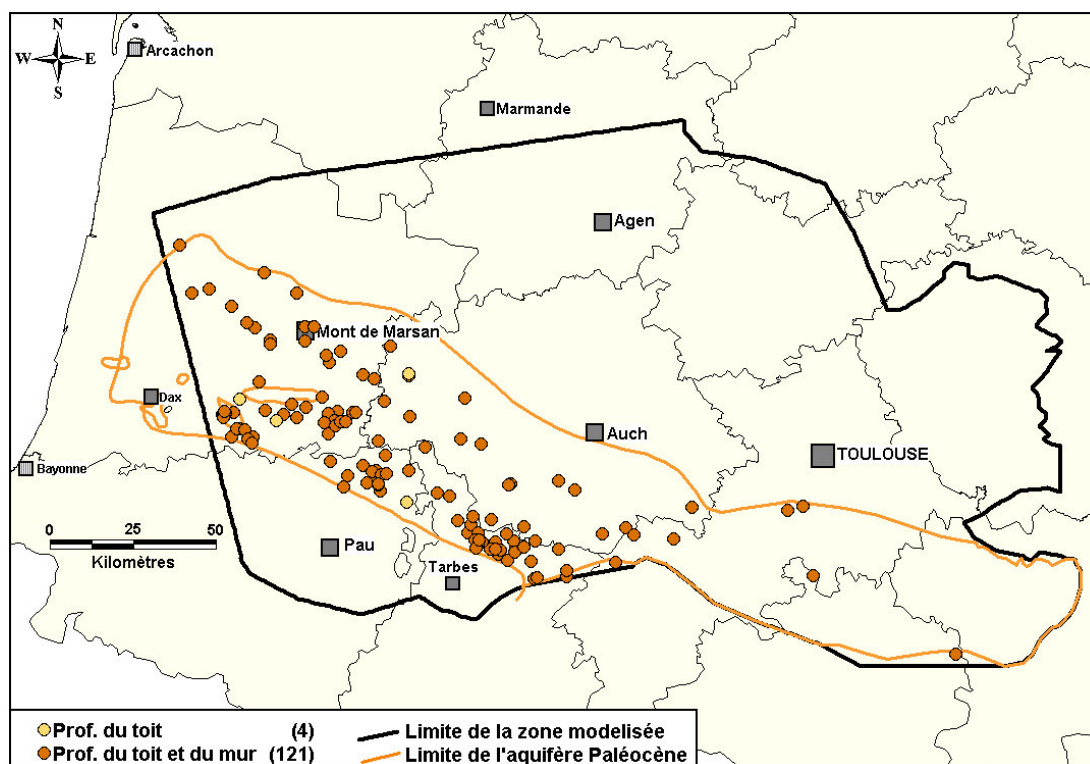


FIG. G.2 – Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère du Paléocène

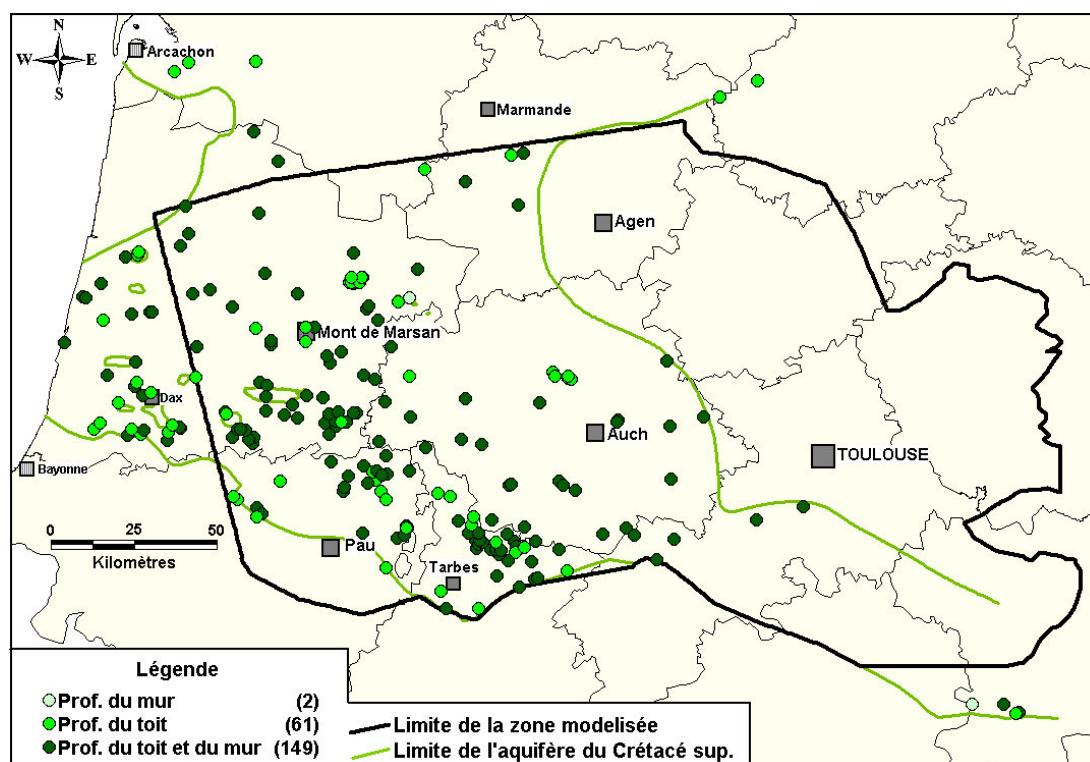


FIG. G.3 – Forages utilisés pour la construction de la couche aquifère du Crétacé supérieur

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0850-1X-0034	332910	259060					-370	
0850-2X-0003	357400	261940					-337	
0850-2X-0069	337188	261600					-347	
0855-4X-0202	496630	251260					139	
0856-2X-0020	508175	256125					215	
0874-1X-0001	328133	243944			-1485	-1607		
0875-1X-0001	356790	240890					-163	-472
0875-6X-0002	364300	232100					-851	-1124
0876-2X-0018	396630	239880	-188	<-263				
0876-6X-0018	392900	224680	-64	-78				
0876-8X-0001	408275	229713	-261	-334			-507	
0877-1X-0004	419480	235280	-78	-111				
0877-2X-0001	425100	235120	-29	-59				
0877-3X-0004	434025	234000	-46	-86			-114	
0877-3X-0011	434025	234000	-46	-77				
0877-4X-0008	437660	234590	-79	-94			-206	-298
0877-4X-0018	436680	241950	-94	-110				
0877-6X-0003	420520	225940	-310	-387			-491	-554
0878-1X-0001	447930	234850	-102	-105				
0878-1X-0002	444890	232680	-99	-106				
0878-5X-0010	447800	229075	-101	-119				
0878-6X-0003	456080	222580	-202	-245				
0878-8X-0003	468425	227800	-93	-97				
0879-7X-0201	491030	221850	-32	-48				
0898-2X-0025	336389	218665					-1345	-1488
0898-6X-0001	334716	206571			-1473	-1660	-1878	-2182
0898-6X-0003	337240	210275					-2363	-2591
0899-1X-0001	358492	216609					-509	-962
0899-6X-0001	368374	204174			-438	-449		
0900-2X-0003	398440	216650	-396	-430	-425	-435		
0900-5X-0002	386876	204598	-333	-340			-424	-708
0901-4X-0013	436400	218850	-334	-354			-400	-400
0902-3X-0001	461940	213550	-191	-272				
0902-3X-0016	461835	213595	-228	-268				
0902-3X-0018	457220	213600	-269	-312				
0902-4X-0002	463530	220620	-126	-186				
0902-7X-0042	461125	208335	-419	-442				
0903-3X-0201	487200	218450	-58	-77				
0903-4X-0001	322164	203887					-815	
0903-4X-0006	498725	211000	-188	-230				
0903-4X-0007	492890	212125	-175	-251				
0903-8X-0001	494200	204650	-194	-238				
0903-8X-0002	494900	209350	-217	-238				
0904-2X-0001	507280	219720	51	46				
0904-5X-0037	502400	202550	-183	-222				

