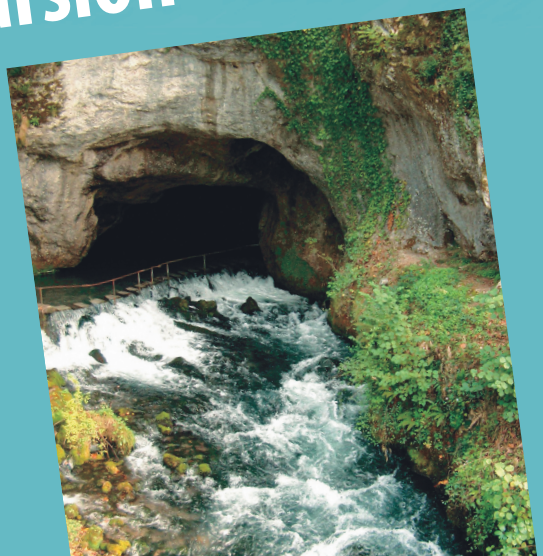
CARCASSONNE
29 novembre 2003

Excursion

Circulations hydrothermales en terrains calcaires

Livret-guide de l'excursion

10ème journée technique
du Comité Français
de l'Association Internationale
des Hydrogéologues



Géosciences pour une Terre durable
brgm

Conseil Général de l'Aude

Carcassonne 29 novembre 2003

Circulations hydrothermales en terrains calcaires

10ème journée technnique du Comité Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues

Excursion dans la Haute Vallée de l'Aude et le Pays-de-Sault

Présentation géologique de la zone sous-pyrénéenne et des relations du thermalisme avec le Massif du Mouthoumet. Traversée du Pays-de-Sault, exemple de karst de moyenne montagne.

B. Aunay[1], P. Le Strat[1], M. Yvroux[2], A. Mangin [3], N. Dörfliger[1]

[1] BRGM : p.lestrat@brgm.fr

[2] Conseil Général de l'Aude : michel.yvroux@cg11.fr

[3] Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis : mangin@lsm.cnrs.fr

Sommaire

OBJECTIFS **2**

PRÉAMBULE GÉNÉRAL **2**

QUELQUES DÉFINITIONS… **5**

LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE **6**

La problématique : la cellule de convection hydrogéologique 7

CADRE HYDROGÉOLOGIQUE DU MASSIF DE MOUTHOUMET **14**

Le Paléozoïque 14
Le Crétacé supérieur - Paléocène 15
Cadre climatique 15
Départ de Carcassonne (cf. carte en annexe) 16
De Carcassonne à Alet-les-Bains... 16

ARRÊT 1 - LA STATION THERMALE D'ALET-LES-BAINS **17**

Données générales 17
Alet-les Bains et la Branche d'Alet 18
Généralités sur le thermalisme de la région d'Alet-les-Bains 21
De Alet-les-Bains à Rennes-les-bains... 21

ARRÊT 2 - LA STATION DE RENNES-LES-BAINS **22**

Données générales 22
Rennes-les-Bains et la Branche du Cardou (cf. fig. 4 et 5) 22
Généralités sur le thermalisme de la région de Rennes-les-Bains 23
Descriptif des sources à caractère thermal 25
Le forage de Rennes-les-Bains 26
De Rennes-les-Bains à Quillan... 29

ARRÊT 3 - LA DÉPRESSION DE QUILLAN DEPUIS LE COL DU PORTEL **30**

Sources froides 32
Sources thermales de Ginoles 33
Depuis le Col du Portel à la surface d'Espezel... 35

ARRÊT 4 - LE PLATEAU DE SAULT, LA SURFACE D'ESPEZEL **36**

Données générales 37
Le karst du Pays de Sault 37
Chronologie des évènements 41
De Espezel à Fontestorbes... 41

ARRÊT 5 – SOURCE INTERMITTENTE DE FONTESTORBES **42**

Retour sur la vallee de l'aude par puivert… 46

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE **47**

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE **49**

ANNEXES **51**

Objectifs

L'objectif de ce livret guide est de présenter la géologie et l'hydrogéologie de la haute vallée de l'Aude dans son cadre tectonique, stratigraphique et géomorphologique et de replacer les différents objets géologiques et hydrogéologiques (imperméables -argilites-, réservoirs étanches -argiles-, réservoirs poreux et karstiques) dans ce même cadre.

Préambule général

Ce livret guide a été élaboré dans un esprit de démarche intégrée suivant des profils d'équilibres terre mer (profils continent / bassin), tous en relation avec le niveau de base global, soit le niveau moyen des mers au cours des temps géologiques.

La base de référence pour les réflexions qui y sont exposées est régie par la courbe eustatique globale "long et court terme" réactualisée de Haq *et al*. (1987).

Ces réflexions sont conduites par l'emploi de trois outils fondamentaux nécessaires pour cet exercice. Il s'agit d'employer les concepts de la stratigraphie séquentielle (modèle d'Exxon, 1977), les principes de la stratigraphie génétique (Homewood *et al.*, 1992) et les bases de la géomorphologie en domaine méditerranéen (Clauzon, 1990 ; Ambert, 1994 ; Calvet, 1996 ; Camus, 2003).

Il va de soi que la tectonique est omniprésente de même que les autres facteurs comme le climat et la production sédimentaire ou biologique…

Les autres données sont cependant connectées à l'emploi de ces outils qui vont pouvoir définir les rails stratigraphiques nécessaires à l'interprétation des objets géologiques, notamment des karsts, dans les paysages.

L'exercice proposé, qui est donc d'analyser les objets géologiques de la vallée de l'Aude dans les paysages, fait suite à deux ateliers précédemment menés (Aunay & Le Strat, 2002). Il s'agissait autour de l'amphithéâtre du Golfe du Lion d'analyser d'une part (cf. fig. 1), l'évolution du karst languedocien au Mésozoïque (Trias, Jurassique et Crétacé inférieur) et d'autre part (cf. fig. 2) l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé supérieur à l'actuel.

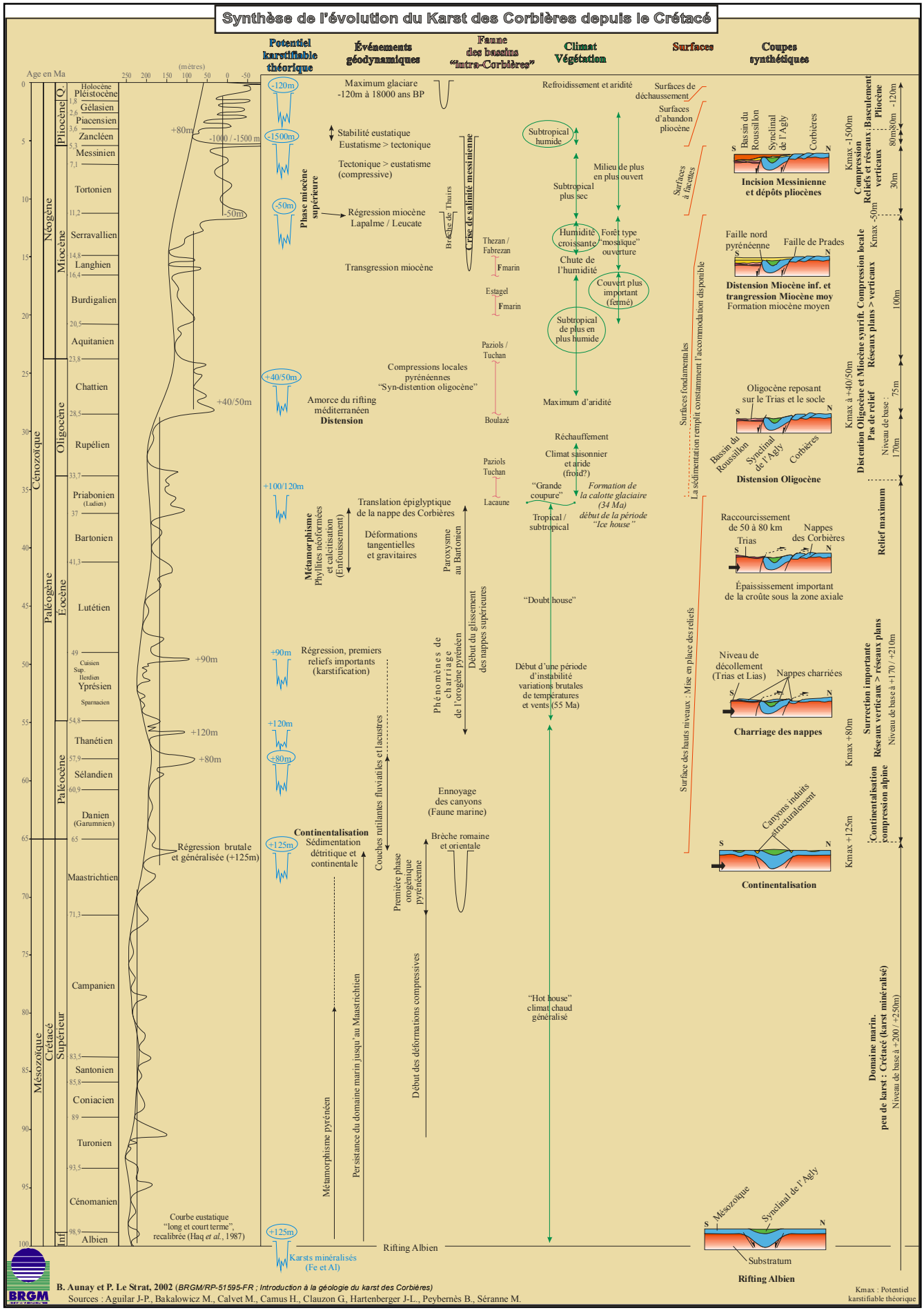
L'examen des karsts (paléokarts, paléomorphologie,…) en domaine continental est, dans la problématique terre – mer, un jalon important en connection avec les paléosurfaces pour comprendre l'évolution des profils de dépôts en fonction des différents niveaux de base fluviatiles au cours des temps géologiques. Le résultat de ces investigations est consigné dans les travaux de Aunay & Le Strat (2002) et de Duvail *et al*. (2000, 2002, 2003).

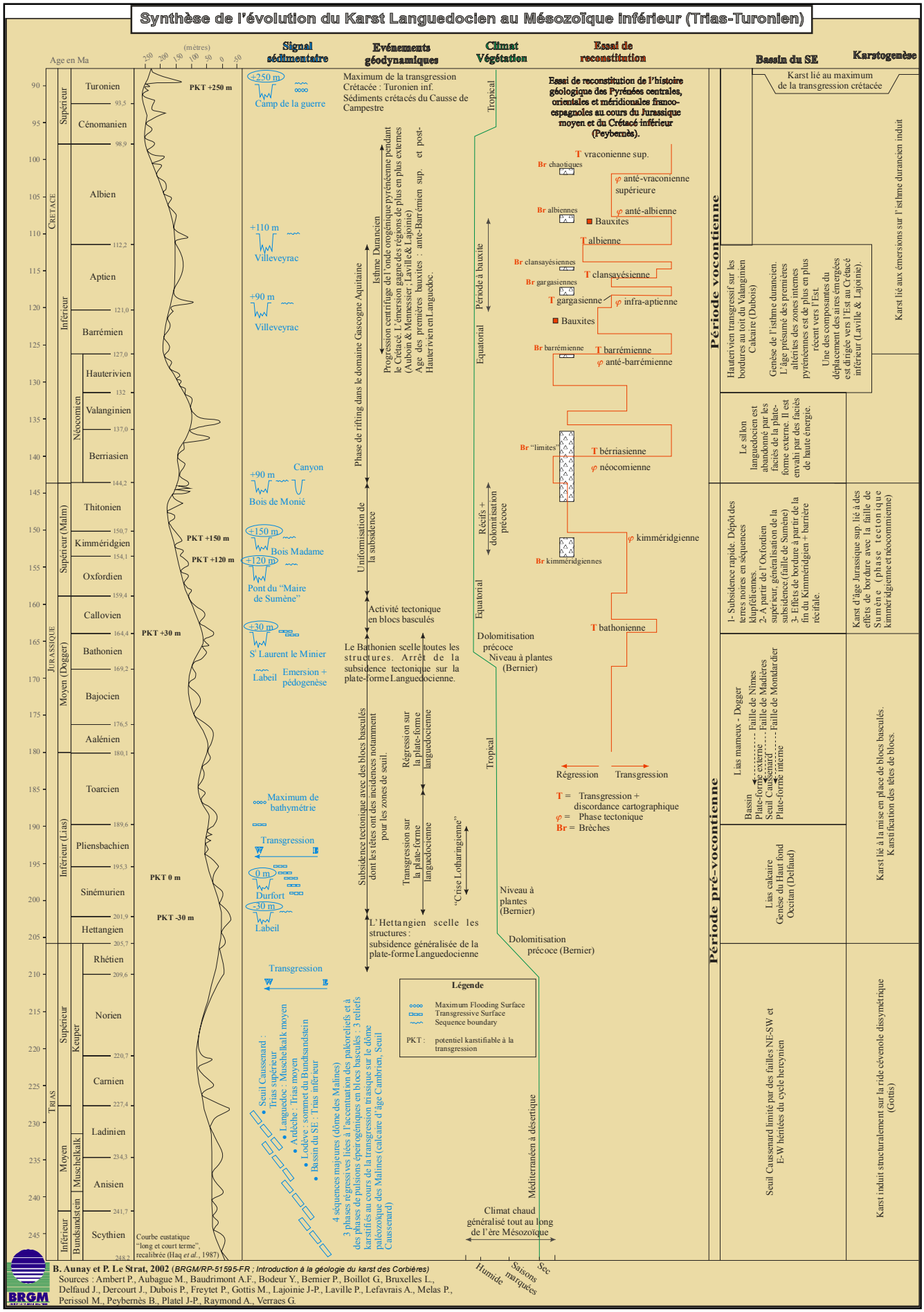
Ces travaux font le point actuel des connaissances avec ceux de Guennoc *et al.* (2000) Rabineau (2001), Lofi (2002) et de Boyer (2003) sur les évolutions du syn-rift (Oligo-Miocène) et du post-rift (Miocène supérieur et Plio-Quaternaire) dans le Golfe du Lion. Ce sont ces dernières évolutions qui vont piloter, en grande partie, toute la géodynamique récente de cette partie de la chaîne pyrénéenne comme d'une grande part de la marge passive de la Méditerranée occidentale.