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0904-5X-0038	506310	204935	-180	-185				
0904-5X-0040	500035	204535	-213	-245				
0904-6X-0026	510110	202010	-116	-125				
0905-1X-0007	531360	213110	101	98				
0923-3X-0002	318222	203330					-1663	-2117
0923-4X-0005	322400	204930					-1316	
0923-6X-0001	310981	195557					-1694	-1921
0923-6X-0011	306340	191040					-1305	-1546
0923-6X-0012	305501	191500					-1290	-1551
0923-8X-0020	320096	186188					-1638	-1969
0924-5X-0001	326165	186875					-1704	-1887
0924-5X-0016	325575	186839					-1750	-2023
0924-6X-0088	338567	192392			-1525	-1676	-1862	-2268
0924-7X-0001	343594	193538			-1460	-1533	-1841	-2333
0924-8X-0001	350505	188527			-1037	-1174	-1354	-1785
0925-1X-0002	360250	198450			-1229	-1274	-1608	-2236
0925-2X-0001	365684	203397			-684			
0925-7X-0001	369912	192508			-557	-637	-763	-1148
0926-1X-0001	386637	195299					18	-128
0926-1X-0008	385700	195700					46	
0926-1X-0010	386300	195800					45	
0926-1X-0024	388700	195700					36	
0926-1X-0026	389500	197350	49	37			4	
0926-1X-0027	389200	197350	28	6			4	
0926-1X-0028	387200	197950	34	19				
0926-1X-0030	386100	197400					47	
0926-1X-0037	388150	195600					44	-107
0926-4X-0021	406096	199735	-309	-379	-379	-439	-529	-669
0926-6X-0001	393966	184406	-284	-324			-356	-478
0926-6X-0003	391288	188663	-328	-397			-404	-481
0926-6X-0004	390626	187785	-318	-342			-387	-513
0926-7X-0001	403700	191000						77
0926-7X-0014	400110	189960	40	37			32	
0926-8X-0003	408950	186200	113	<54				
0926-8X-0030	409100	186200	117	<-16				
0926-8X-0033	409100	186200	108	-69				
0926-8X-0034	409100	186200	114	<-78				
0926-8X-0036	410500	186400	117	<74				
0926-8X-0037	409500	186650	108	<70				
0926-8X-0048	408890	186182	77	<-81				
0926-8X-0055	408120	185380	-375	-430				
0926-8X-0059	408935	185840	-215	-293				
0928-2X-0001	452250	192050	-390	-400				
0928-7X-0023	461470	183600	-781	-899				
0929-1X-0201	472610	200582	-391	-441				

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0929-3X-0123	487030	196230	-428	-462				
0929-4X-0245	498700	200500	-83	-93				
0930-3X-0002	520550	192570	-63	-92				
0930-3X-0004	520100	191560	-98	-101				
0930-7X-0111	519940	188200	-201	-209				
0930-8X-0003	521860	189660	-101	-120				
0930-8X-0030	521740	189670	-124	-144				
0930-8X-0069	521730	185750	-183	-215				
0930-8X-0072	522640	182235	-206	-210				
0930-8X-0076	525510	186600	-117	-125				
0930-8X-0077	526275	186210	-18	-29				
0930-8X-0078	526550	186835	20	16				
0931-1X-0064	532300	199000	-88	-97				
0931-1X-0075	532435	192270	-88	-98				
0931-1X-0077	528950	195080	-125	-155				
0931-1X-0080	532300	199000	-100	-101				
0932-1X-0004	563590	192210	99	73				
0932-3X-0006	577230	191690	184	132				
0932-4X-0011	584420	194550	240	231				
0932-4X-0023	585300	193710	218	208				
0932-4X-0025	584610	191250	211	199				
0932-4X-0028	584350	190510	205	189				
0932-4X-0030	583300	192160	232	221				
0932-4X-0033	583500	194400	227	205				
0932-4X-0081	584270	190800	206	193				
0932-5X-0003	560580	185435	-8	<-17				
0932-6X-0004	570950	185450	70	60				
0932-6X-0017	567560	187000	55	51				
0932-6X-0018	565745	189890	76	68				
0932-6X-0047	569950	185980	27	23				
0932-7X-0005	576860	185420	19	1				
0932-7X-0017	575545	180850	32	22				
0932-8X-0008	580460	189550	280	266				
0932-8X-0009	582000	189590	216	195				
0932-8X-0010	583780	189290	213	179				
0932-8X-0025	583110	187080	174	157				
0932-8X-0027	583800	186720	166	144				
0932-8X-0028	584190	186670	166	148				
0932-8X-0029	582770	186600	150	133				
0932-8X-0032	583790	184870	110	106				
0932-8X-0033	582680	184900	110	96				
0932-8X-0034	581350	184780	125	108				
0932-8X-0049	584130	187430	171	153				
0932-8X-0050	584120	185170	168	151				
0933-1X-0030	586370	195620	248	235				

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0933-1X-0031	586450	193250	254	225				
0933-5X-0001	588400	181800	115	95				
0933-5X-0006	587820	189080	142	121				
0949-1X-0002	299982	177602					-853	-1048
0949-3X-0002	311510	184570					-1691	
0949-7X-0001	313000	168060					-1593	-1750
0949-8X-0001	321262	172042					-395	-921
0950-3X-0006	339853	176550					-1795	-2082
0950-7X-0001	339382	167210					-347	
0951-1X-0016	357454	181877			-884	-970	-1318	
0951-1X-0022	354903	183448			-1115	-1226		
0951-2X-0001	362150	178340			-945	-1083	-1295	-1710
0951-2X-0002	361936	177155			-1136	-1278	-1509	-1914
0951-3X-0001	372350	177924			-1088	-1291	-1411	
0951-3X-0021	372280	182300			-1107	-1237	-1467	
0951-3X-0033	375215	182275			-1055	-1175	-1363	-1794
0951-5X-0007	360878	164825					-813	-1242
0951-5X-0027	358610	165884			-1195	-1429	-1731	-2331
0951-8X-0004	379735	171615	-1088	-1099	-1268	-1389	-1389	-2061
0951-8X-0005	378958	173659	-847	-1027	-1235	-1363	-1363	-2031
0952-1X-0002	383060	174890	-1039	-1197	-1197	-1324	-1324	-1834
0952-3X-0015	397980	176590	-1015	-1103	-1110	-1295	-1295	-1852
0952-5X-0027	389893	168032	-925	-1014	-1131	-1293	-1293	-1735
0952-6X-0001	393216	166854	-519	-570	-695	-848	-848	-995
0952-6X-0002	394495	167804	-460	-509				
0952-6X-0009	394908	167133	-441	<-490				
0952-6X-0010	393295	168194	-535	<-537				
0952-6X-0011	395711	166214	-558	-622				
0952-6X-0042	393263	167614	-461	-477				
0952-6X-0045	393976	167493	-436	-574				
0952-6X-0049	392080	167850	-596	-629				
0952-6X-0073	394343	168527	-819	-899				
0952-6X-0201	395602	167418	-637	-688				
0952-6X-0203	394660	167008	-435	-487				
0952-6X-0209	394908	167133	-441	<-490				
0952-6X-0210	394340	168530	-837	-899				
0952-7X-0001	403463	167495	-452	-551	-615	-761	-761	
0952-7X-0017	402800	166650	-601	-669				
0952-7X-0018	401400	169650	-457	-540				
0952-7X-0019	403495	168245	-374	<-398				
0952-7X-0021	403468	168299	-376	-436	-567			
0952-7X-0023	402620	168754	-385	-425				
0952-8X-0002	408850	165750	-727	-811				
0952-8X-0019	405300	168950	-799	<-950				
0952-8X-0020	406450	166810	-515	-613				

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0952-8X-0024	392380	166820	-402	-486				
0953-3X-0016	430040	176970	-506	-568	-587			
0953-6X-0008	424660	165450	-573	-625				
0953-8X-0026	409680	164548	-818	-961				
0954-5X-0002	446620	168870					55	
0954-5X-0007	447300	167630	-94	-100				
0954-5X-0017	447300	167600	-73	-99			-111	
0954-5X-0018	442080	163085	-377	-410				
0954-6X-0002	451900	165800	-576	-609				
0954-6X-0003	452200	169230	-569					
0954-6X-0004	451950	165750	-569	-603				
0954-6X-0005	451650	167400					123	-29
0954-6X-0009	451200	167000					122	
0954-6X-0010	451280	167130					104	
0954-6X-0014	451300	167880	123	98				
0954-6X-0016	450900	166710	67	59				
0954-6X-0017	450280	167220	106	77				
0954-6X-0018	452230	166750	136	106			106	
0954-6X-0019	451320	167650	158	141			141	
0955-2X-0001	480820	172120			-460	-470	-470	-506
0958-2X-0010	564200	179280	-83	-100				
0958-6X-0008	569710	163700	-133	<-183				
0958-7X-0001	574900	162950	-315	<-322				
0958-7X-0002	574900	162900	-92	-121				
0958-7X-0029	572750	163750	-153	-165				
0959-1X-0003	588240	173040	208	153				
0976-3X-0086	316080	159790					-119	
0976-4X-0005	321660	165770					-972	
0976-4X-0020	321249	164436					-1860	-2175
0976-4X-0034	323680	161950					-2033	-2335
0976-6X-0008	309040	151880					-659	
0976-7X-0003	310710	153470					-932	
0976-8X-0006	320205	151877					-147	
0976-8X-0009	323021	150064					-269	
0976-8X-0010	323862	151348					-694	-1137
0976-8X-0033	318837	149936					-1268	-1621
0977-1X-0123	326016	162625					-49	
0977-4X-0001	347820	156150			-274	-529		
0977-4X-0002	347937	156010			-302	-509		
0977-4X-0004	348301	157060			-203	-329	-542	-835
0977-4X-0007	348180	156520			-116	-318		
0977-4X-0009	351025	156670			-144	-403		
0977-4X-0011	348479	156240			-58	-144	-324	
0977-4X-0013	348080	155175			-489	-731		
0977-4X-0023	352941	160486			-380			

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0977-5X-0011	331025	148380					-2783	-3026
0977-6X-0001	334909	152167					-1453	-1686
0977-6X-0011	331305	150905					-2324	
0977-6X-0012	332390	152969					-775	
0977-6X-0022	334661	152434					-1287	-1523
0977-8X-0005	352768	151822			-749	-1041	-1288	-1863
0977-8X-0006	350530	149350			-1352	-1667	-1959	-2439
0977-8X-0007	351888	151880			-796	-1089	-1334	-1885
0978-1X-0001	360460	161665					-27	-107
0978-1X-0002	360457	157168			-266	-620	-983	-1613
0978-2X-0004	366075	156155			-108	-355	-672	-1212
0978-2X-0008	363820	154300			-573			
0978-3X-0001	372727	161669					42	-350
0978-3X-0005	372815	158285			-109	-354		
0978-3X-0012	368364	159124			29	-107	-408	-827
0978-3X-0013	370008	155118			-425	-679	-1034	-1493
0978-4X-0001	382263	157044	-56	-94	-501	-647	-656	-841
0978-4X-0002	377553	161190			-47	-79	-87	-287
0978-4X-0006	379392	156415	-33	-53	-448	-630	-805	-942
0978-4X-0010	379350	153930	-178	<-261				
0978-4X-0016	381281	154187	-176	-365.64	-707	-904	-1113	-1229
0978-5X-0001	354256	151446			-837	-1160	-1407	-2049
0978-5X-0004	356808	149331			-1362	-1662	-2014	-2637
0978-5X-0006	355441	148618			-1398	-1702	-2022	-2625
0978-5X-0007	356592	147483			-1653	-1966	-2293	-2890
0978-8X-0001	378244	153434	-204	-345	-776	-986	-1197	-1417
0978-8X-0002	379345	150109	-358	-546	-1031	-1252	-1402	-1603
0978-8X-0003	381800	153200	-267	-307				
0978-8X-0004	381820	153350	-257	<-378				
0978-8X-0006	381549	152572	-273	-495	-932	-1044	-1283	-1379
0978-8X-0011	382000	153220	-265	<-367				
0978-8X-0014	381167	151316	-329	-452				
0978-8X-0015	380575	151900	-283	<-380				
0979-1X-0204	383152	153842	-294	-418	-810	-996	-1217	
0979-1X-0205	386682	156562	-725	-864	-1150	-1372	-1372	-1761
0979-1X-0207	384672	153824	-480	-643	-936	-1116	-1338	-1445
0979-1X-0211	387585	156715	-984	-1077	-1301	-1465	-1506	-2021
0979-2X-0026	396301	160083	-964	-1164	-1256	-1312	-1312	-1719
0979-3X-0001	403768	155355	-939	-1098	-1143	-1357	-1357	-1517
0979-3X-0202	403768	155355	-939	-1039	-1143	-1357	-1357	-1512
0979-6X-0006	394279	148036	-1263	-1436	-1568	-1822	-2076	-2178
0979-6X-0201	394278	148035	-1263	-1411	-1587	-1828	-2105	-2246
0979-7X-0201	396475	143695	-1231	-1482	-1617	-1919	-2198	-2327
0979-8X-0045	408584	146258	-1292	-1511	-1527	-1763	-1970	-2030
0980-2X-0019	420275	160982	-728	-889	-890	-953	-953	-1002

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
0980-6X-0013	419200	148838	-992	-1104	-1115	-1235	-1235	-1465
0980-6X-0021	425295	147190	-986	-1183	-1205	-1271	-1271	-1466
0981-1X-0001	442772	159660	-501	-571			-625	-698
0981-4X-0001	465875	153735	-541	-650	-662	-684	-725	-805
0981-4X-0002	466235	154540	-628	-702	-725	-752	-792	-815
0982-2X-0001	481800	152520	-588	-593			-634	-673
0982-4X-0001	493660	160410	-680	-683	-695	-698		
0982-4X-0002	491990	155390	-740	-771			-790	-865
0983-8X-0203	524550	149080	-1322	-1346				
0983-8X-0421	523050	149090	-1371	-1424				
0985-4X-0006	584240	153120	-16	-29				
0985-7X-0104	576350	149700	-256	-290				
0985-8X-0100	583750	141200	-245	-364				
0985-8X-0216	578978	148886	-207	<-218				
0986-6X-0074	597750	140270	154	104				
0986-6X-0075	595875	146000	256	<156				
1003-8X-0002	351855	130740					-550	
1003-8X-0003	350885	131570					-619	
1004-2X-0001	364700	136200			-2391	-2396	-3005	
1004-4X-0002	380040	141974	-605	-959	-1255	-1658	-2020	-2272
1004-5X-0001	357616	125348					-899	
1004-5X-0024	359285	126283					-593	-951
1004-5X-0026	357843	128212					-686	-990
1005-1X-0001	385149	137807	-390	-525	-883	-1308	-1712	-2033
1005-1X-0002	384115	134210	-560	-765	-1598	-1625	-2127	-2578
1005-2X-0001	393520	136317	-166	-231	-382	-743	-1056	
1005-2X-0002	395000	136000	-71	-119				
1005-2X-0003	395089	133179	-79	-141	-619	-837	-1214	
1005-2X-0005	389744	140727	-564	-718	-1125	-1347	-1747	-2023
1005-2X-0006	393210	138360	-345	-388				
1005-2X-0007	393940	139295	-497	-692	-902	-1296	-1634	-1712
1005-2X-0008	392554	138977	-371	-405	-609	-988	-1292	
1005-2X-0009	394377	134900	-51	-96	-385	-766		
1005-2X-0010	395446	137868	-360	-476	-893	-1083	-1446	-1667
1005-2X-0021	391060	135515	-239	-358	-638	-1030	-1317	-1505
1005-2X-0037	394660	133880	-71	-138				
1005-2X-0038	394370	135100	-56	-117	-362	-761		
1005-3X-0001	396454	135542	-124	-176				
1005-3X-0005	396918	138209	-583	-781	-1001	-1379	-1721	-1914
1005-3X-0009	403498	139087	-1286	-1556	-1591	-1909	-2173	-2299
1005-5X-0002	383864	133170	-579	-821	-1772	-1790	-2215	-2790
1005-6X-0001	394978	130480	-209	-395				
1005-7X-0001	399830	131300	-212	-364				
1005-7X-0003	399860	131280	-216	<-309				
1005-7X-0004	396523	130596	-121	-221			-1298	