Figure 1 - Synthèse de l'évolution du Karst des Corbières depuis le Crétacé (Aunay & Le Strat, 2002)

Figure 2 – Synthèse de l'évolution du karst Languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias - Turonien) (Aunay & Le Strat, 2002)

Figures pages suivantes


Synthèse de l'évolution du Karst des Corbières depuis le Crétacé
Potentiel karstifiable théorique
Événements géodynamiques
Faune des bassins "intra-Corbières"
Climat Végétation
Surfaces
Coupes synthétiques
Age en Ma
(mètres)
Cénozoïque
Mésozoïque
Néogène
Paléogène
Crétacé
Pliocène
Miocène
Oligocène
Éocène
Paléocène
Supérieur
Inf.
Holocène
Pléistocène
Gélasien
Piacensien
Zancléen
Messinien
Tortonien
Serravallien
Langhien
Burdigalien
Aquitanien
Chattien
Rupélien
Priabonien
(Ludien)
Bartonien
Lutétien
Cuisien
Sup.
Ilerdien
Yprésien
Sparnacien
Thanétien
Sélandien
Danien
(Garumnien)
Maastrichtien
Campanien
Santonien
Coniacien
Turonien
Cénomanien
Albien
Maximum glaciaire -120m à 18000 ans BP
Stabilité eustatique
Eustatisme > tectonique
Tectonique > eustatisme (compressive)
Phase miocène supérieure
Régression miocène Lapalme / Leucate
Transgression miocène
Brèche de Thuirs
Crise de salinité messinienne
Thezan / Fabrezan
Fmarin
Estagel
Fmarin
Paziols / Tuchan
Boulazé
Paziols Tuchan
Lacaune
Compressions locales pyrénéennes "Syn-distention oligocène"
Amorce du rifting méditerranéen
Distension
Métamorphisme
Phyllites néoformées et calcitisation (Enfoussement)
Translation épiglyptique de la nappe des Corbières
Déformations tangentielles et gravitaires
Paroxysme au Bartonien
Phénomènes de charriage de l'orogène pyrénéen
Début du glissement des nappes supérieures
Régression, premiers reliefs importants (karstification)
Couches rutilantes fluviatiles et lacustres
Continentalisation
Sédimentation détritique et continentale
Régression brutale et généralisée (+125m)
Ennoyage des canyons (Faune marine)
Brèche romaine et orientale
Première phase orogénique pyrénéenne
Début des déformations compressives
Persistance du domaine marin jusqu'au Maastrichtien
Métamorphisme pyrénéen
Courbe eustatique "long et court terme", recalibrée (Haq et al., 1987)
Karsts minéralisés (Fe et Al)
Rifting Albien
Refroidissement et aridité
Subtropical humide
Subtropical plus sec
Milieu de plus en plus ouvert
Humidité croissante
Forêt type "mosaïque" ouverture
Chute de l'humidité
Couvert plus important (fermé)
Subtropical de plus en plus humide
Maximum d'aridité
Réchauffement
Climat saisonnier et aride (froid?)
"Grande coupure"
Formation de la calotte glaciaire (34 Ma)
début de la période "Ice house"
Tropical / subtropical
"Doubt house"
Début d'une période d'instabilité variations brutales de températures et vents (55 Ma)
"Hot house" climat chaud généralisé
Surfaces de déchaussement
Surfaces d'abandon pliocène
Surfaces à facettes
Surfaces fondamentales
La sédimentation remplit constamment l'accommodation disponible
Surface des hauts niveaux : Mise en place des reliefs
Incision Messinienne et dépôts pliocènes
Kmax -1500m
Compression
Reliefs et réseaux : Basculement verticaux
Pliocène
80m
30m
Distension Miocène inf. et transgression Miocène moy
Formation miocène moyen
Faille nord pyrénéenne
Faille de Prades
Kmax -50m
Distension Oligocène et Miocène synrift. Compression locale
Pas de relief
Réseaux plans > verticaux
100m
Oligocène reposant sur le Trias et le socle
Kmax à +40/50m
Distension Oligocène
Niveau de base : 75m
170m
Relief maximum
Raccourcissement de 50 à 80 km
Trias
Nappes des Corbières
Épaississement important de la croûte sous la zone axiale
Niveau de décollement (Trias et Lias)
Nappes charriées
Charriage des nappes
Kmax +80m
Surrection importante
Réseaux verticaux > réseaux plans
Niveau de base à +170 / +210m
Canyons induits structuralement
Kmax +125m
Contentalisation compression alpine
Continentalisation
Domaine marin, peu de karst : Crétacé (karst minéralisé)
Niveau de base à +200 / +250m
Synclinal de l'Agly
Mésozoïque
Substratum
Rifting Albien
Kmax : Potentiel karstifiable théorique
B. Aunay et P. Le Strat, 2002 (BRGM/RP-51595-FR ; Introduction à la géologie du karst des Corbières)
Sources : Aguilar J-P., Bakalowicz M., Calvet M., Camus H., Clauzon G, Hartenberger J-L., Peybernès B., Séranne M.
BRGM



B. Aunay et P. Le Strat, 2002 (*BRGM/RP-51595-FR ; Introduction à la géologie du karst des Corbières*)
Sources : Ambert P., Aubague M., Baudrimont A.F., Bodeur Y., Bernier P., Boillot G., Bruxelles L., Delfaud J., Dercourt J., Dubois P., Freytet P., Gottis M., Lajoinie J-P., Laville P., Lefavrais A., Melas P., Perissol M., Peybernès B., Platel J-P., Raymond A., Verraes G.

Quelques définitions…

Accommodation (Homewood et al., 2000)

Espace total disponible pour emmagasiner du sédiment ; en domaine marin peu profond, cela correspond en première approximation au volume délimité entre le niveau de la mer et le substrat au début de la sédimentation.

Accommodation karstique (Aunay et al., 2003)

Espace disponible entre le niveau de base d'un karst à un âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence élémentaire tectono-eustatique. C'est aussi l'espace disponible pour déposer des sédiments en période d'ennoyage dans un karst à un âge donné.

Potentiel karstifiable théorique (Aunay & Le Strat., 2002).

Il s'agit de l'espace disponible compris entre le plus haut niveau de base (paléosurface des hauts niveaux pour le cycle pyrénéen) et le plus bas niveau de base (chute eustatique messinienne à –1500 m pour le cycle alpin en domaine méditerranéen ou –120 m pour le maximum glaciaire en domaine atlantique global) d'un cycle tectono-eustatique de 1er ordre (cycle alpin ou cycle hercynien). Il regroupe l'ensemble des accommodations karstiques élémentaires de ce même cycle.

Potentiel de karstification (Mangin, 1978 ; Bakalowicz, 1979, 1986)

Le potentiel de karstification d'un massif carbonaté est constitué de deux ensembles de processus indissociables : les processus chimiques de dissolution de la roche (l'eau solvant) et le moteur fournissant l'énergie nécessaire au transport et à l'évacuation du soluté (l'eau agent de transport).

Niveau de base (Homewood et al., 2000)

En géomorphologie, le niveau de base local est déterminé par le niveau lacustre dans des bassins continentaux successifs, et le niveau de base des fleuves est constitué par le niveau de la mer ; le concept n'est pas développé pour le domaine marin alors que le sédiment peut s'accumuler au-dessus du niveau de la mer, ou selon le cas, être érodé régionalement à une certaine profondeur.

En stratigraphie, le niveau de base est la surface d'équilibre en dessous de laquelle le sédiment se dépose, en dessus de laquelle il y a érosion. Ceci ne correspond pas exactement au niveau de la mer, même sur le littoral.

Stratigraphie génétique ou séquentielle de faciès (Homewood et al., 2000)

Étude de stratigraphie séquentielle partant de briques élémentaires identifiables sur carottes et diagraphies.

Stratigraphie séquentielle (Homewood et al., 2000)

Mise en évidence de séquences stratigraphiques à valeur chronologique, essentiellement à l'échelle de la sismique.

Le contexte géologique

L'histoire géologique débute dans les séries sédimentaires, dans cette région des Pyrénées, par les séries d'âge Paléozoïque discordantes sur le socle. Elles se caractérisent par une sédimentation siliciclastique dominante, donc peu imperméable, dès le Cambrien avec deux périodes intéressantes pour les aquifères poreux.

Ce sont dans la région du Mouthoumet, le Dévonien et le Carbonifère inférieur ou l'on voit s'installer des régimes de plates-formes carbonatées. Dans ce contexte relativement imperméable ou les réservoirs gréseux sont le plus souvent colmatés par un liant argileux important, ces masses carbonatées fournissent l'essentiel des réservoirs pour deux raisons.

D'une part, l'ensemble de la série paléozoïque est soumis à un métamorphisme important qui voit l'apparition de schistosités fréquentes voire de foliations et d'autre part une structuration polyphasée en plis et nappes superposées. Cette dernière rend l'approche géométrique difficile.

Les séries carbonatées vont donc présenter un métamorphisme général (transformation les calcaires en marbres) et aussi une structuration importante qui va générer une fracturation très forte. Ces événements ont comme conséquence la genèse de réservoirs carbonatés paléozoïques significatifs, avec une assez bonne perméabilité de fracture, situés à des profondeurs importantes, capables d'être les réservoirs susceptibles de stocker la ressource en eaux géothermales de cette partie des Pyrénées.

A la différence des séries paléozoïques qui vont subir les deux orogenèses hercyniennes et alpines, les séries mésozoïques sont essentiellement argilo-carbonatées et ne vont subir que les déformations verticales et tangentielles des phases alpines. Les niveaux de transferts d'énergie sont, comme à l'accoutumée, les séries triasiques argilo-sulfatées ou les séries argileuses du Lias ou de la fin du Crétacé inférieur.

L'élément important, dans cette configuration mésozoïque, est l'apparition de phénomènes karstiques, dès l'émersion de la chaîne au Crétacé supérieur, pilotés pour l'essentiel par le niveau fluviatile local lui même connecté avec le niveau de base marin global.

Au cours du Mésozoïque, l'eustatisme général évolue dans un système globalement transgressif depuis zéro mètre NGF[1], au Trias, jusqu'à environ 220 mètres pour le Crétacé supérieur et dans un système globalement régressif depuis 220 mètres au Crétacé supérieur à zéro mètre NGF à l'actuel.

Le début de la karstification, donc de l'émersion de la chaîne, débute dans cette partie des Pyrénées au Crétacé supérieur avec les faciès continentaux du Maastrichtien et vont perdurer jusqu'à l'actuel dans des systèmes polyphasés avec une augmentation importante du potentiel karstifiable théorique depuis le Crétacé supérieur (eustatisme décroissant de +220 mètres à -120 mètres NGF). Le maximum de chute eustatique est enregistré pour le maximum glaciaire vers –120 mètres NGF.

Il faut préciser que, spécifiquement sur la façade de la méditerranée occidentale ce maximum de chute du niveau marin est atteint lors de la crise de salinité messinienne avec une chute drastique du niveau marin à – 1500 mètres NGF.

[1] Nivellement Général de France

Dans cette suite d'évènements dont le moteur alpin se situe en Méditerranée occidentale, il faut distinguer les principales étapes suivantes (Aunay & Le Strat, 2002 ; Camus, 2003 ; Clauzon *et al.*, 1990, 2002 ; Duvail *et al*., 2000, 2002, 2003 ; Lofi, 2002 ; Seranne, 1999) :

- Émersion de la chaîne au Maastrichtien et début de la création de la morphologie des hauts niveaux ;
- Paroxysme de la mise en place des nappes structurales pyrénéennes, en versant Nord, au Bartonien ;
- Début de l'ouverture de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène et fin de la morphologie des hauts niveaux ;
- Période synrift allant de l'Oligocène au Miocène moyen dans le segment de la marge correspondant au Roussillon ;
- Création pendant la période synrift de la paléosurface fondamentale liée à deux causes : (i) sédimentation toujours à l'accommodation dans les bassins en distension de l'Oligocène au Miocène moyen ; (ii) période de non-incision des morphologies ;
- Uplift au Tortonien sur tout l'amphithéâtre du Golfe du Lion avec des créations de relief atteignant 1000 mètres (Massif du Canigou). Il est synchrone au paroxysme de mise en place des nappes alpines. Cet épisode s'accompagne du début des incisions dans la paléosurface fondamentale ;
- Incision messinienne liée à la crise de salinité (5,3 à 5,8 Ma) avec une chute du niveau de base de près de 1500 mètres NGF en Méditerranée occidentale ;
- Période postrift allant du Pliocène au Quaternaire avec un basculement proximal distal de l'ensemble continent bassin ;
- Chute du niveau marin à –120 mètres NGF pour le maximum glaciaire global accompagnée d'incisions (canyons, élargissements d'anciens réseaux).

La problématique : la cellule de convection hydrogéologique

La circulation hydrogéologique "per descensum"

La notion de cycle de l'eau dans cette problématique est importante. Dans un premier temps il est important d'aborder la question de la migration de l'eau depuis la surface vers les réservoirs en profondeur et notamment de la gestion des drains qui permettent cette migration. Les seuls objets capables de suivre cette évolution sont évidemment des drains structuraux de préférence verticalisés et ouverts qui vont permettre la circulation entre les eaux de surface et les réservoirs en profondeur. Il existe une seule période récente capable de générer des accidents de socle verticalisés et ouverts de cette ampleur : il s'agit de l'uplift tortonien synchrone de la mise en place des nappes alpines. Il est capable en effet de générer dans cette partie de la chaîne pyrénéenne des mouvements verticaux de l'ordre de 1000 mètres d'ampleur (Clauzon & Rubino, 2001) qui vont atteindre sans aucun doute les séries de socle et du substratum.

Le stockage dans un réservoir en profondeur

L'accès aux réservoirs profonds est donc rendu possible. Il s'agit maintenant de définir les aquifères profonds soumis eux-mêmes à une évolution géothermique certaine. Ces réservoirs profonds pour les eaux géothermales sont paléozoïques pour des raisons d'enfouissement. En effet, les seuls réservoirs d'âge Paléozoïque capables de présenter ces caractéristiques sont les plates-formes carbonatées du Dévonien et du Carbonifère inférieur (450 mètres d'épaisseur). Non seulement ces séries calcaires sont incluses dans le contexte siliciclastique imperméable de la série paléozoïque, mais elles présentent une assez bonne perméabilité due à une très forte structuration. Dans le cas présent les séries paléozoïques du Mouthoumet ou ses équivalentes sont évidemment les premières concernées par ce schéma.

La circulation hydrogéologique "per ascensum"

Les réservoirs profonds vont donc, de ce fait, être soumis non seulement à une charge hydraulique certaine mais aussi à un degré géothermique important qui va accélérer le mouvement vers le haut des eaux. La structuration de ces séries va elle aussi être importante car c'est elle qui va conditionner cette circulation. En effet si, on l'a vu, les objets verticaux vont être contrôlés par la circulation "per descensum", les grandes structures chevauchantes bartoniennes ouvertes dès l'Oligo-Miocène vont être les objets privilégiés pour cette remontée d'eaux géothermales ou carbogazeuses. En effet, les structures obliques ouvertes (exutoires naturels du système) sont plus favorables aux remontées d'eaux géothermales que les drains verticaux, mis en charge par la venue d'eau de surface.

Le stockage dans les réservoirs de surface

Lors de la remontée des eaux géothermales par les grands accidents chevauchants ou les grandes interfaces lithologiques, elles vont traverser dans les séries géologiques sédimentaires surincombantes, un ensemble de réservoirs poreux et/ou karstiques dans lesquelles elles vont pouvoir soit se stocker, soit se mélanger avec les eaux de surface. C'est souvent le cas dans les zones structurées des avant-pays des chaînes de montagnes comme les Pyrénées.

En effet, on y rencontre à la fois des grands accidents de socle ayant subi des uplifts importants, des aquifères profonds paléozoïques favorables aux conditions de stockage sous une épaisse couverture, des grands accidents chevauchants dans l'avant-pays et enfin des réservoirs de surface poreux et/ou karstiques pouvant réaliser les mélanges entre les eaux géothermales profondes et les eaux souterraines peu profondes (aquifère poreux ou karstique).

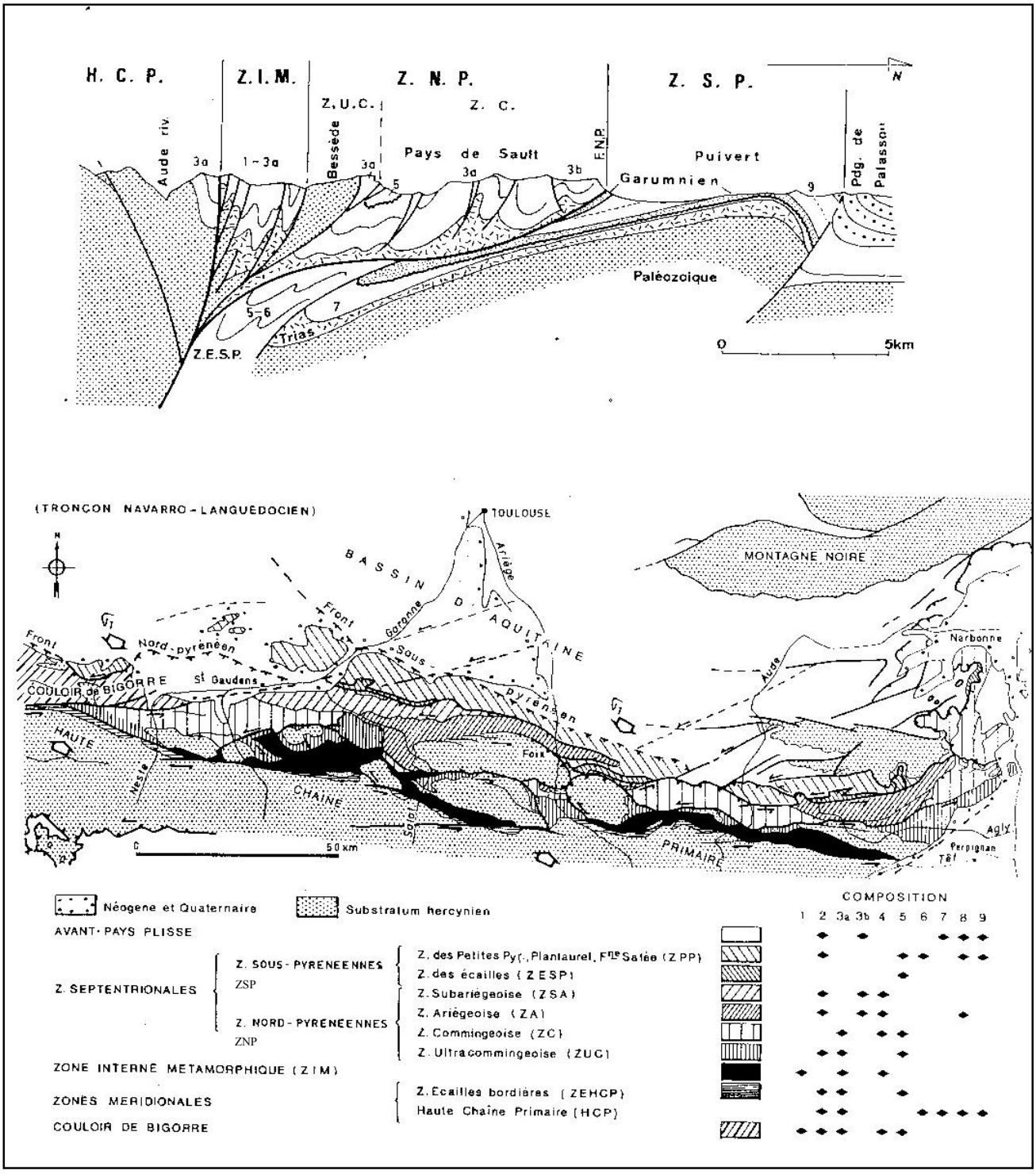


Figure 3 - Carte géologique et coupe structurale générale (Souquet et al., 1976 & 1977)

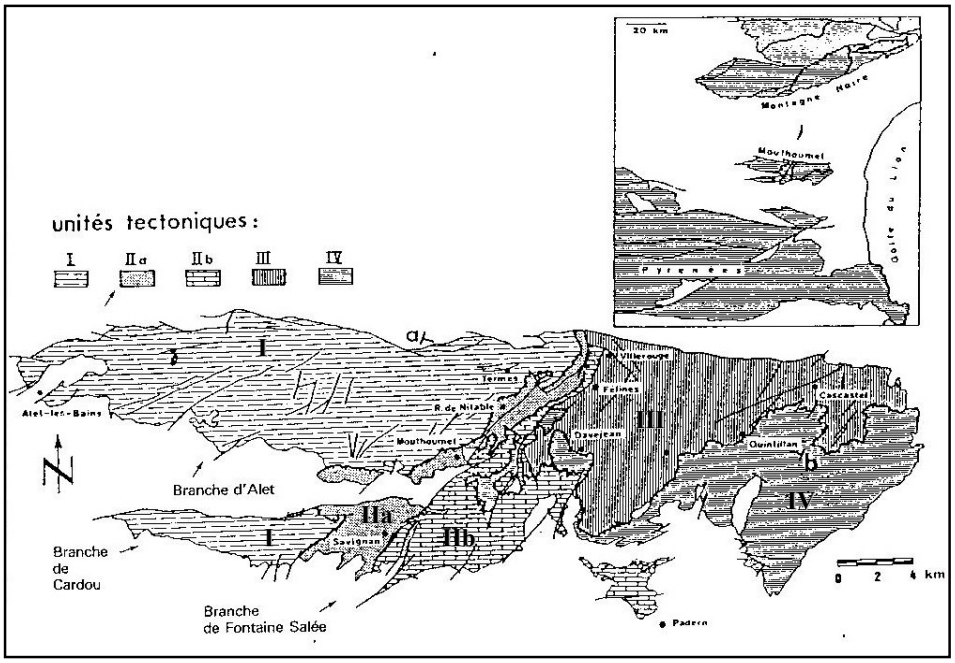


Figure 4 - Carte schématique des unités tectoniques du Massif du Mouthoumet (Bessière & Schulze, 1984). I : Autochtone relatif ; II : Nappe du Roc de Nitable ; III : Nappe de Félines-Palairac ; IV : Nappe de la Serre de Quintillan.

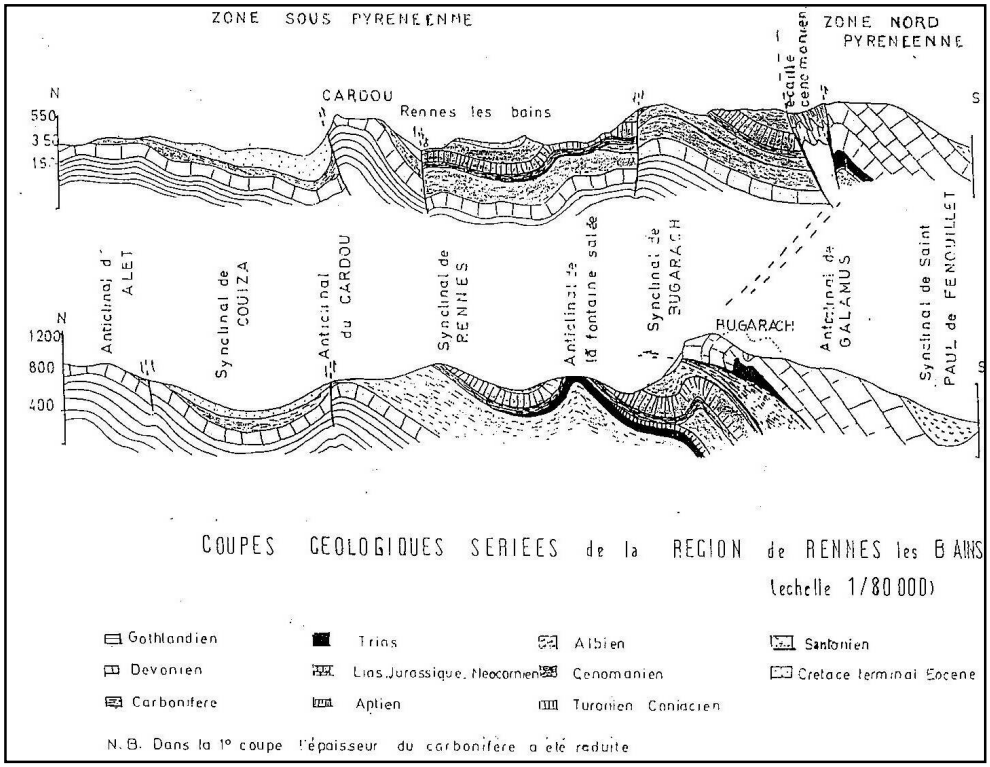


Figure 5 - Coupes géologiques sériées d'Alet-les-Bains et de Rennes-les-Bains, (Valat, 1971)

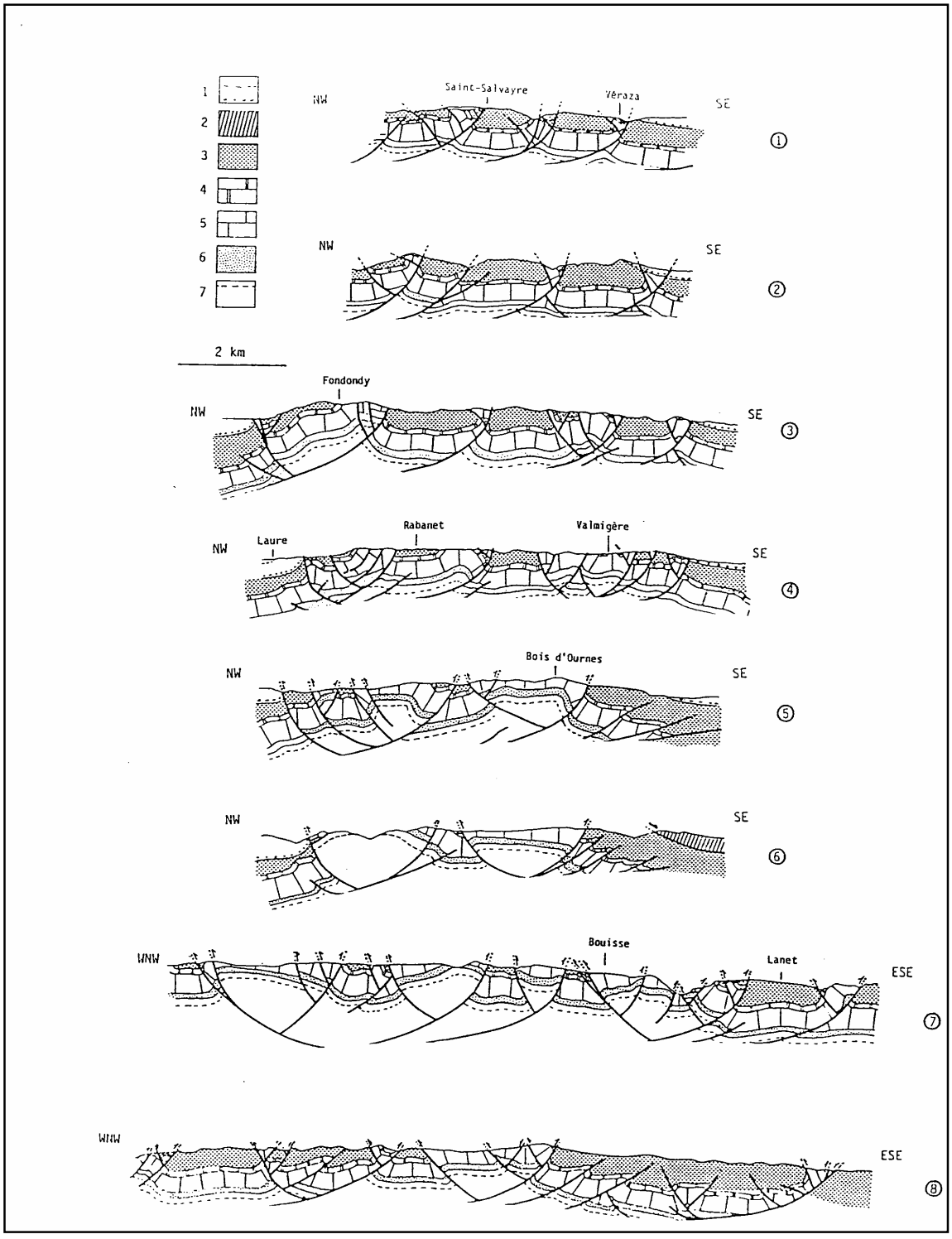


Figure 6 – Coupes interprétatives sériées dans l'autochtone relatif (Branche d'Alet). Bouchaala, 1991

1 – Méso-Cénozoïque ; 2 – Paléozoïque indifférencié de l'unité du Roc de Nitable ;
<u>Autochtone relatif</u> : 3 – Flysch carbonifère ; 4 – Calcaires carbonifères ; 5 - Calcaires dévoniens ;
6- Silurien ; 7 – Anté-Silurien