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
1005-7X-0007	403001	129627	-586	-738	-963			
1006-4X-0004	434185	135285	-1304	-1438	-1440	-1631	-1636	-1775
1006-4X-0005	433606	134823	-1324	-1460	-1502	-1648	-1648	-1846
1006-5X-0022	412080	132605	-1023	-1144	-1325	-1481	-1863	
1006-5X-0032	415695	131644	-891	-976	-1185	-1300	-1493	
1006-6X-0001	422119	123040	-797	-871	-1097	-1437	-2009	
1006-6X-0016	418120	124330	-959	-1132	-1387	-1610	-2117	-2371
1006-6X-0018	422859	125480	-653	-763	-816	-1047	-1407	
1006-7X-0016	428450	124445	-1227	-1381	-1487	-1726	-2164	-2366
1006-8X-0012	438151	122312	-1372	-1480	-1700	-1766	-2255	-2323
1007-1X-0012	447157	141553	-1473	-1550				
1007-2X-0003	449650	134930	-25	-71			-193	-490
1007-2X-0004	449700	134850	-47	-103				
1007-2X-0005	448480	136220	-355	-459	-548	-669	-699	-816
1007-2X-0006	453370	133310	-889	-1077	-1141	-1229	-1229	-1468
1007-8X-0001	468640	122060	-270	-498	-669	-778	-847	-1393
1008-2X-0001	481980	136780	-560	-621			-660	-682
1008-7X-0001	488590	128160	-1051	-1067	-1216	-1242		
1008-8X-0001	497300	129580	-470	-479				
1009-4X-0088	520340	131100	-193	-221				
1009-6X-0001	507770	124420					-1795	-1857
1009-7X-0003	517240	127380			-1446	-1495		
1009-8X-0004	521870	128510	-847	-872	-904	-952	-956	-1005
1011-6X-0001	568880	126160	35	12				
1012-2X-0055	595825	138800	87	45				
1029-2X-0001	365720	114300			-1378	-1503		
1029-2X-0002	360836	116293			-714	-751		
1029-2X-0006	363181	114665			-821	-916		
1029-2X-0008	365573	115360			-1474	-1558		
1029-3X-0001	370148	118229			-1855	-1938		
1029-3X-0002	368605	114855			-1173	-1286		
1029-3X-0006	368766	118354			-1853	-1901		
1029-3X-0007	368900	115811			-1840	-1920		
1029-4X-0001	377765	114375			-1536	-1610		
1029-4X-0015	374777	114316	-1401	-1404	-1405	-1504		
1029-6X-0001	363145	111830	-1393	-1576	-1804	-1928		
1029-6X-0003	365561	107785			-95	-239		
1029-6X-0004	365504	112324			-1905	-2012		
1029-7X-0008	373274	113708			-1238	-1321		
1029-7X-0009	373410	111115			-1968	-2074		
1029-7X-0010	373470	107190			-1375	-1493		
1029-7X-0011	368520	109910			-1706	-1811		
1029-7X-0012	368770	111920			-1978	-2004		
1029-8X-0004	378935	112025			-993	-1078		
1029-8X-0008	375290	113460			-1152	-1239		

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
1029-8X-0009	377500	110400			-1729	-1827		
1029-8X-0011	380438	110379			-1757	-1967		
1029-8X-0012	376175	113384			-1165	-1255		
1030-2X-0001	391219	117567	-574	-772	-1913	-1981		
1030-2X-0002	394810	116465	-434	-653	-2225	-2240		
1030-2X-0003	391498	116242	-406	-517				
1030-2X-0004	391717	113895	82	1	-1161	-1266		
1030-2X-0005	391640	114345	-13	-183	-1268	-1338		
1030-2X-0006	389564	120510	-736	-899			-2156	-2587
1030-3X-0005	400053	119039	-707	-857	-2105	-2112	-2265	-2706
1030-3X-0007	401907	119864			-1458	-1460	-1657	-1944
1030-3X-0204	402650	122167	-502	-705	-1082	-1166	-1595	-1893
1030-3X-0205	402912	122068	-495	-716	-1416	-1453	-1753	
1030-3X-0206	402726	122157	-508	-703	-1057	-1147	-1586	
1030-4X-0001	406575	121850	-680	-829	-1309	-1321		
1030-4X-0002	406425	115045	-749	-918	-1950	-1953		
1030-4X-0003	402590	122670	-483	-613			-1677	-1758
1030-4X-0204	404708	116739	-609	-772	-1344	-1624		
1030-5X-0001	382810	111575			-1088	-1150		
1030-5X-0004	382510	112030			-1100	-1152	-3189	
1030-5X-0005	382455	112115			-1077	-1175	-3144	
1030-5X-0006	385990	110695	152	4.84	-1162	-1235		
1030-5X-0007	386563	107082	171	-24.38	-1335	-1457		
1030-5X-0008	385315	111750			-1189	-1294		
1030-5X-0009	387815	112400	-34	-79			-3116	
1030-5X-0010	383450	113050			-1571	-1666		
1030-5X-0068	381639	111011			-1277	-1432		
1030-6X-0003	391720	112210	183	114				
1030-6X-0005	389865	104402	-734	-885	-1030	-1160		
1030-6X-0006	393645	106510	230	145	-1288	-1411	-3431	
1030-6X-0032	390138	112972	93	8	-1139	-1224		
1030-6X-0033	389400	108660	215	144.2				
1030-6X-0034	388880	109000	212	128				
1030-6X-0035	389015	108845	215.5	139.5				
1030-6X-0036	388347	108556	192.7	144.7				
1030-7X-0001	396700	110170	26	-60	-1406	-1500	-3272	
1030-7X-0002	396855	108790	118	58				
1030-7X-0014	400650	107280	-147	-313	-1827	-1905		
1030-7X-0016	395578	109501	221	90.5	-1310	-1407		
1030-8X-0001	404875	108545	-574	-810	-2224	-2262		
1030-8X-0002	406310	105870	-705	-923	-2260	-2302		
1030-8X-0003	404255	109460	-522	-594				
1030-8X-0202	406860	103505	-660	-759	-2300	-2330		
1031-2X-0001	424220	120470	-817	-1035	-1291	-1514	-2075	-2498
1031-2X-0002	421250	120720	-984	-1176	-1273	-1676	-1984	-2665

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

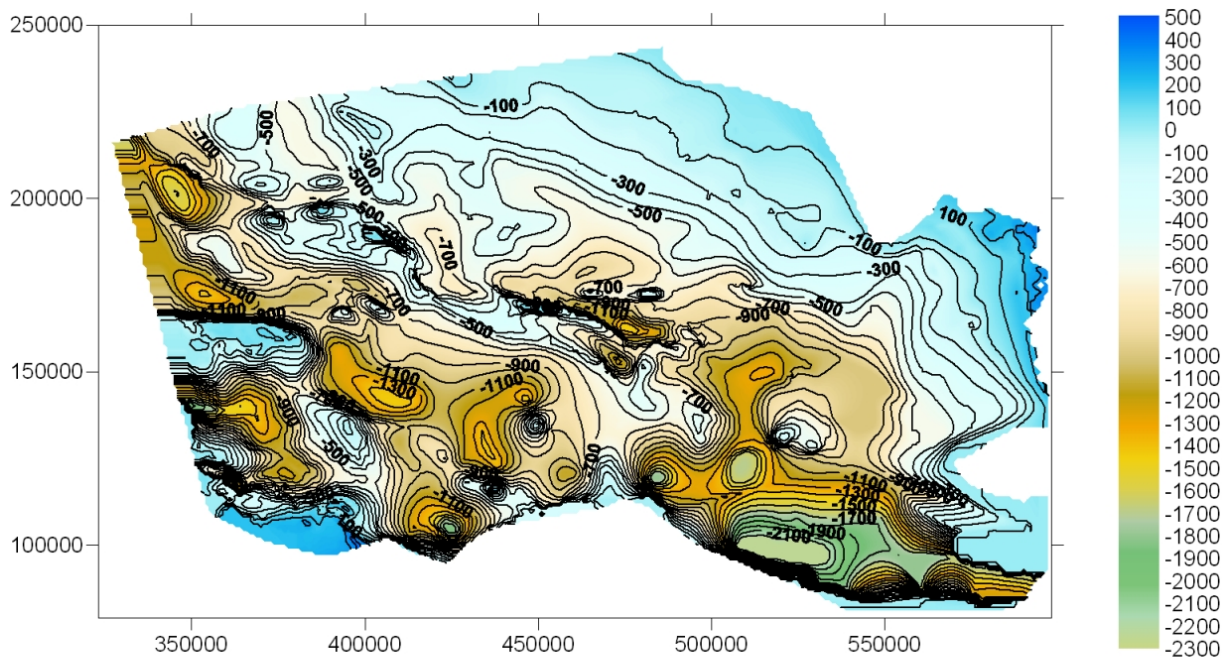
BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
1031-2X-0009	421780	115195	-1079	-1292	-1745	-1812		
1031-2X-0011	424450	117175	-836	-989	-1146	-1557	-2224	-2693
1031-2X-0012	423330	118310	-951	-1118	-1230	-1634	-2257	-2753
1031-2X-0013	423842	116087	-925	-1048	-1308	-1634	-2346	-2850
1031-2X-0015	424750	118492	-835	-1031	-1139	-1505	-2109	-2599
1031-3X-0014	429445	117895	-302	-414	-513	-881	-1523	
1031-3X-0018	430490	114225	-666	-827	-885	-1389	-2216	-2913
1031-3X-0019	430950	115360	-553	-624	-787	-1235	-2003	-2583
1031-3X-0020	428110	115810	-580	-808	-904	-1256	-2148	-2801
1031-3X-0023	429496	115811	-528	-688	-751	-1232	-2037	-2708
1031-3X-0026	425484	117880	-746	-847	-1038	-1431	-2130	-2666
1031-4X-0001	435750	116500	59	-65	-273	-408	-1301	-1625
1031-4X-0002	435144	118130			-609	-914	-1549	-1720
1031-4X-0020	433012	120183	-874	-1020	-1135	-1427	-1750	-2160
1031-4X-0021	433083	112471	-785	-996	-1135	-1508	-2551	-3301
1031-4X-0024	435425	114844	-375	-605	-789	-1014	-1761	
1031-4X-0025	438056	116169	212	15	-140	-356	-792	
1031-5X-0045	412919	103047	-1195	-1269	-2873	-2923	-3579	
1031-5X-0069	414200	105110	-1383	-1572				
1031-7X-0012	429795	107859	-1396	-1496	-1962	-2202	-3022	-3890
1031-8X-0001	437710	102140			-1128	-1141		
1031-8X-0008	436540	104408	-772	-854	-1427	-1596	-2757	-3496
1032-1X-0008	440122	112012	-479	-641	-762	-1212	-2828	-3022
1032-1X-0010	441336	118156	-790	-932	-1201	-1342	-2073	-2221
1032-2X-0012	448531	115799	-692	-808	-822	-1266	-2725	-2725
1032-4X-0001	461650	120280	-1083	-1147	-1340	-1573	-1627	-2055
1032-4X-0002	465510	111650	-344	-404	-440	-904		
1032-5X-0003	442780	104010			-511	-523		
1032-5X-0007	439770	102845			-835	-955		
1032-5X-0008	440190	103565			-761	-792		
1032-5X-0009	442960	104320			-515	-535		
1032-5X-0016	441015	106728	-452	-677	-1041	-1226	-2537	-3137
1032-5X-0019	442024	107150	-495	-641	-961	-1140	-2697	-3127
1032-6X-0008	450860	107420	-383	-449	-472	-929		
1032-6X-0009	450850	109150	-669	-701	-998	-1436	-3164	
1033-1X-0002	471220	119920			-578	-671	-764	-1138
1033-2X-0001	483009	118849			-1949	-2081	-2152	-2218
1033-2X-0006	477950	112525					-258	-365
1033-5X-0002	473665	108190			-289			
1034-8X-0007	524750	107690			-1893	-2122		
1036-2X-0015	569400	118300	-16	-61				
1052-2X-0001	388385	102335			13	-138		
1052-2X-0005	390624	102662	-185	-264	-506	-651	-972	
1052-3X-0207	401748	101307	92	34	-1715	-1829		
1053-1X-0001	411615	100865	-650	-707	-2518	-2557		