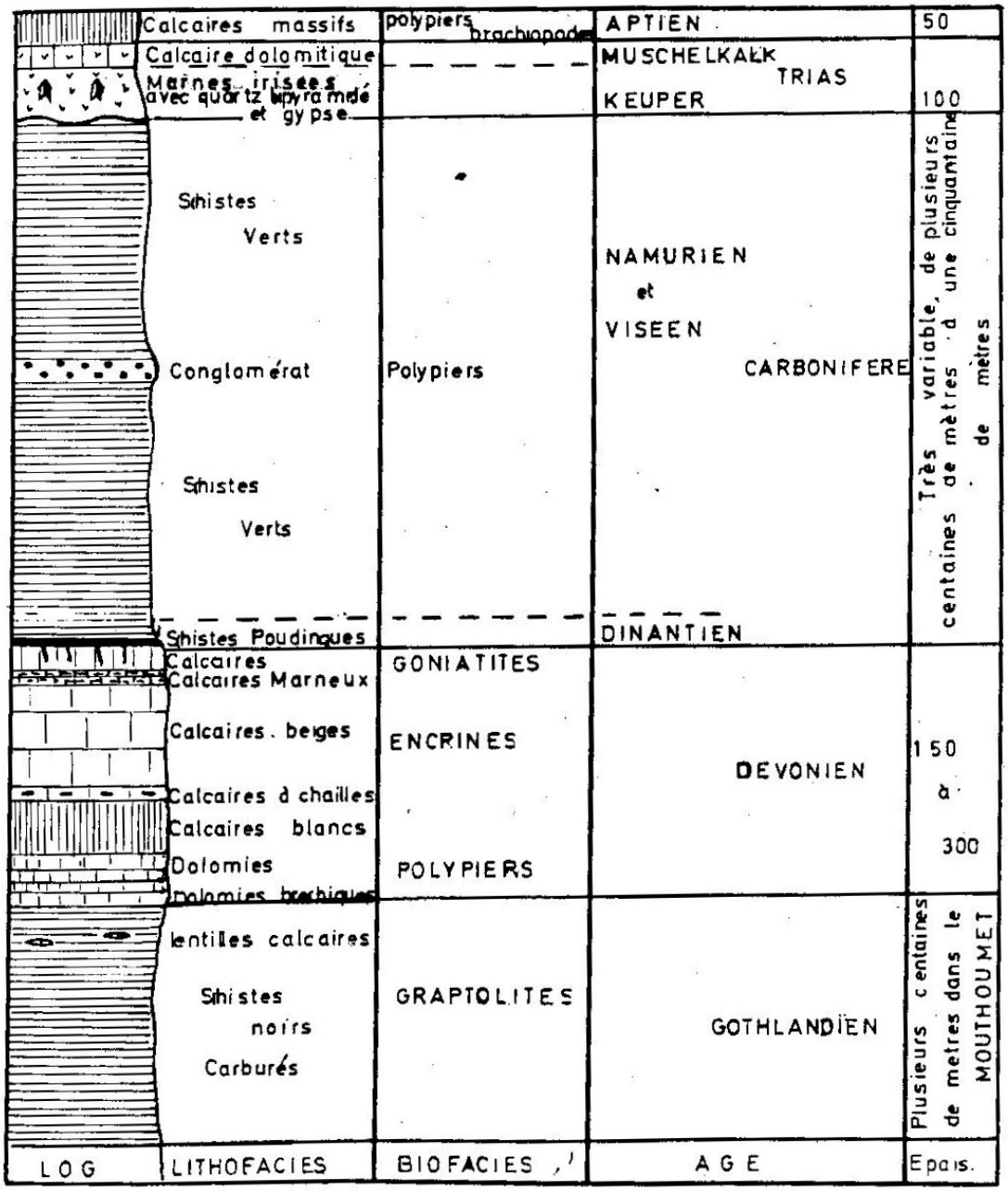


Figure 7 - Log géologique général des séries paléozoïques (Valat, 1971)

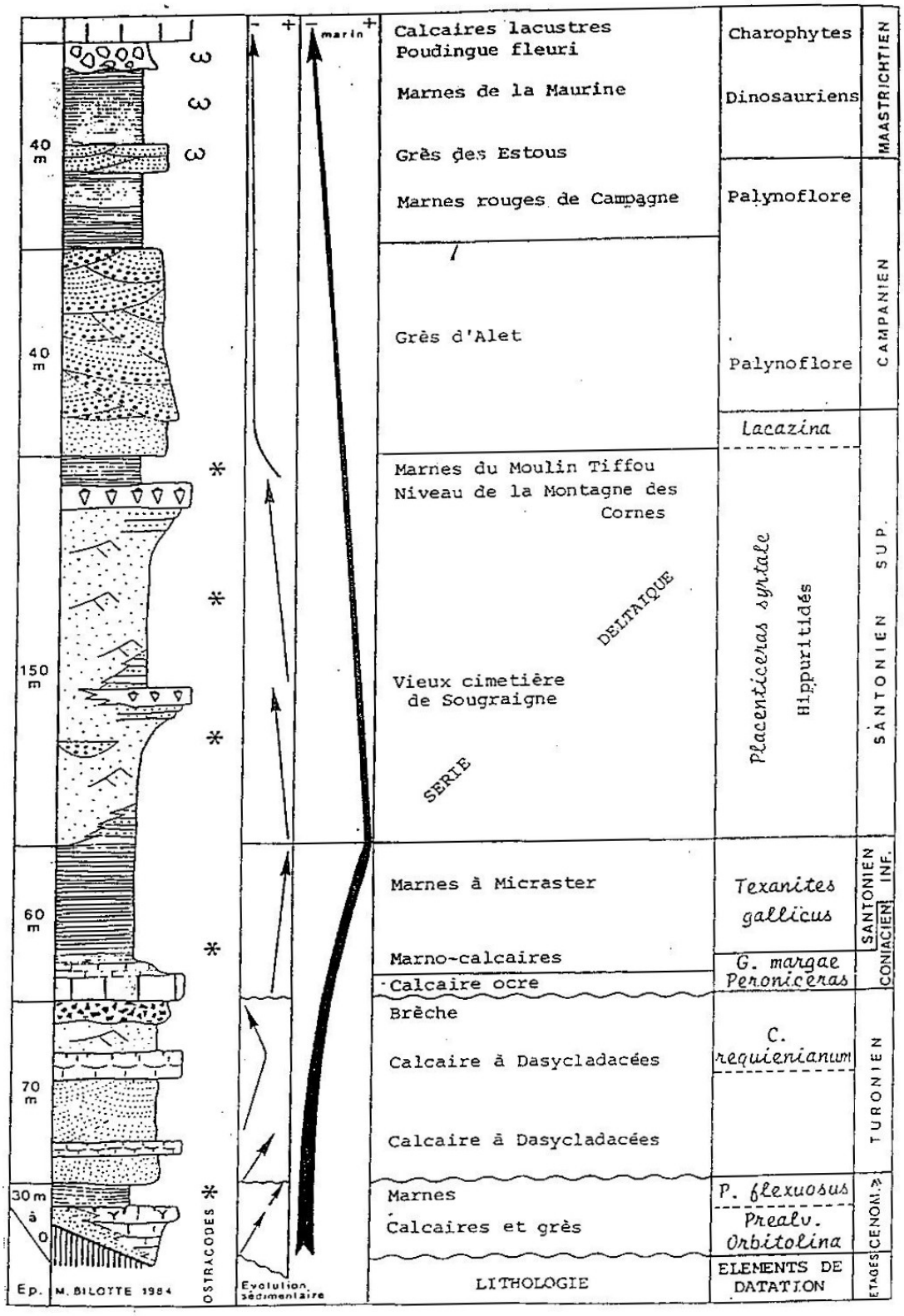


Figure 8 - Log géologique général des séries mésozoïques (Billotte, 1985)

Cadre hydrogéologique du massif de Mouthoumet

Le Paléozoïque

Formations détritiques paléozoïques

Les formations essentiellement schisteuses du Silurien, ainsi que du Carbonifère, renferment de petites sources dans la partie superficielle (débit inf. à 0,5 l/s) très sensibles à la sécheresse, permettent cependant l'alimentation des villages du secteur (Valmigère, Missègre, Villardebelle, Bouisse...).

Le Dévonien

Le Dévonien constitue le réservoir majeur du secteur. Plusieurs sources apparaissent à la périphérie du massif, on distingue des eaux "froides" et des eaux "chaudes":

* *Principales sources froides*

Système Théron (Alet)	: 300 l/s	(46 km² - calcaires 65 %)
Système Montjoi	: 100 l/s	(11,3 km² - calcaires 78 %)
Système Lauquet	: 20 l/s	(9,4 km² - calcaires 100 %).

* *Sources chaudes*

Alet thermal	: 100 l/s	t = 22,9 °C
Montjoi	: 1 l/s	t = 18,2 °C
Montjoi (Gorge de l'Orbieu)	: 15 l/s	t = 16 °C
Termes	: 50 l/s	t = 15,7 °C.

Les sources thermales du secteur obéissent à des variations saisonnières, mais d'amplitude beaucoup plus faible que celle des sources "froides"; tout se passe comme si les sources thermales représentaient les exutoires proprement-dit de l'aquifère, tandis que les sources froides drainent les ressources de la zone supérieure. Elles représentent en fait un fonctionnement assimilable à celui d'un trop-plein.

Cet aquifère puissant (450 m d'épaisseur), karstifié, est organisé suivant la structure et la morphologie en trois niveaux de circulation (Bouchaala, 1991) :

- Un niveau superficiel : on peut citer comme exemple la source du ruisseau de l'Escale (ou source de Montjoi), affluent rive gauche de l'Orbieu, en relation probable avec les pertes de Bouisse.
- Un niveau intermédiaire : la source du Theron (Alet) en relation prouvée par traçage avec le perte de Missègle et l'aven de l'Etable (Valmigère) en constitue l'ensemble type. Les vitesses d'écoulement moyennes sont de l'ordre du kilomètre / jour.
- Les circulations profondes liées à la structure géologique (calcaires ennoyés sous le flysch et sa couverture post-paléozoïques) engendrent à l'échelle du Massif de Mouthoumet et de sa périphérie le thermalisme, caractérisé en particulier par des anomalies de température et de CO2 sur de nombreuses sources issues du Dévonien (Alet, Rennes-les-Bains, Thermes, Campagne-les Bains...).

Il semble qu'il faille attribuer ce thermalisme carbogazeux à une activité tectonique d'âge Mio-Plio-Quaternaire qui s'est manifestée entre autres par le volcanisme de l'Aubrac (Miocène), du Langudoc (Plio-Quaternaire). On remarque, associés à la plupart de ces sources, d'importants dépôts de travertins. La mise en place de ces travertins pourrait également être liée à la production de CO_2 par le milieu forestier alors fortement représenté dans l'environnement des sources.

Le Crétacé supérieur - Paléocène

Il est marqué par la présence de niveaux imperméables (marnes) et de formations gréseuses et calcaires fracturées ou karstifiées.

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains, les grès et calcaires du Cénomanien, du Turonien et du Coniacien jouent, vis à vis des eaux souterraines froides, un rôle de transfert ou de stockage suivant leur localisation morphologique et structurale.

Ces diverses formations, qui peuvent bénéficier du ruissellement sur le flysch carbonifère, reçoivent des précipitations importantes, en particulier dans le secteur de Fourtou-Sougraigne. Ainsi, la source des Tourtes qui draîne une partie du flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains - Fourtou, est-elle l'exutoire d'un système local bien circonscrit.

Dans le synclinal d'Arques-Couiza, les calcaires du Dano-Montien et du Thanétien jouent ce rôle.

Cadre climatique

Le Massif de Mouthoumet est une zone de transition entre l'influence méditerranéenne qui domine et l'influence océanique. Elles sont marquées par l'opposition entre vents "marin" et "cers".

Les reliefs, en particulier le pic de Bugarach, avec 1230 mètres d'altitude, jouent un rôle prépondérant dans la répartition des précipitations, qui passent de 800 mm dans la vallée de la Sals à plus de 1 200 mm sur un axe Bouisse - Fourtou. Elles se répartissent entre une saison sèche de juin à septembre et une saison pluvieuse d'octobre à mai. Des crues catastrophiques apparaissent en automne à la faveur d'orages de type méditerranéen (octobre 1891 - octobre 1940 - septembre 1992). Les précipitations efficaces sont de l'ordre de 300 à 400 mm par an, ce qui est loin d'être négligeable pour l'alimentation du karst en région méditerranéenne.

*

* *

Départ de Carcassonne (cf. carte en annexe)...

C'est à sa situation de carrefour, à la confluence du Fresquel et de l'Aude, que Carcassonne (45 000 habitants), chef-lieu du département de l'Aude, doit son importance historique.

La ville basse est bâtie sur une basse terrasse de l'Aude, alors que la « cité » médiévale, l'une des plus grande d'Europe, est édifiée sur une butte molassique. La molasse de Carcassonne (Cuisien - Bartonien), comme celle de Castelnaudary, est une formation fluviatile d'origine pyrénéenne constituée de grès et conglomérats associés à des marnes.

L'alimentation en eau potable de la ville est assurée par l'Aude, à partir de puits dans les alluvions, mais surtout (80%) par un prélèvement direct dans le fleuve à Maquens. La production journalière varie de 15 à 25 000 m^3 pour une production annuelle d'environ 6 millions de m^3.

De Carcassonne à Alet-les-Bains...

De Carcassonne à Limoux, la départementale 118 remonte la vallée de l'Aude, passe dans la plaine alluviale ou sur les coteaux molassiques éocènes appartenant au bassin de Carcassonne. Peu après Limoux, après le passage d'une zone broyée correspondant à l'accident limite du Mouthoumet, l'Aude traverse en gorge le paléozoïque de l'autochtone relatif.

Arrêt 1 - La station thermale d'Alet-les-Bains

d'après les travaux de Rouger (1969), Bessière (1987) et de Bouchaala (1991).

Données générales

La région de Rennes, Alet et de Campagne est dominée d'un point de vue géologique par la présence du massif primaire du Mouthoumet sur lequel elle repose.

Ce massif (cf. fig. 4) situé au nord-est de Rennes-les-Bains envoie en direction de l'ouest, trois branches anticlinales sensiblement parallèles et de longueur d'onde plurikilométrique. Du Nord au Sud on distingue :

- la Branche d'Alet ;
- la Branche du Cardou ;
- la Branche de Fontaine salée.

Ils affectent le matériel d'âge Crétacé supérieur à Éocène, qui se moule sur le bâti hercynien, soit du Nord au Sud (cf. fig. 5) :

- le synclinal de Couiza-Arques ;
- l'anticlinal de Puivert-Rennes le Château-Cardou ;
- le synclinal de Rennes les Bains-Fourtou ;
- l'anticlinal de la Fontaine Salée ;
- le synclinal de Bugarach-Soulatge.

Le Massif du Mouthoumet se place dans la zone sous-pyrénéenne audoise (cf. fig. 3). Il se limite au Nord par une profonde faille qui le sépare du bassin molassique de Carcassonne. Ce dernier est constitué de terrains essentiellement éocènes avec quelques affleurements de Crétacé terminal d'âge Paléocène.

La Branche d'Alet et la Branche du Cardou (séries Paléozoïques) sont séparées par le synclinal de Couiza-Arques à matériel méso-cénozoïque (essentiellement Crétacé supérieur, Paléocène et Éocène inférieur).

En résumé, le massif du Mouthoumet constitue le seul témoin connu du paléozoïque entre la Montagne Noire à l'extrémité méridionale du Massif Central au Nord et les Pyrénées au Sud.

Deux orogenèses, hercynienne et alpine, affectent le matériel paléozoïque. Les déformations du cycle hercynien et du cycle alpin sont marquées chacune par une importante tectonique tangentielle qui se traduit par la mise en place des nappes allochtones du massif du Mouthoumet (vergence sud) et de la nappe des Corbières (vergence nord) au cours du cycle l'Alpin.

De grands accidents longitudinaux, faille de Villerouge-Roquetaillade, faille du Cardou, faille de la Fontaine Salée, correspondent probablement à des structures profondes du socle. Des failles obliques secondaires affectent le massif ; ces failles bordent des zones détritiques (synformes) et des zones calcaires (antiformes), qui s'ennoient avec un plongement général vers le S.SW.

Dans le massif du Mouthoumet, la tectonique hercynienne est responsable de l'empilement d'unités tectoniques séparées les unes des autres par de grands accidents sub-horizontaux.

On distingue (cf. fig. 4) (Bessière & Schulze, 1984) un autochtone sur lequel viennent se superposer trois unités structurales allochtones séparées par des accidents importants qui plongent plus ou moins fortement vers le Sud-est. L'ordre de superposition est d'Ouest en Est (cf. fig. 4) :

- L'autochtone relatif (unité 1)
- L'unité du Roc de Nitable (unités 2a et 2b)
- L'unité de Félines-Paliarac (unité 3)
- L'unité de la Serre de Quintillan (unité 4).

Il faut noter qu'avant l'orogenèse hercynienne, ces unités avait une origine septentrionale et que l'unité aujourd'hui la plus méridionale (unité du Roc de Nitable) se trouvait originellement la plus au Nord.

Alet-les Bains et la Branche d'Alet

Photo 1 – Vue de la série sédimentaire au dessus des sources d'Alet-les-Bains

La Branche septentrionale d'Alet est formée par une succession d'antiformes à cœur ordovicien à dévonien et de synformes à cœur de flysch carbonifère. Elles sont recoupées par des accidents conjugués à vergence sud et à vergence nord avec un niveau de décollement (Silurien) faisant reposer horizontalement, le Dévonien sur l'Ordovicien et des variations d'orientation des surfaces axiales des structures plissées de part et d'autre d'une direction générale N50°.

La région d'Alet-les-Bains comporte deux séries de formations géologiques (cf. fig. 5) :

- Le socle primaire (dévono-carbonifère) ;
- La couverture secondaire (marnes et grès d'Alet) et tertiaire, discordantes sur la première.

Les roches carbonatées dévoniennes et carbonifères constituent les seules formations susceptibles de renfermer des ressources importantes en eaux souterraines profondes.

Les dépôts carbonatés du dévonien sont très affectés par des phénomènes karstiques. Le réseau spéléologique se présente en une succession de galeries de puits d'étroitures de diaclases très complexe. Les phénomènes karstiques sont si nombreux dans cette partie du massif du Mouthoumet que leur recensement paraît difficile.

	Groupe	Nom des sources	Z [m]	Q	T [°C]	C [µS.cm^{-1}] à 20°C	Remarques	Q total
Source à caractère thermal	Groupe aval	Sources orientales et les Arabes	192 à 193	15 l/min	18			
	Groupe des eaux chaudes	Source des "Eaux Chaudes" ou communal	199	Embouteillage (eau minérale) : 15 à 16 m3/h ; Thermalisme jusqu'à 20 m3/h Trop plein : 7 à 10 m3/h (va à la station de pompage de Limoux).	22,9	426 à 464		Débit total des sources du Groupe des Eaux Chaudes : Q = 250 à 400 m3/h.
		Recaptage de la Source des Eaux Chaudes					L'objectif souhaité est de produire 100 m3/h nécessaires au développement de l'activité thermales et à l'augmentation des capacités de production de l'usine d'embouteillage d'eau minérale.	
		Forage de reconnaissance (Antea)	203				Travaux réalisés en 1996. Forage carotté incliné à 16° et orienté N 190. Profondeur : 250 m. Calcaires et dolomies du Dévonien entre 8 et 250 m de profondeur, très fracturés et brèches de failles. Venues d'eau entre 70 et 250 m.	
		Forage d'exploitation (Gaudriot – Geotherma)	203				0 – 5,8 m Colluvions (Quaternaire) 5,8 – 61 m Calcaires (Dévonien supérieur) 61 – 136 m Calcaires (Dévonien supérieur à moyen) 136 – 306 m Calcaires et dolomies (Dévonien moyen) 306 – 344 m Calcaires et dolomies (Dévonien inférieur). Fractures productives à 114,5 m (35 % du débit) et 303 m (65 % du débit). Les travaux de foration ont confirmé l'appartenance des divers griffons au même flux thermal.	
		Source de la "Souterraine"	199	Q = 10 à 12 m3/h (avant forage des Eaux Chaudes 28 à 32 m3/h).	22,6	456 à 459	Cette source est connue probablement depuis l'époque romaine. Embouteillage (eaux de source) : agréé depuis le 02 février 1979. Alimentation piscine.	
		Source du "Bassin"			22,9	462 à 464	Bassin à ciel ouvert, couvert pour sa protection en 2002. Le Bassin, ainsi que les excédents des sources utilisées pour l'embouteillage, alimente en partie le réseau A.E.P. de Limoux exploité par la SAUR (débit prélevé 140 m3/h sur 17 h de pompage). Suite à quelques problèmes de turbidité survenus sur la source du Théron au printemps 2002, Alet-les-Bains peut être alimentée en eau potable par la source du Bassin.	
		Deux autres sources		Q estimé à 15 m3/h			Deux autres sources, situées sous l'usine alimentant des jardins avant de se jeter dans l'Aude, dont la source Reynault	
	Groupe amont	Source "Buvette" et rocher			32		Mise en bouteille, et ancien établissement thermal. Actuellement perdue (arrêt de l'exploitation le 01/01/1972), perte probablement liée à la baisse du fil d'eau de l'Aude, donc de pression de la nappe des alluvions, suite aux exploitations de graviers dans le lit.	
Sources "froides"		Source du Dourgas	222,6				Trop plein temporaire, dont le débit en crue est plusieurs m3/s.	Q moyen du Groupe Théron ≈ 300 l/s.
		Source Théron	210,43	20 l/s < Q < 150 l/s			En bordure immédiate du ruisseau de Lavalette, elle est captée pour Alet avec un droit d'eau de 21 l/s pour Limoux (arrêté préfectoral du 03/12/1886), ceci dans la mesure où les besoins d'Alet sont d'abord satisfaits.	
		Source Biscaye	210,43				Appartient à la ville de Limoux.	
		Source du Béal					Émerge dans la retenue de l'ancien Moulin de Biscaye, alimente les habitations du secteur.	

Tableau 1 – Données hydrogéologiques des "sources d'Alet-les-Bains"

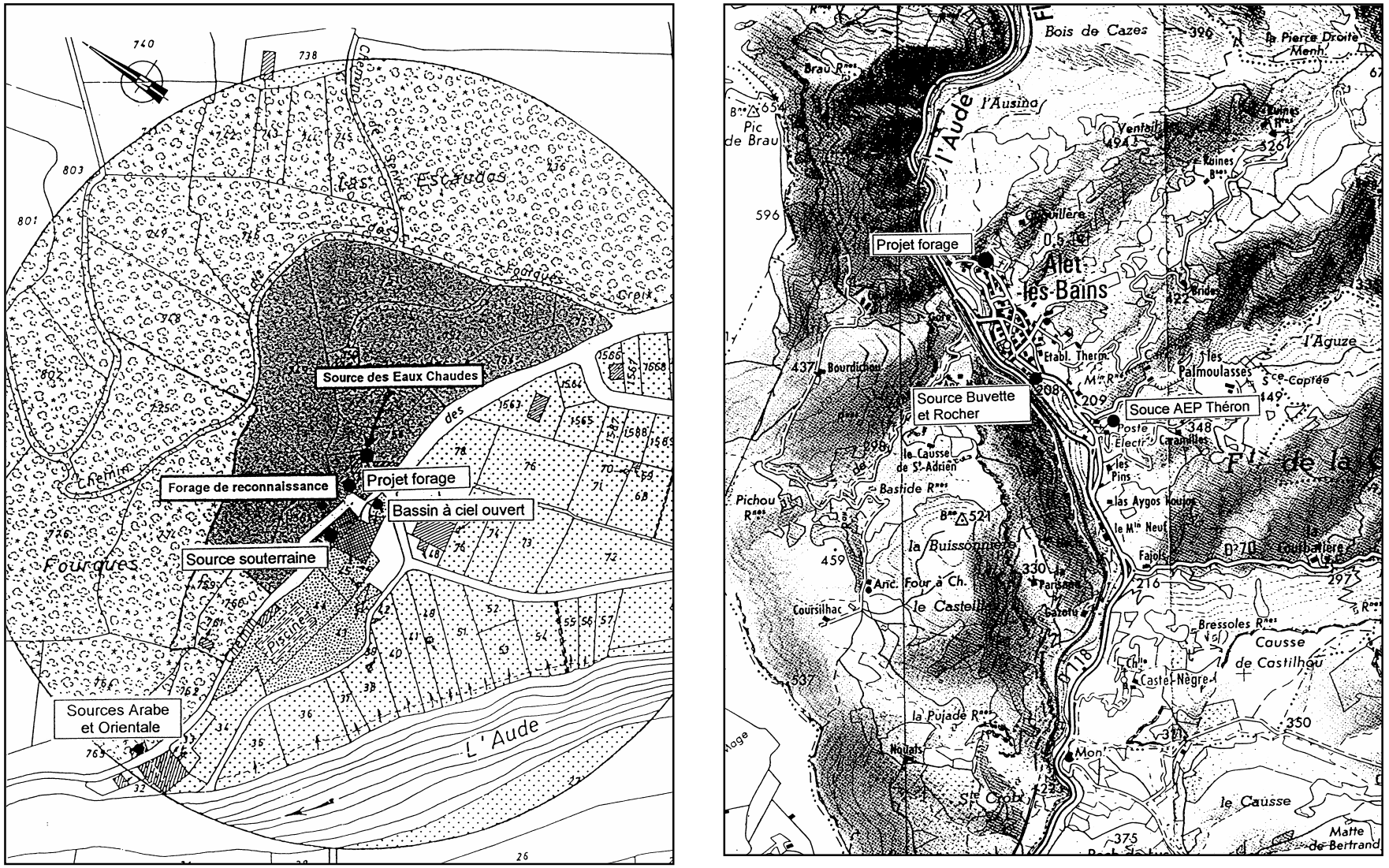


Figure 9 – Localisation des sources d'Alet-les-Bains (Geotherma, 1997)

Généralités sur le thermalisme de la région d'Alet-les-Bains

La commune d'Alet-les-Bains est connue depuis l'époque gallo-romaine pour ses eaux thermales Les indications thérapeutiques de la station thermale concernent les maladies digestives. L'eau d'Alet est vendue comme eau de table dans toute la France (production : 17 millions de cols par an).

On connaît dans la région d'Alet-les-Bains une multitude de sources aussi bien "froides" que "chaudes".

Les sources d'Alet-les-Bains sont en liaison étroite avec le système complexe d'accidents NE-SW qui affectent des calcaires dévono-carbonifères limitant localement un fossé d'effondrement formé par des terrains d'âge beaucoup plus récent (Maestrichtien) connus sous le nom de grès d'Alet.

Les calcaires dévono-carbonifères affleurent en limite sud et nord de ce fossé et sont en contact par faille avec ce dernier.

Le groupe des eaux chaudes émerge au nord du fossé, la source du Bassin se situant au contact des grès et d'une zone broyée du Dévonien. La source Buvette émergeait au sud du fossé.

Quatre sources "froides" importantes apparaissent dans les affleurements Sud des calcaires et dolomies dévono-carbonifères (ancienne exploitation de dolomies). À proximité de ces sources le calcaire dévonien est très broyé et rubéfié. Il s'agit des sources du Dourgas, de Théron, de Biscaye (rive gauche du ruisseau de la Valette) et de la source du Béal.

Il existe dans la région d'Alet-les-Bains une dizaine de sources thermo-minérales. Elles sont toutes situées sur la rive droite de l'Aude à des altitudes peu élevées au-dessus du niveau de la rivière. Elles semblent en liaison étroite avec les failles pyrénéennes de direction E-NE, qui effondrent les terrains secondaires et tertiaires d'Alet-les-Bains.

La température des eaux thermo-minérales varie entre 22°,5 et 23°C expliqué par un cheminement profond d'un bassin d'alimentation situé plus à l'Est.

De Alet-les-Bains à Rennes-les-bains...

D'Alet à Rennes-les-Bains, on traverse la série Crétacé supérieur – Éocène inférieur caractéristique de la zone sous-pyrénéenne (cf. fig. 3) (Campanien : grès d'Alet, Maastrichtien : marnes rouges à Dinosauriens, Rognacien : calcaires lacustres, Vitrollien : marnes rouges, Ilerdien : calcaire marin basal, marnes à Turitelles et bancs de grès).

Couiza est construite à la confluence de l'Aude et la Sals sur une basse terrasse alluviale, inondable (crue catastrophique de la Sals en 1992).

À Couiza, on quitte la vallée de l'Aude pour pénétrer dans les Hautes-Corbières. On remonte le synclinal dissymétrique de Couiza-Arques, puis on bifurque vers le Sud sur Rennes-les-Bains.

A 6 km vers l'Est, se dresse le château d'Arques (XIII^{ème} – XIV^{ème} siècle).

On recoupe le flanc sud redressé du synclinal et le contact anormal avec le Paléozoïque de la Branche du Cardou (Dévonien du Pech-Cardou). En remontant la vallée de la Sals, vers Rennes, on traverse les formations du Crétacé supérieur du flanc Nord du synclinal de Rennes-les-Bains. On observera le contact entre le Paléozoïque et la base discordante du Crétacé supérieur.

Arrêt 2 - La station de Rennes-les-Bains

D'après les travaux de Billote (1970), Valat (1971), Kuhfuss (1981), Bessière (1987), Bouchaala (1991) et Bos (1995).

Données générales

Le secteur d'étude de Rennes-les-Bains est situé dans l'avant-pays sous-pyrénéen, à l'extrémité SW du Massif paléozoïque du Mouthoumet et dans l'entité qui entoure la branche du Cardou (cf. fig. 4).

Le massif du Mouthoumet est un massif paléozoïque, constitué de matériel sédimentaire qui s'étage depuis l'Ordovicien inférieur (Trémadoc) jusqu'au Carbonifère inférieur (Namurien). Il constitue, avec la Montagne d'Alaric, les seuls exemples de paléozoïque qui affleure entre la Montagne noire et la zone sous-pyrénéenne au Sud (cf. fig. 3).

La tectonique hercynienne du massif est complexe avec un empilement d'unités tectoniques séparées par de grands accidents horizontaux. Ces unités sont de provenance septentrionale. On a donc une structure générale en chevauchement du Nord vers le Sud avec localement des phénomènes gravitaires antérieurs à la mise en place des nappes allochtones.

La tectonique alpine est définie dans l'ensemble méso-cénozoïque surincombant et se caractérise par trois phases de déformation :

1. La phase d'extension au Crétacé moyen avec des failles listriques à l'Albien et des failles normales de direction NE-SW à l'origine de basculement de blocs vers le SW ;
2. La phase de raccourcissement au Crétacé supérieur et Éocène avec des plis et des accidents longitudinaux ;
3. La phase de rotation Crétacé-Eocène définie différemment dans la zone nord pyrénéenne et dans la zone sous pyrénéenne.