Annexe G : Données de forages utilisées pour la construction des couches aquifères dans le modèle

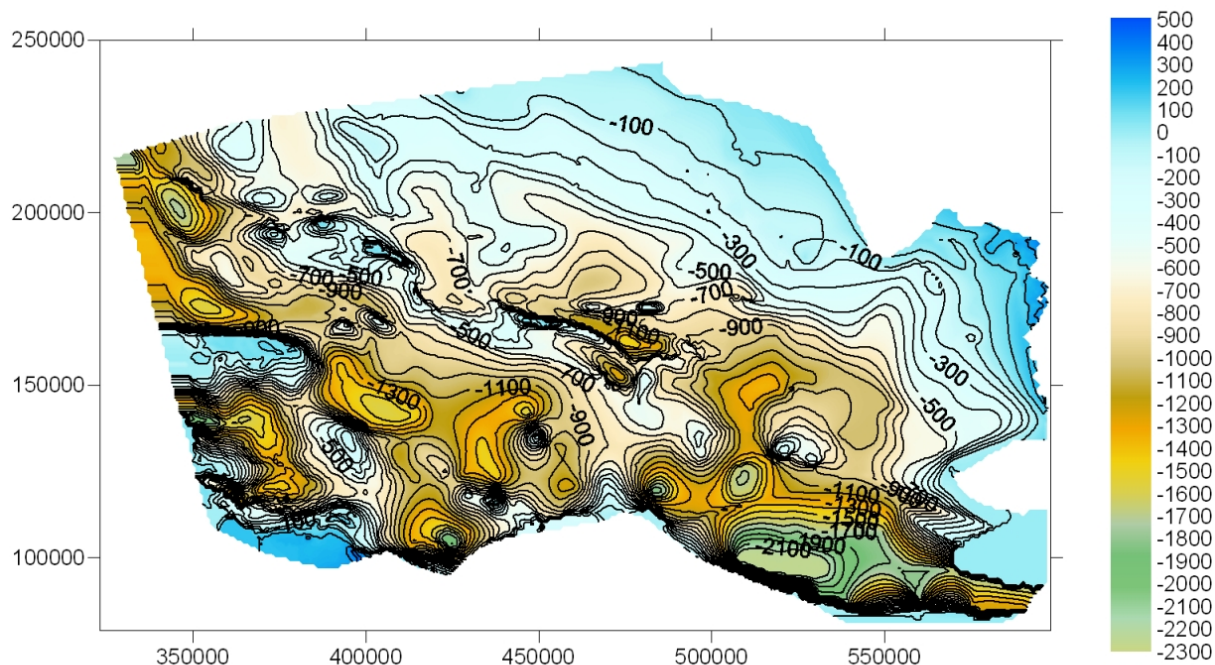
BSS/SIGLE	X	Y	SIM TOIT (m NGF)	SIM MUR (m NGF)	PAL. TOIT (m NGF)	PAL. MUR (m NGF)	CRET SUP. TOIT (m NGF)	CRET. SUP. MUR (m NGF)
1053-1X-0030	414467	97946	-4	-100	-2005	-2048	-2435	-3256
1053-3X-0001	424362	98013			-2095	-2128	-3323	
1058-6X-0219	567710	84160			-5	-216		
1076-7X-0224	572590	69235						-1423
1076-8X-0017	581945	69285					383	304
1077-5X-0010	586470	66880					188	87
1077-5X-0030	585490	66570					273	