Avec pour effets (cf. fig. 3) :

- Zone nord-pyrénéenne : bandes de plis obliques orientés W.NW-E.SE limités par des accidents de même direction et des plis dissymétriques en forme de "S"
- Zone sous-pyrénéenne : changement d'orientation de la surface axiale des plis avec des bandes de plis liés à des accidents N120 jouant en décrochement dextre dans une zone de cisaillement E-W et un changement d'orientation d'Ouest en Est du tracé des accidents longitudinaux.

Rennes-les-Bains et la Branche du Cardou (cf. fig. 4 et 5)

Rennes-les-Bains, situé à une cinquantaine de kilomètres au Sud de Carcassonne, fait partie du secteur de la Branche du Cardou, dans l'autochtone relatif du massif du Mouthoumet.

Dans ce secteur, le Paléozoïque forme une bande d'orientation E-W, large de 1 à 2,5 Km pour une longueur d'environ 10 Km. Elle est constituée de roches carbonatées dévono-carbonifères et de flysch carbonifère. Il n'y a pas de terrains anté-dévoniens à l'affleurement.

Le Dévono-Carbonifère de cette unité est surmonté en discordance, sur sa bordure méridionale, par des dépôts mésozoïques sous lesquels il s'ennoie vers l'Ouest au delà de la vallée de la Sals.

Les caractères principaux de la Branche du Cardou sont similaires à celles d'Alet :

- Une structuration en anticlinaux à cœur de calcaires dévoniens et en synclinaux à cœur de flyschs carbonifères. Les terrains paléozoïques présentent une forte karstification pour les terrains du dévonien et une schistosité importante pour les terrains du carbonifère.
- Des accidents à caractère chevauchant, les uns de direction N120° et les autres N20°.

Le synclinal de Rennes-les-Bains-Sougraigne, situé entre l'anticlinal du Cardou et celui de la Fontaine salée, est constitué de matériel méso-cénozoïque (presque exclusivement Crétacé supérieur). D'axe E-W, ce synclinal présente un gauchissement général vers l'Ouest.

Le Crétacé (cf. fig. 8) constitue donc l'essentiel de cette couverture sédimentaire, de la bordure méridionale du massif paléozoïque. Les différents dépôts transgressifs de l'Albien supérieur au Santonien inférieur inclus, puis régressifs à partir du Santonien supérieur, avec émersion dans le Campanien, traduisent un cycle sédimentaire complet. Leur nature permet de situer la polarité des différents systèmes sédimentaires du Sud vers le Nord depuis un bassin circalittoral méridional jusqu'à une plate-forme carbonatée récifale et terrigène, infra, médio ou supra tidale, septentrionale.

Généralités sur le thermalisme de la région de Rennes-les-Bains

Photo 2 – Vue de Rennes-les-Bains

Les eaux de Rennes-les-Bains sont connues depuis l'époque gallo-romaine. L'établissement thermal, situé à l'emplacement de la piscine actuelle, comprenait plusieurs bassins alimentés par la source de la Reine et la Sals. A l'époque romaine, Rennes (Redda) était une importante station de la Gaule Narbonnaise. Par la suite, la station suit l'évolution du thermalisme français et connaît son âge d'or au XIX^{ème} siècle.

Les indications thérapeutiques de la station thermale concernent les affections rhumatologiques dégénératrices et inflammatoires. Actuellement, le nombre de curistes reçus annuellement est d'environ 1 500 personnes.

Sur la commune de Rennes-les-bains, des sources chaudes, des sources froides et des sources à affinité thermale sont présentes. L'aquifère relais est constitué par le Crétacé supérieur, l'aquifère profond par le Dévonien affleurant dans la Branche du Cardou. Le fonctionnement

de ce type d'aquifère, associant un aquifère froid servant de vase d'expansion à des venues d'eaux chaudes beaucoup plus profondes, est une constante dans les Corbières et dans le massif du Mouthoumet. Ce sont toujours les formations carbonatées du paléozoïque (Dévonien et Carbonifère) qui constituent l'aquifère majeur. Le Massif du Mouthoumet en est l'aire d'alimentation alors que la couverture post-hercyniennne d'âge Méso-cénozoïque représente une sorte d'aquifère relais aux arrivées d'eaux chaudes profondes.

Les eaux thermales des sources Bain-Fort et Marie ont une température comprise entre 40 et 45°C. L'origine de cette eau doit être recherchée dans les calcaires dévoniens qui affleurent plus au Nord à une altitude bien supérieure à celle de Rennes-les-Bains.

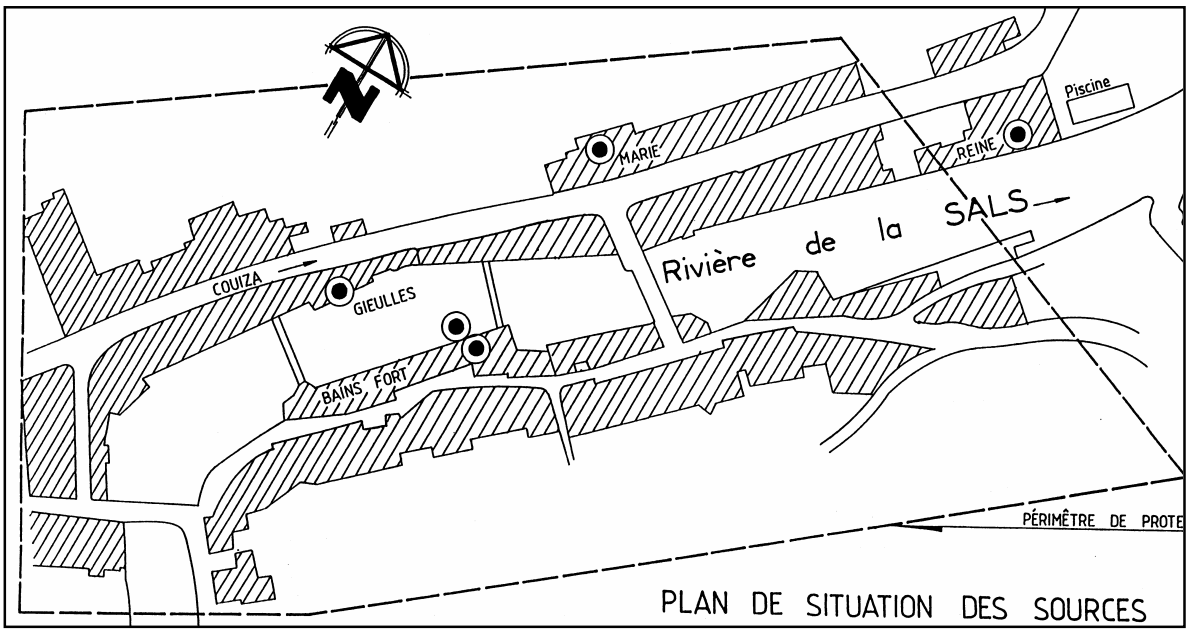


Figure 10 – Localisation des sources de Rennes-les-Bains (Bos, 1995)

Descriptif des sources à caractère thermal

A Rennes-les-Bains, au niveau de la rivière dans les calcaires noduleux du Turonien, deux sources principales, les Bains Forts et la Reine, et deux puits, Gieulles et Marie, anciennement exploités par pompage sont reconnus. L'altitude des émergences est de l'ordre de 300 m.

Bains Forts

Bain Fort, Thermes Romains.

Dans le bâtiment des anciens thermes. Alimentaient les thermes avant la réalisation du forage thermal.

3 griffons (principaux : g. des Thermes Romains, g. du Dôme).

Temp. : 44 à 46 °C ; Q : 26 m^3/h.

Reine

Bain de la Reine.

Dans le centre de remise en forme, alimentait les Thermes Romains. De nouveaux griffons ont été mis à jour lors des travaux de la nouvelle piscine.

Altitude : 299 m

Temp. : 37,5 °C ; Q : 9,3 m^3/h.

Gieulles

Puits creusé par Gieulles en 1893 dans la villa Marguerite. Alimentait la piscine du centre thermal.

Altitude : 299 m

Temp. : 41° C ; Q : 4 m^3/h.

Marie

Puits creusé par Marie Gastilleur en 1886. Situé à 15 m de profondeur dans le sous-sol de la villa Marie. Les pompages dans ce puits tarissent la source de la Reine. Alimentait les thermes avant la réalisation du forage thermal.

Altitude : 299 m

Temp. : 41° C ; Q : 12 m^3/h.

Les principaux caractères de l'eau thermale sont les suivants : (Valat, 1971 ; Kufhuss, 1981) :

- Températures élevées, de 37 à 46 °C.
- Minéralisation variant de 500 à 590 mg/l.
- Eaux bicarbonatées calciques, mais comportent également Cl^- (129 mg/l), Na^+ (32 mg/l), SO_4^{2-} (47 mg/l), Mg^{2+} (29 mg/l).
- Des teneurs en CO_2 élevées (pCO_2 : 3,18 %).

A côté des sources principales on trouve également les sources des Bains Doux et du Pontet, qui présentent des anomalies de températures et de CO_2 plus ou moins marquées.

Le débit global des sources thermales est de l'ordre de 50 m^3/h.

Un jaugeage de la Sals en début d'étiage (juillet 1994) montre que dans la traversée du village les apports, autres que les sources visibles, sont estimés à 50 l/s, soit un débit total de l'ordre de 250 m^3/h.

Le forage de Rennes-les-Bains

Avant la réalisation du forage, le centre thermal était alimenté par la source des Bains Forts et la source Marie situées à proximité immédiate de la rivière Sals, voire dans son lit pour la source des Bains Forts, et qui sont demeurées la propriété de la commune.

Les sources ont été autorisées par arrêtés ministériels en date des 3 septembre 1885 et 28 septembre 1889. Malgré leur périmètre de protection (4,27 ha) institué par arrêté ministériel du 17 avril 1898, ces sources se trouvaient périodiquement contaminées, en raison notamment d'infiltrations d'eaux superficielles.

Divers travaux de protection avaient été réalisés ces quinze dernières années (bétonnage du lit de la rivière, égouts spéciaux...) sur recommandations de cabinets d'hydrogéologie. Malgré des améliorations notables, liées en particulier à l'assainissement de l'environnement immédiat des captages, les problèmes de pollution demeura.

La crue du 26 septembre 1992 a, en outre, emporté ou détruit les ouvrages de protection.

A la suite de cette catastrophe, la commune de Rennes-les-Bains a alors décidé de recapter l'eau de ces sources par un forage profond situé à l'extérieur des zones sensibles, de façon à obtenir une protection efficace et naturelle de cette eaux.

Le forage de recaptage a été réalisé en 1994 par l'entreprise Boniface (Lunel - Hérault), 350 mètres environ à l'Est de la station, en bordure du chemin qui mène au hameau de Montferrand (carte IGN au 1/25000, 2.347 Ouest Quillan - Coordonnées Lambert : X = 599,07 ; Y = 3068,99 ; Z = 344,40 m).

Le forage de reconnaissance, ayant atteint son objectif, a été arrêté à 1460 m de profondeur et transformé en forage d'exploitation.

La technique de foration utilisée (circulation inverse) a permis d'avoir une information géologique précise quasi instantanée, les cuttings recueillis provenant du seul fond du trou. Les diagraphies réalisées ont fourni également un grand nombre d'informations qui se corrèlent parfaitement avec les données précédentes. Un résumé des principales observations réalisées est proposé ci-après.

Le Crétacé supérieur

0 - 18 m	Marno-calcaires (Coniacien supérieur)
18 - 30 m	Calcaires de Montferrand (Coniacien inférieur)
30 - 73 m	Calcaires, grès et marnes (Turonien moyen - supérieur)
73 - 125 m	Grès et marnes (Turonien inférieur - moyen)
125 - 138 m	Grès et marnes (Cénomanien supérieur).

D'une manière générale, la série crétacée correspond point par point à celle décrite par M. Bilotte (1970-1985) à Rennes-les-Bains. L'épaisseur du Turonien - Cénomanien supérieur est de l'ordre de 108 m. On observe que le Cénomanien est directement transgressif sur le Carbonifère, ce qui confirme l'absence de Trias sur le secteur de Rennes.

Le Carbonifère

138 - 157 m Marnes, grès, microbrèches à coquilles

157 - 200 m Argilites verdâtres

200 - 270 m Schistes gris-bleu

270 - 330 m Argilites verdâtres, microconglomérats

330 - 420 m Alternances schistes, argilites verdâtres

420 - 780 m Alternances schistes gris, grès fins

780 - 1235 m Grès siliceux, fins, massifs, avec intercalations de schistes argileux présentant des traces d'hydrocarbures.

1235 - 1283 m Alternances calcaires, schistes, grès, marquant le passage au Dévonien.

En définitive, le Carbonifère gréso-schisteux, épais de 1145 mètres, est caractérisé par la présence de deux olistolites calcaires isolés d'âge probablement pré-flysch, le premier traversé entre 847 et 935 mètres (calcaires gris micritiques) et le deuxième entre 1131 et 1158 m (microbrèche à éléments calcaires). Il présente de grandes similitudes avec le flysch des écailles de Cabrières décrit en Montagne Noire (Engel *et al*., 1980 - 1981).

A 143 m de profondeur, un brachiopode du genre Arbontella daté du Viséen terminal - Namurien basal a été récolté.

Le Dévonien

1283 - 1310 m Calcaires gris, calcaires à tâches roses

1310 - 1378 m Calcaires gris, pélites noires

1378 - 1392 m Calcaires gris, calcaires à tâches roses, ocres, marrons

1392 - 1438 m Calcaires gris bleuté

1438 - 1460 m Calcaires gris, calcaires verts, pélites verdâtres.

Le Dévonien est semblable à celui observé au Cardou (coupe de Berco Petito, Bessière, 1987). On peut distinguer une limite entre le Dévonien supérieur à structure amygdalaire classique et le Dévonien moyen à 1378 mètres.

Hydrogéologie

Deux aquifères ont été rencontrés au cours du forage :

- Aquifère froid, dans les grès calcaires karstifiés du Turonien, entre 82 et 88 m de profondeur (température : 13,5 °C, conductivité : 500 µS, Q : 200 m^3/h en foration). Cet aquifère est captif. Le niveau piézométrique à - 15m, correspond aux importantes circulations qui se font dans les terrains crétacés du synclinal de Rennes-les-Bains, indépendamment des circulations superficielles dont le type est la source des Tourtes.
- Aquifère thermal : à partir de 1283 mètres de profondeur, les calcaires du Dévonien renferment un aquifère thermal dont la composition chimique est semblable à celle des sources (eau du forage plus riche en bicarbonates, teneurs en potassium plus fortes et TAC plus faible pour les sources – cf. Tabl. 2). Les quelques différences observées s'expliquent par des différences de température, donc de solubilité. La température mesurée à 1451 m est de 34,5 °C.

Sources	C	t	pH	TAC	Ca	Mg	HCO_3	Na	K	Cl	SO_4
	µS/cm	°C		°F	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Marie	800	38	7,3	16	81	25	184	35	4,9	135	31
Bains Forts	800	45	7,4	16	84	25	186	37	4,6	136	40
Forage	750	33	7,4	21	87	22	250	42	2,6	112	40

Tableau 2 - Chimie moyenne des sources et du forage.

A la fin des travaux (juin 1994), le niveau piézométrique était au voisinage de -10 m/sol.

Principaux résultats obtenus

- Les mesures d'oxygène 18 montrent que la majeure partie des eaux d'infiltration provient du secteur de Valmigère – Missègre, localisé a une douzaine de kilomètres et à l'altitude de 800–900 mètres.
- La datation par le carbone 14 montre, que le temps de séjour dans l'aquifère du Dévonien, au niveau de Rennes, est de l'ordre de 10 000 ans. La distance entre le secteur de Valmigère et Rennes-les-Bains étant de 12 km, la vitesse d'écoulement dans le réservoir serait de l'ordre du mètre par an.
- L'exploitation des données de pompage montre que la perméabilité au niveau du toit de l'aquifère thermal serait de l'ordre de 1.10^{-5} $m.s^{-1}$.
- Les analyses corrélatoires et spectrales des données piézométriques ont mis en évidence des effets de pression et de marée. L'analyse de ces effets a permis de déduire les valeurs du coefficient d'emmagasinement : 2.10^{-4} et de la porosité : 0,5 %.
- Les analyses ont identifié un bruit, correspondant à un phénomène de convection, qui amplifie l'effet de la marée ; la perméabilité influe sur ce type de convection. Observée au droit du forage, la convection est devenue turbulente, créant un effet dissipatif, ce qui peut expliquer les différences de température observées entre les sources et le forage.
- L'étude des variations piézométriques montre qu'il existe un contact entre l'aquifère du Dévonien et celui du Turonien. De ce fait, la recharge de l'aquifère du Turonien, à partir d'un certain seuil, pourrait agir par effet de pression sur l'aquifère thermal.
- La différence de température entre les sources (45°C) et le forage (33°C) montre que la circulation des eaux de sources est plus profonde que celle des eaux du forage.
- Tous ces éléments conduisent à proposer un schéma géologique complexe avec en particulier l'existence d'un écaillage (duplex) probable du Dévonien sous Rennes-les-Bains. Ce dernier permettant l'instauration de circulations thermales ascendantes.

Exploitation et gestion de la ressource

Les essais de pompage, réalisés entre juin 1994 et janvier 1995 (débits de 20 à 100 m^3/h) ont donné un rabattement total de 16 mètres pour un volume prélevé de 85 000 m^3.

L'exploitation du forage a démarré pour la saison de cure 1998. Le pompage est continu, le débit variant entre 20 et 50 m^3/h. Le niveau dynamique évolue entre 20 et 40 mètres de profondeur. La température optimale d'utilisation est atteinte par échange thermique avec la source des Bains Forts.

Les diverses études réalisées attribuent un rôle primordial à l'aquifère turonien qui influence le fonctionnement de l'aquifère thermal par transfert de pression. Un système de suivi quantitatif devra être mis en place avec, en particulier, la réalisation d'un piézomètre dans le Turonien.

La réalisation du forage a permis de répondre aux problèmes de qualité qui se posaient à Rennes-les-Bains, mais la sécurisation de l'exploitation passe probablement par la réalisation d'un nouveau forage. Ce projet devrait mettre l'établissement thermal à l'abri de problèmes toujours possible en exploitation. La meilleure connaissance que nous avons aujourd'hui du système thermal devrait permettre d'optimiser l'implantation du nouveau forage.

*

* *

De Rennes-les-Bains à Quillan...

Le flanc sud redressé du synclinal de Couiza est longé pendant un moment.

A droite, Espéraza et son musée des dinosaures. Il s'agit du seul musée d'Europe de ce type et qui présente des pièces de la région et du monde entier. Le chantier de fouilles est situé à Campagne-sur-Aude, sur la rive gauche de l'Aude.

Ensuite, on traverse les formations marno-gréseuses du Crétacé supérieur. Au passage, ancienne station thermale de Campagne-les-Bains (T = 23 °C, C = 1600 µS/cm, Q ≈ 3l/s). Cette source est alimentée par l'aquifère thermal dévonien du Mouthoumet.

Un peu avant la zone artisanale de Quillan, passage d'un contact anormal correspondant au chevauchement frontal du Pays de Sault, qui limite au Nord le bassin de Quillan.

Arrêt 3 - La dépression de Quillan depuis le col du Portel

d'après les travaux de Ambert (1980), Calvet (1996) et Aunay & Le Strat. (2002)

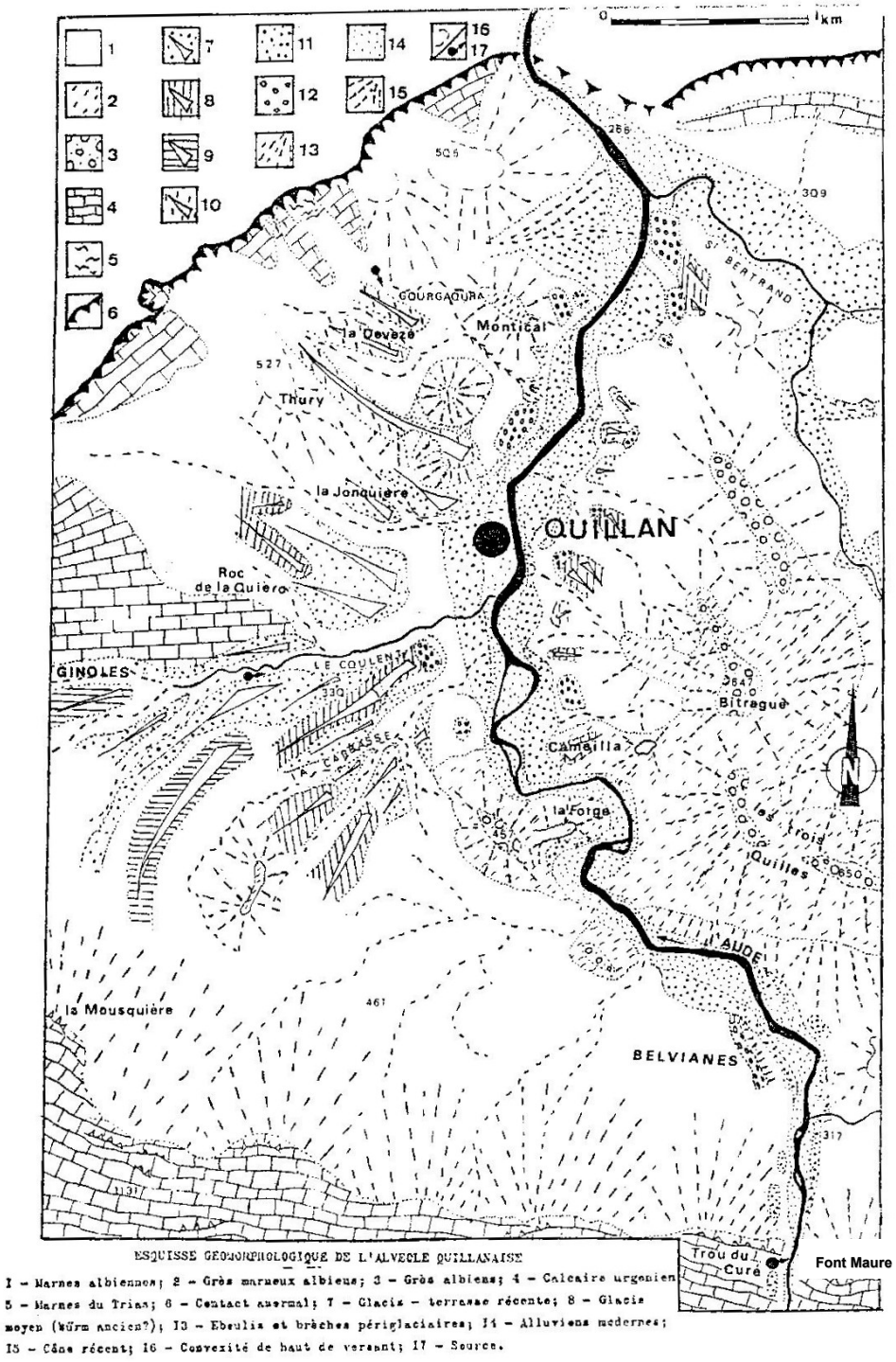


Figure 11 – Carte morphologique de la région de Quillan (Ambert, 1980)

Photo 3 – Vue générale de l'alvéole de Quillan depuis le col de Portel

Morphologie

Au débouché des gorges de Pierre-Lys à Quillan, l'Aude, à 70 kilomètres de la mer, n'est plus qu'à 295 mètres d'altitude (cf. fig. 11). Elle vient pourtant au prix d'une superbe gorge (Pierre-Lys) de s'affranchir des dernières entraves que les structures pyrénéennes présentent à son cours. L'opposition est flagrante entre les bancs calcaires sub-verticaux urgoniens et la gorge étroite d'une part, et les schistes noirs albiens profondément affouillés qui forment l'alvéole quillannaise. Ambert (1978, 1980) souligne l'interdépendance de ces deux formes, le déblaiement de l'alvéole déterminant largement le creusement de la gorge.

La dépression est limitée au Sud par la barre urgonienne de la Pierre-Lys, couronnée par la Forêt des Fanges qui culmine à 1130 mètres d'altitude.

Sa limite septentrionale se confond étroitement avec celle du chevauchement nord-pyrénéen, qui juxtapose ici les marnes noires et schistes albiens, bardés d'écailles urgoniennes, avec les marnes rutilantes du Maestrichtien et du Montien. Le contraste colorimétrique est saisissant.

En arrière du contact, l'Aude occupe une position médiane qui contraste avec la dissymétrie évidente de l'alvéole, fait majeur du paysage.

A l'Est, la ville de Quillan se presse au pied des reliefs escarpés de Bitragues et des Trois Quilles, dégagés par érosion différentielle des terrains les plus tendres de l'Albien. Ces "quilles", généralement armées de bancs de grès, portent les points hauts de la dépression quillannaise, aussi bien sur la rive gauche que sur la rive droite de l'Aude. De fait, à l'exception de la région de Belvianes, l'Aude, jusqu'à l'entrée de Quillan reste enserrée dans ses gorges. Ceci est du non seulement à la résistance des roches albiennes, mais aussi à l'importante couverture ébouleuse qui entrave de sa surcharge la dynamique érosive.

L'alvéole quillannaise offre donc un modelé d'érosion différentielle particulièrement schématique du fait des oppositions lithologiques de dureté très marquée.

L'inadaptation de l'Aude à la structure permet de supposer la surimposition de la rivière à partir d'une paléotopographie peu différenciée. Cette surface d'érosion post-bartonienne, c'est à dire post-chevauchement nord-pyrénéen est contemporaine de la surface fondamentale érigée pendant le synrift des bassins méditerranéens soit la période Oligo-Miocène moyen.

Cette surface est marquée sur tout l'amphithéâtre du Golfe du Lion (Grands Causses, Provence…). Les incisions débutent donc lors de l'uplift tortonien (synchrone du paroxysme de la mise en place des nappes alpines) qui voit se développer des reliefs d'ampleur maximale kilométrique (1000 mètres pour le Canigou, Clauzon & Rubino, 2002). La surface du Plateau de Sault est donc contemporaine de cette surface fondamentale attribuée au synrift du bassin méditerranéen.

L'incision de l'alvéole quillannaise va perdurer pendant tout le plio-quaternaire avec notamment le basculement de la marge méditerranéenne et les phases glaciaires.

La rapidité de l'érosion verticale explique en partie, la rareté des formes et formations quaternaires.

Structuration

Le bassin de Quillan correspond à un synclinorium complexe d'allongement Est-Ouest (Bousquet, 1975). Il apparaît comme une zone de transition intermédiaire entre la zone sous pyrénéenne et le chevauchement frontal du Pays-de-Sault. Au Sud, il est limité par le chevauchement Bugarach-Galamus. Ces deux contacts anormaux correspondent au front nord-pyrénéen.

Cette unité, elle-même charriée, est cisaillée par des accidents Est-Ouest bien visibles dans le secteur de Ginoles où les calcaires urgo-aptiens affleurent. En effet, dans ce secteur on observe un bombement anticlinal net qui fait surgir au milieu des marnes une langue de calcaires péri-récifaux du Clansayésien inférieur. D'autres replis jaillissent sur la bordure nord-occidentale avec des calcaires barrémiens.

Sur ces formations carbonatés de plate-forme, on trouve un ensemble de type bassin terrigène qui se rapporte au Clansayésien moyen - supérieur (Aptien supérieur) et à l'Albien inférieur. Les marnes noires à Hypacanthoplites (zones d'ammonites) correspondent à des faciès monotones dans lesquels on peut distinguer des pélites (marnes noires, marnes silteuses, marnes gréseuses) et des calcaires bioclastiques à gréso-phylliteux.

Ce dispositif à des implications hydrogéologiques pour la terminaison occidentale du Pays-de-Sault.

Sources froides

Source de Ginoles

En bordure du ruisseau de la Canalette, échelonnés entre 340 et 310 mètres d'altitude, on observe une série de trop-pleins karstiques, dont les débits en crues sont de l'ordre du m^3/s. Pour les trop-pleins en amont T = 10,2 °C, C = 380 µS/cm. (cf. fig. 11)

La source pérenne de ce système correspond à la Source Font Froide, qui est le captage communal de Ginoles (dans le parc de l'ancien établissement thermal) ; l'eau est captée par un puits dans les alluvions du Coulent. Température comprise entre 10,9 et 14,9°C ;

conductivité à 20 °C ≈ 400 µS/cm.

Dans ce captage, on observe une arrivée d'eau chaude bien identifiée :

Température = 19,7 °C ; conductivité = 564 µS/cm.

Ces sources sont en relation avec les pertes du ruisseau de Montmija (cf. annexes) dans le poljé de Coudons.

Source de Font Maure

Située au contact du bassin de Quillan et du chevauchement du Pays-de-Sault, à la sortie des gorges de la Pierre-Lys, elle draine la partie occidentale du Pays de Sault (cf. fig. 11).

Son débit maximum est de l'ordre de 15 m^3/s, son débit d'étiage de l'ordre de 200 l/s ; son débit moyen de l'ordre de 1 m^3/s .

Il convient de souligner que cette source présente en basses eaux une faible anomalie thermique (T = 12 °C) et une conductivité élevée de 900 µS/cm, correspondant à des teneurs élevées en sulfates, qui sont masqués en temps normal par des débits élevés.

En hautes eaux, le température est de 10 °C et la conductivité peut descendre à 300-400 µS/cm.