Annexe H

Carte des toits des principales formations étudiées

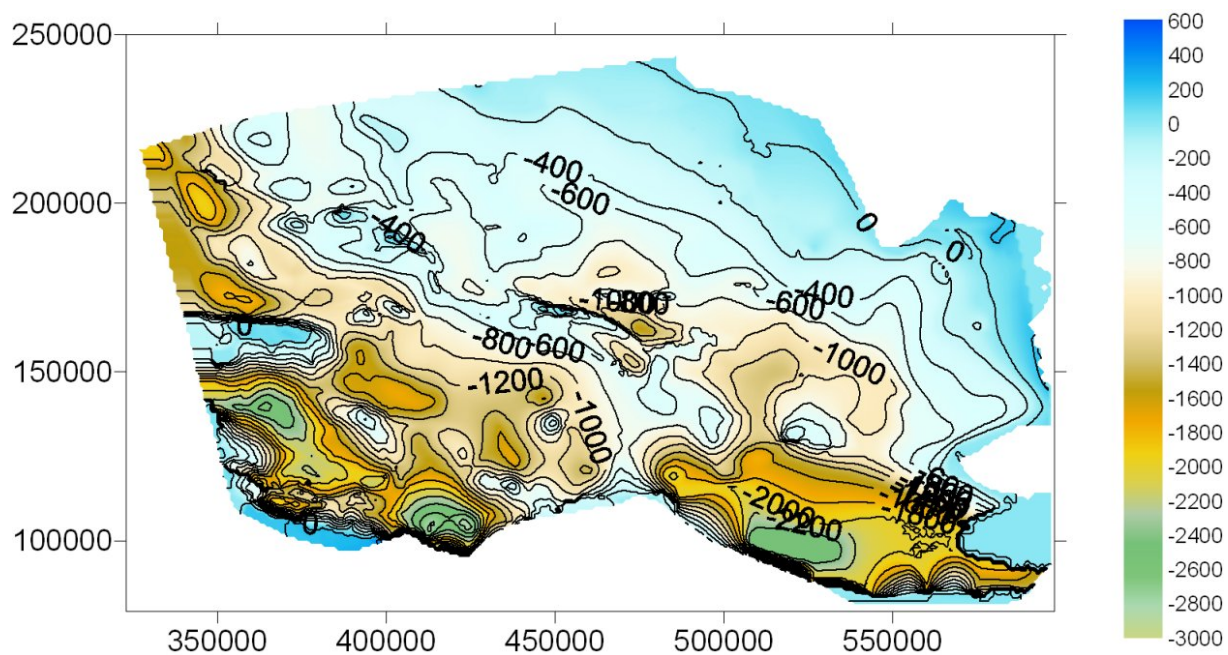


TOIT DES SABLES EOCENES

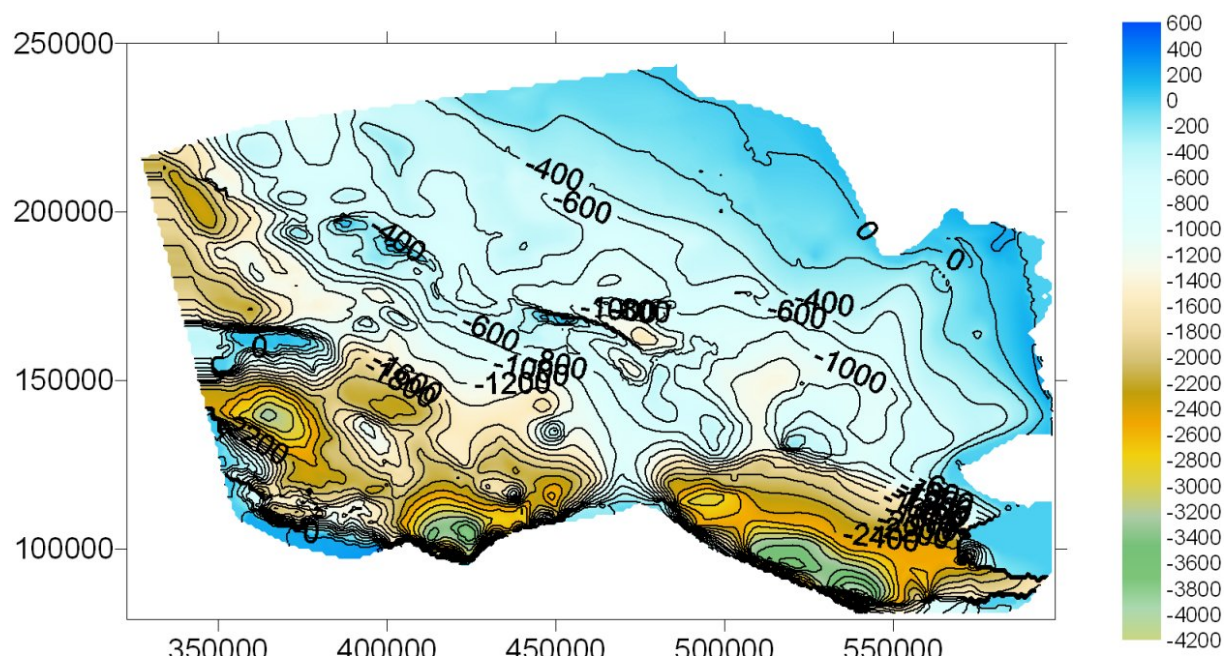


TOIT DES GRÈS A NUMMULITES

FIG. H.1 – Cartes du toit des faciès sableux de l'éocène et des grès à Nummulites (Sables Infra-Molassiques) en m NG



TOIT DE L'AQUIFERE DU PALEOCENE



TOIT DE L'AQUIFERE DU CRETACE SUPERIEUR

FIG. H.2 – Cartes du toit des aquifères du Paléocène et du Crétacé supérieur (en m NG)

Annexe I

Coupes dans le modèle géométrique

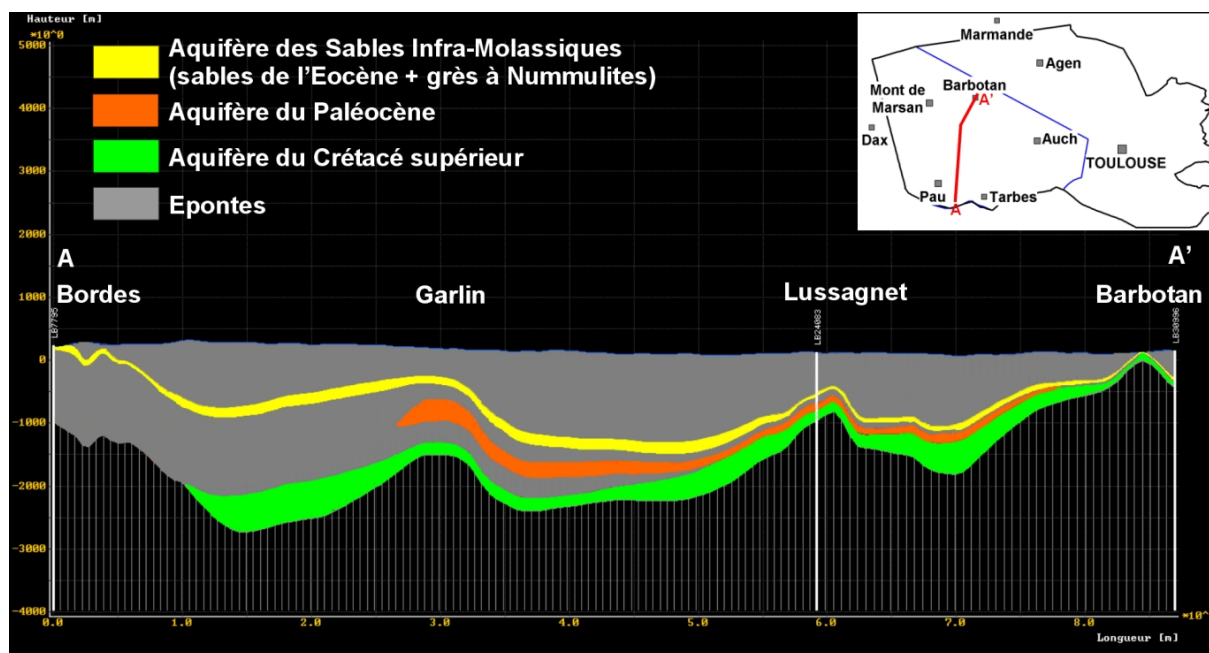


FIG. I.1 – Coupe A-A'

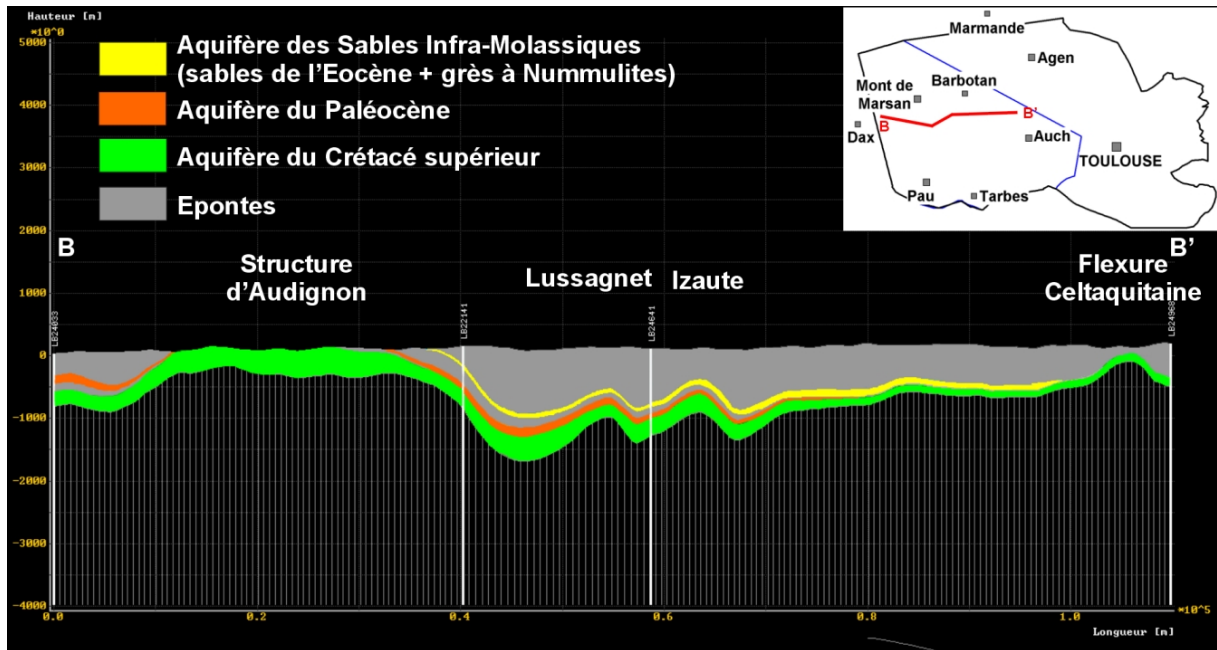


FIG. I.2 – Coupe B-B'

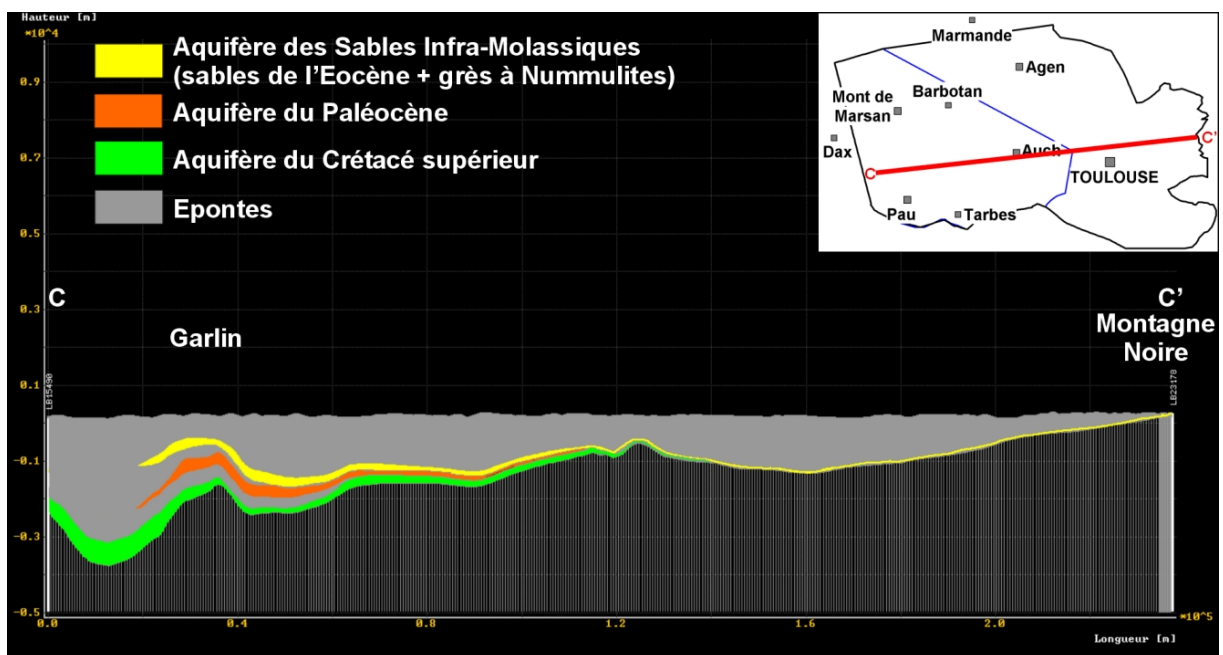


FIG. I.3 – Coupe C-C'

Annexe J

Calcul des hauteurs piézométriques vraies à partir des niveaux mesurés en surface

Cette annexe a été en partie rédigée à l'aide d'une note réalisée au sein de l'Institut Egid de Bordeaux 3 en 1998 sur le calcul des hauteurs piézométriques vraies à partir des niveaux mesurés en surface.

L'établissement des hauteurs piézométriques vraies pour les nappes profondes en négligeant le terme d'énergie cinétique nécessite la connaissance de la pression de fond p (toit de l'aquifère) et du poids volumique γ de l'eau au même point.

Dans l'industrie pétrolière, la pression de fond (ou de gisement) est directement acquise par capteur de fond, et le calcul de (γ/g) s'effectue directement.

En hydrogéologie, ces mesures sont peu fréquentes et seuls sont mesurés des niveaux d'eau en surface, c'est-à-dire des hauteurs de colonne d'eau. Hors cette mesure ne tient pas compte des conditions de fond c'est-à-dire au toit de l'aquifère dans le cas d'aquifère profond influencé par la température. Il s'avère donc dans ces cas-là nécessaire de corriger les effets de températures sur les mesures.

La valeur de la **charge piézométrique** h est définie au toit d'un aquifère par la relation [SCHOELLER (1961)] :

$$h = z + \frac{p}{\gamma \cdot g} \quad (\text{J.1})$$

Où :

z = cote du toit de l'aquifère dans un référentiel choisi. D'une façon générale, il faut utiliser le 0 NG comme plan de référence [L],

p = pression mesurée au toit de l'aquifère [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$],

γ = poids volumique au toit de l'aquifère [$\text{M.L}^{-2}.\text{T}^{-2}$], égal à la masse volumique de l'eau ρ [M.L^{-3}] multiplié par l'accélération de la pesanteur g [L.T^{-2}].

La hauteur piézométrique h est également exprimée de la façon suivante :

$$h = z + h_p \quad (\text{J.2})$$

Où h_p représente la hauteur de la colonne de fluide (d'eau) qui équilibre la pression p au toit de l'aquifère.

La pression p est toujours constante, la hauteur h_p varie donc seulement en fonction des variations de γ , où plutôt de la masse volumique ρ qui est fonction de la température θ , la pression p et la salinité χ [M.L⁻³].

En l'absence de mesures de pression de fond, ce qui est généralement le cas en hydrogéologie, les corrections suivantes doivent donc être effectuées :

La pression de l'aquifère est donc égale à :

$$p = h_{p\text{mes}} \cdot \gamma_{col} = h_{p\text{vrai}} \cdot \gamma_{aquif} \quad (\text{J.3})$$

avec :

$h_{p\text{mes}}$: hauteur de la colonne d'eau mesurée,

$h_{p\text{vrai}}$: hauteur de la colonne d'eau de l'aquifère,

γ_{col} : poids volumique de la colonne d'eau,

γ_{aquif} : poids volumique de l'eau mesuré au toit de l'aquifère.

Alors

$$h_{p\text{vrai}} = h_{p\text{mes}} \cdot \frac{\gamma_{col}}{\gamma_{aquif}} = h_{p\text{mes}} \cdot \frac{\rho_{col}}{\rho_{aquif}} \quad (\text{J.4})$$

Avec :

ρ_{col} : masse volumique de la colonne d'eau,

ρ_{aquif} : masse volumique de l'eau mesurée au toit de l'aquifère.

On a ainsi la relation suivante pour la hauteur piézométrique vraie :

$$h_{corr} = z + \frac{p}{\rho_{aquif} \cdot g} \quad (\text{J.5})$$

La pression de fond calculée p correspond à une solution de l'équation :

$$\frac{dp}{dz} = \rho_{(p(z), \theta(z), \chi)} \cdot g \quad (\text{J.6})$$

L'équation (J.6) est résolue en fonction des conditions aux limites suivantes :

$$p(z_0) = 1,01325 \text{ bar } \theta(z_0) = \theta_{fond}$$

Le poids de la colonne d'eau ainsi que la masse volumique de l'eau dans les conditions de gisement doivent être déterminés afin de pouvoir calculer la pression de fond ainsi que la hauteur piézométrique. La masse volumique est considérée comme étant fonction de p , θ et χ . En tenant compte de la compressibilité et de la dilatation thermique de l'eau, ROWE et CHOU (1970) ont défini le volume spécifique $\Omega_{(p,\theta,\chi)}$ (en $cm^3.g^{-1}$) d'une solution de NaCl à la pression p , la température θ et de salinité χ comme suit sur la base de données validées par le 3^{ème} "International Conference on Steam Tables" :

$$\Omega_{(p,\theta,\chi)} = \alpha(\theta) - p.\beta(\theta) - p^2.\gamma(\theta) + \chi.\delta(\theta) + C^2.\varepsilon(\theta) - C.p.X(\theta) - C^2.p.\zeta(\theta) - \frac{C.p^2.\eta(\theta)}{2} \quad (J.7)$$

avec p la pression ($kgf.cm^{-2}$), χ la salinité (kg de NaCl / kg de solution) et θ la température absolue ($^{\circ}K$).

L'expression du volume spécifique est validée dans les limites suivantes :

$$\begin{aligned} 273,15^{\circ}K &\leq \theta \leq 448,15^{\circ}K \\ 0 &\leq p \leq 350 \text{ bar} \\ 0 &\leq \chi \leq 0,25 \text{ kg [NaCl]/kg(solution)} \end{aligned}$$

La masse volumique est alors (en $g.cm^{-3}$) :

$$\rho_{(p,\theta,\chi)} = \frac{1}{\Omega} \quad (J.8)$$

Chaque fonction de la température ($\alpha(\theta)$, $\beta(\theta)$, $\gamma(\theta)$, $\delta(\theta)$, $\varepsilon(\theta)$, $X(\theta)$, $\zeta(\theta)$ et $\eta(\theta)$) est exprimée dans la forme suivante :

$$f(T) = a_0 + a_1.\theta + a_2.\theta^2 + a_3.\theta^{-1} + a_4.\theta^{-2} \quad (J.9)$$

Les valeurs des coefficients a_i sont reportés dans le tableau suivant :

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$\alpha(\theta)$	5,916365	$-1,035794.10^{-2}$	$9,270048.10^{-6}$	$1,127522.10^3$	$1,006741.10^5$
$\beta(\theta)$	$5,204914.10^{-3}$	$-1,0482101.10^{-5}$	$8,328532.10^{-9}$	-1,1702939	$1,02278.10^2$
$\gamma(\theta)$	$1,18547.10^{-8}$	$-6,599143.10^{-11}$	0	0	0
$\delta(\theta)$	-2,5166	$1,11766.10^{-2}$	$-1,70552.10^{-5}$	0	0
$\varepsilon(\theta)$	2,84851	$-1,54305.10^{-2}$	$2,23982.10^{-5}$	0	0
$X(\theta)$	$-1,4814.10^{-3}$	$8,2969.10^{-6}$	$-1,2469.10^{-8}$	0	0
$\zeta(\theta)$	$2,7141.10^{-3}$	$-1,5391.10^{-5}$	$2,2655.10^{-8}$	0	0
$\eta(\theta)$	$6,2158.10^{-7}$	$-4,0075.10^{-9}$	$6,5972.10^{-12}$	0	0

TAB. J.1 – Valeurs des coefficients de la formule de ROWE et CHOU (1970)

Annexe K

Méthode appliquée pour la transcription des fluctuations de stockage dans le modèle numérique - transcription directe

Cette méthode permet de caractériser l'écoulement hydrodynamique de toute la zone étudiée (bulle de gaz incluse). Dans le cas d'un modèle hydrogéologique monophasique "eau", des caractéristiques particulières doivent être attribuées sur la zone de la bulle afin de rendre compte au mieux des différentes caractéristiques entre l'eau et le gaz mais aussi de la matrice poreuse et notamment de sa compressibilité.

Le paramètre le plus susceptible de rendre compte de ces variations de volume est le coefficient d'emmagasinement S qui décrit le rapport d'un volume d'eau libéré (ou emmagasiné) par unité de surface de l'aquifère soumis à une variation de charge unitaire [JACOB (1940)].

Dans un modèle monophasique, le coefficient d'emmagasinement utilisé dans le domaine pétrolier est défini par :

$$S_p = \rho \cdot g \cdot e \cdot \omega \cdot \beta_t \quad (\text{K.1})$$

avec :

ρ : masse volumique [$\text{L} \cdot \text{T}^{-2}$],

g : accélération de la pesanteur [$\text{M} \cdot \text{L}^{-3}$],

e : épaisseur de la formation [L],

ω : porosité [-],

β_t : compressibilité totale [$\text{M}^{-1} \cdot \text{L} \cdot \text{T}^2$] où $\beta_t = \beta_f + \beta_s$ (β_f : compressibilité de l'eau et β_s compressibilité du milieu poreux).

L'emmagasinement S utilisé en hydrogéologie est de la forme suivante :

$$S = \rho.g.e. \left(\frac{1 - \omega}{E_s} + \frac{\omega}{E_f} \right) \quad (\text{K.2})$$

avec :

E_s : module d'élasticité du milieu poreux [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$] (= inverse de la compressibilité du milieu poreux),

E_f : module d'élasticité de l'eau [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$] (= inverse de la compressibilité de l'eau).

Dans un modèle biphasique, le coefficient d'emmagasinement utilisé dans le domaine pétrolier devient :

$$S_p = \rho.g.e. (\beta_s.(1 - \omega) + \omega.(\beta_g.S_g + \beta_f.S_f)) \quad (\text{K.3})$$

avec :

β_s : compressibilité du milieu poreux [$\text{M}^{-1}.\text{L}.\text{T}^2$],

β_g : compressibilité du gaz [$\text{M}^{-1}.\text{L}.\text{T}^2$],

S_g : saturation en gaz [-] = $S_g = \frac{V_g}{V_g + V_f}$, avec v_g : volume occupé par le gaz [L^3] et v_f : volume occupé par l'eau [L^3],

β_f : compressibilité en eau [$\text{M}^{-1}.\text{L}.\text{T}^2$],

S_f : saturation en eau [-] = $S_f = \frac{V_f}{V_f + V_g}$.

En hydrogéologie, la manipulation à réaliser est d'introduire la compressibilité du gaz dans l'expression de la compressibilité totale. Les propriétés du gaz sont alors imposées artificiellement à la zone poreuse de la roche. L'expression de l'emmagasinement S des hydrogéologues et qui fait intervenir le module d'élasticité de gaz, " E_g " [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$], devient :

$$S = \rho.g.e. \left(\frac{1 - \omega}{E_s} + \omega. \left(\frac{S_f}{E_f} + \frac{S_g}{E_g} \right) \right) \quad (\text{K.4})$$

Cette transcription directe nécessite alors la mise en place de trois zones distinctes dont les propriétés sont différentes (valeurs du coefficient d'emmagasinement S différentes) :

1. Zone saturée en gaz correspondant au gaz non exploitable dit "gaz coussin",
2. Zone de transition qui subit des phases de saturation en gaz au cours des cycles d'injection et dont la saturation en gaz baisse de moitié à la phase de soutirage,
3. Zone toujours saturée en eau.

Les volumes de gaz soutirés ou injectés peuvent être retranscrits en volumes d'eau équivalents sous la forme d'une condition de flux qui simule les phases de soutirage et d'injection.

La conversion d'un volume de gaz injecté (très compressible) en volume équivalent d'eau se fait par la relation suivante :

$$v = v_0 \cdot \frac{\theta}{\theta_0} \cdot \frac{p_0}{p} \cdot Z \quad (\text{K.5})$$

avec :

v : volume d'eau équivalent [L^3],

p : pression dans la bulle supposée uniforme [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$],

p_0 : pression de référence (1 bar) [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$],

v_0 : volume occupé par le gaz à la pression standard [L^3],

θ : température au sein de la bulle [Θ],

θ_0 : température standard [Θ],

Z : facteur de compressibilité du gaz (fonction de la pression et de la température).

Annexe L

Equation d'état de l'eau de mer

L'expression mathématique adopté par l'UNESCO en 1980 comme équation d'état de l'eau de mer, donne la masse volumique (ρ , kg.m^{-3}) de l'eau de mer comme une fonction de la salinité (χ), la température (θ , °C) et la pression appliquée (p , bars) [UNESCO (1980)]. Cette équation est de la forme suivante :

$$\rho(\chi, \theta, p) = \frac{\rho(\chi, \theta, p_0)}{1 - p/K(\chi, \theta, p)}$$

Avec $\rho(\chi, \theta, p_0)$, l'équation de la masse volumique de l'eau de mer, fonction de la salinité et de la température sous 1 atmosphère ($p_0=0$) :

$$\rho(\chi, \theta, p_0) = \rho_f + (8,24493.10^{-1} - 4,0899.10^{-3}.\theta + 7,6438.10^{-5}.\theta^2 - 8,2467.10^{-7}.\theta^3 + 5,3875.10^{-9}.\theta^4).\chi + (-5,72466.10^{-3} + 1,0227.10^{-4}.\theta - 1,6546.10^{-6}.\theta^2).\chi^{3/2} + 4,8314.10^{-4}.\chi^2$$

$$\rho_f = 999,842594 + 6,793952.10^{-2}.\theta - 9,095290.10^{-3}.\theta^2 + 1,001685.10^{-4}.\theta^3 - 1,120083.10^{-6}.\theta^4 + 6,536332.10^{-9}.\theta^5$$

Et $K(\chi, t, p)$ qui est de la forme suivante :

$$K(\chi, \theta, p) = K(\chi, \theta, p_0) + Ap + Bp^2$$

Avec :

$$K(\chi, \theta, p_0) = K_W + (54,6746 - 0,603459.\theta + 1,09987.10^{-2}.\theta^2 - 6,1670.10^{-5}.\theta^3).\chi + (7,944.10^{-2} + 1,6483.10^{-2}.\theta - 5,3009.10^{-4}.\theta^2).\chi^{3/2}$$

$$A = A_W + (2,2838.10^{-3} - 1,09981.10^{-5}.\theta - 1,6078.10^{-6}.\theta^2).\chi + 1,91075.10^{-4}.\chi^{3/2}$$

$$B = B_W + (-9,9348.10^{-7} + 2,0816.10^{-8}.\theta + 9,1697.10^{-10}.\theta^2).\chi$$

Où K_w , A_w et B_w , les termes de l'eau pure sont donnés par :

$$K_w = 19652,21 + 148,4206.\theta - 2,3271050.\theta^2 + 1,360477.10^{-2}.\theta^3 - 5,155288.10^{-5}.\theta^4$$

$$A_w = 3,239908 + 1,43713.10^{-3}.\theta + 1,16092.10^{-4}.\theta^2 - 5,77905.10^{-7}.\theta^3$$

$$B_w = 8,50935.10^{-5} - 6,12293.10^{-6}.\theta + 5,2787.10^{-8}.\theta^2$$

Cette Équation Internationale de l'Etat de l'Eau de Mer est valide pour des salinités de 0 à 42 ppt, des températures entre -2 et 40°C et une pression appliquée de 0 à 1000 bars.