Sources thermales de Ginoles

Ginoles-les-Bains compte 2 sources thermominérales : Prosper (ou Pascal) et Rosita (ou Sainte-Eulalie) ; elles se situent entre la RD 79 et le ruisseau du Coulent.

Ces deux sources ont alimenté un petit établissement thermal jusqu'en 1968. Les eaux avaient des propriétés diurétiques et stimulaient les fonctions hépatiques. Elles alimentaient également une piscine très prisée par les habitants de Quillan.

Le débit de chacune des sources est de l'ordre de 70 m^3/h. Pour les températures, les archives indiquent 25°C, valeur confirmée en 1997 (Rosita : 24,7°C ; Prosper : 25,1°C) ; la conductivité est de l'ordre de 870 µS/cm.

Les sources sont captées par puits dans les alluvions du Coulent d'où des mélanges indésirables avec les eaux superficielles.

Deux forages, réalisés en 1994 à proximité des sources, de 35 et 80 m de profondeur, donnent un débit artésien de l'ordre respectivement de 7 et 2 m^3/h, avec une température et une conductivité respective de 26,8°C ; 950 µS/cm et 24,1 °C ; 850 µS/cm.

Par ailleurs, plusieurs forages privés ont atteint l'Urgonien avec des venues d'eau thermale artésienne.

Forage de la Gare à Quillan

A la demande de la ville de Quillan, le Service Hydrogéologique du Conseil Général de l'Aude est intervenu pour examiner les possibilités de développer une activité liée à l'eau thermale. Plutôt que de réaliser un forage sur le site de Ginoles, il a été préférable de réaliser un forage à Quillan avec pour objectif le réservoir thermal urgonien sous couverture.

La gare de Quillan est sur un train majeur : une convergence de fractures, visibles en photo aériennes, en provenance de l'Ouest, en bordure du système de fracturation de Quillan dont le prolongement Est est dans la même configuration que les sources thermales de Ginoles. Dans ces conditions, le site choisi, propriété de la ville de Quillan paraissait à priori le mieux placé pour atteindre le réservoir à une profondeur raisonnable.

Coordonnées Lambert de l'ouvrage : X = 587,34 ; Y = 63,58 ; Z = 290 m.

Le forage de reconnaissance, réalisé par l'entreprise Boniface en 1998, a été arrêté à 1 004 m de profondeur. Il a traversé de 0 à 950 m des pélites schisteuses noires et de 950 à 1 004 m des calcaires gris. L'ensemble est attribué au Clausayésien moyen (Aptien supérieur) – Albien basal.

Ce forage a rencontré des venues d'eau artésiennes (1,8 m^3/h) à 990 m de profondeur. La température au fond est estimée à 40°C, la conductivité est de 1 750 µS/cm.

Principaux résultats

	C µS/cm	t °C	Ca^{++} mg/l	Mg^{2+} mg/l	Na^{+} mg/l	K^{+} mg/l	Cl^{-} mg/l	SO_4^{2-} mg/l
Forage Quillan	1750	40	240	101	75	5,2	28,6	960
Forage 80 m	750	26	170	33	6,2	1,6	3,9	370
Source Prosper	700	24	160	28	5,0	1,2	4,1	320
Forage 35 m	650	22	150	25	4,9	1,3	0,5	290
Source Rosita	550	19	140	17	3,7	0,8	4,0	190
Source Font Maure	650	11	120	10	2,8	0,8	5,3	140

Tableau 3 – Caractéristiques des eaux de la région de Quillan

Le chimisme des eaux des sources thermales de Ginoles, du forage de la Gare et de Font Maure permet de les regrouper dans la même famille : eaux bicarbonatées sulfatées calciques et secondairement magnésiennes.

Elles évoluent entre un pôle moins minéralisé représenté par la source de Font Maure et un pôle franchement minéralisé représenté par le forage de Quillan. Dans ce cas, les mélanges avec des eaux froides superficielles n'a pas lieu. Le groupe de Ginoles occupe une position médiane. Leur particularité chimique (teneur en sulfate élevée) montre que ces eaux ont circulé au contact des évaporites triasiques présentes à la base de la série calcaire et au contact des principaux accidents chevauchants dont le chevauchement frontal Nord-pyrénéen.

Le forage n'a pas atteint le réservoir thermal constitué par les calcaires de l'Aptien supérieur, mais la rencontre de venues d'eaux artésiennes à partir de 990 mètres en prouve la proximité. On est en présence d'un système aquifère complexe dont la zone d'alimentation correspond à la partie orientale du Pays de Sault, avec des circulations rapides et des circulations profondes dont les temps de séjours sont probablement longs.

On retrouve, là aussi, le schéma d'organisation des grands aquifères définis par Tóth (1963), décrit dans le massif de Mouthoumet.

Au niveau du bassin de Quillan, cet aquifère est en charge sous les marnes albiennes. Un dispositif similaire pourrait exister, pour la partie Ouest du Pays-de-Sault, les marnes albiennes du synclinorium de Fougax et Barrineuf rendent captif l'aquifère dont l'exutoire est constitué par la résurgence de Fontestorbes.

Perspectives :

La poursuite du forage jusqu'au réservoir thermal, qui représente l'objectif final et son équipement, apparaît comme un objectif réaliste et prometteur, mais la recherche de financement pour ce projet est loin d'aboutir.

*

* *

Depuis le Col du Portel à la surface d'Espezel...

L'itinéraire se poursuit par la traversée du N.E. vers le S.O. du "Pays de Sault" où l'on observera au passage divers aspects d'une morphologie karstique complexe.

Arrêt 4 - Le plateau de Sault, la surface d'Espezel

d'après les travaux de Ambert (1980), de Mangin (1993) et de Aunay & Le Strat (2002).

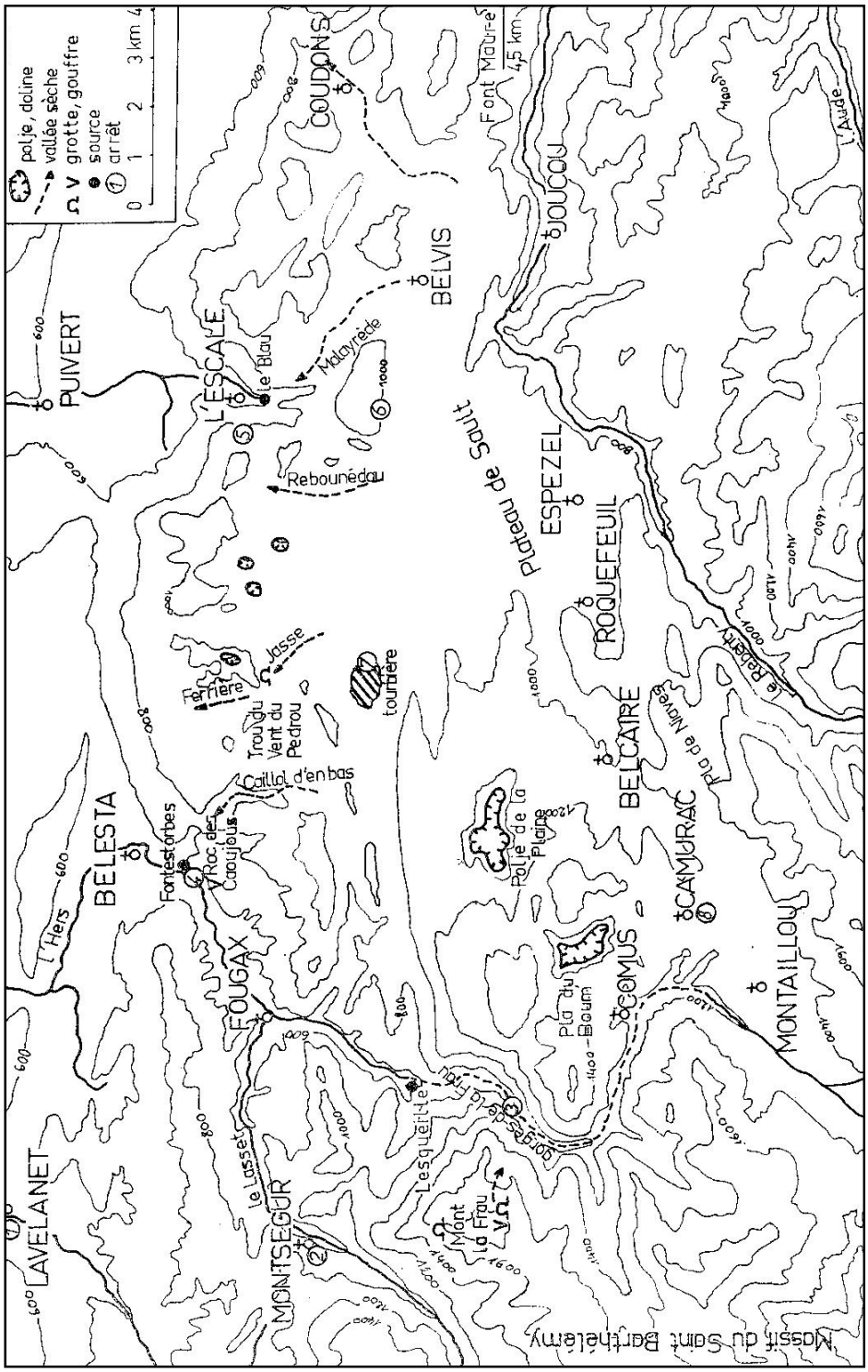


Figure 12 - Cartographie générale du pays de Sault

Données générales

Le Pays de Sault occupe la partie sud-ouest du département de l'Aude et empiète largement sur l'Ariège à l'ouest. Sa superficie est de 230 km^2 pour une altitude moyenne de 1000 mètres, culminant à la montagne de la Frau (1915 mètres).

Constitué presque exclusivement de calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur, épais d'environ 600 mètres, il appartient à la zone nord-pyrénéenne et chevauche la zone sous-pyrénéenne à matériel néo-crétacé et tertiaire par l'intervention d'un accident majeur, branche du chevauchement nord-pyrénéen.

Chevauché par le massif paléozoïque du St-Barthélémy, il est découpé en éventails en de nombreuses écailles par des accidents sub-verticaux. A l'extrémité ouest, le synclinorium complexe de Barrineuf – Bac d'En Filla à remplissage marneux albo-aptien peut apparaître comme un équivalent du synclinorium de Quillan.

Au Sud (Montagne de La Frau, Camurac), la série mésozoïque est affectée par un métamorphisme pyrénéen de haute température et de basse pression, qui se manifestent par une recristallisation de la calcite et de la dolomie de l'apparition de minéraux silicatés.

Le karst du Pays de Sault

Le Pays de Sault représente par sa superficie le plus grand karst des Pyrénées françaises (cf. fig. 12).

Il est drainé par trois systèmes karstiques principaux : celui de Fontestorbes (510 m d'altitude) à l'ouest (85 km²), celui du Blau ou Aiguo Niret (630 m d'altitude) au nord et celui de Font Maure (318 m d'altitude) à l'ouest dans les gorges de l'Aude (+ 100 km²).

Le drainage souterrain, qui primitivement se faisait vers le Nord (source du Blau), s'est progressivement détourné vers l'Ouest et vers l'Est par suite du creusement, au Quaternaire, des canyons de la Frau (Hers) et de la Pierre-Lys (Aude). Actuellement, le drainage souterrain tend à s'organiser vers la source de Font Maure, qui présente le potentiel de karstification le plus important, ce que confirment les essais de traçages, le Blau n'étant probablement qu'un trop-plein de ce système.

La morphologie karstique est très développée dans le Pays de Sault du fait d'une longue histoire qui a démarré à la fin de l'Eocène et qui se poursuit encore aujourd'hui.

L'évolution tectonique, ainsi que les évolutions du niveau de base, marquent le modelé karstique et non karstique (surface d'érosion, anciennes vallées, dépôts fluviatiles, poljé, dolomie, aven...). L'analyse des formes karstiques, par rapport à ces différents niveaux d'érosion, est particulièrement visible sur la surface d'Espezel.

Le Plateau de Sault et ses bordures recèlent une richesse de formes karstiques et parakarstiques (canyons…) propres à déceler la genèse et l'évolution des paysages des pré-Pyrénées orientales.

Dans cette région, l'analyse des phénomènes karstiques permet de différencier :

- Une morphologie marquée par des surfaces d'érosions ;
- Un réseau de vallées (modelé non karstique) ;
- L'action de différentes phases de karstification.

Surface d'érosion de la Frau, réseau de la Caourgnau

Objets indiquant l'action d'une érosion ayant modelé un relief avec des vallées amples. La chronologie de ces formes indique une érosion de surface avec formation de vallées puis création ou approfondissement de la vallée Nord-Sud correspondant à la vallée de l'Hers actuel et début d'un potentiel de karstification.

Bassin du Pla du Boum et de Camurac

Surface d'érosion d'altitude relativement variable et qui vers l'Est du pays de Sault est comprise entre 1050 et 1100 mètres. Cette surface tronque la plupart des sommets de la zone nord-pyrénéenne laissant en relief quelques monadnocks. On y rencontre des galets de quartz parfois volumineux marquants les restes d'un ancien réseau fluviatile.

Aucune karstification n'a pu être reconnue se rattachant à cette surface ou succédant à son établissement.

Surface d'Espezel ou Plateau de sault

Son altitude varie entre 800 et 900 m. Il forme un poljé dans sa partie occidentale. Toutes les vallées qui l'entaillent sont des vallées suspendues. Des restes d'un épandage sablo-argileux avec des blocs de quartz existe aussi bien sur le Plateau de Sault que dans ces vallées.

Certains auteurs attribuent les sédiments sablo-argileux de la surface d'Espézel au Miocène supérieur, hypothèse en accord avec la genèse de la surface pendant le synrift méditerranéen (Oligo-Miocène moyen).

Réseau du Blau

Du point de vue morphologique il n'existe plus de vallées à une altitude inférieure à 700m dans la partie nord-est du Pays de Sault, à l'exception de la reculée du Blau. Cette reculée et la source qui lui était associée correspondent à l'ancien exutoire du Pays de Sault. Cette évolution est due à l'enfoncement depuis le Tortonien jusqu'à l'actuel des vallées de l'Hers et de l'Aude avec une réorganisation des drainages.

Évolution récente

Sur le Pays de Sault comme sur les hauteurs qui le dominent au Sud, on observe de nombreux témoins d'actions glaciaires et périglaciaires (grèzes et tourbières).

Gorges de la Frau, Fontestorbes

Les gorges de la Frau correspondent à un canyon à la traversée des calcaires par une vallée nord-sud.

Fontestorbes correspond à l'exutoire du drainage souterrain de l'Hers qui a abandonné son lit subaérien du fait de la création d'un potentiel de karstification plus en amont.

Surface d'Espezel

La morphologie du Pays de Sault est marquée par la présence de plusieurs surfaces d'érosion (cf. fig. 12).

La surface dite des haut niveaux (850 / 950 mètres) ou surface d'Espezel correspond à une morphologie d'aplanissement, dont le façonnement débute à la fin du Crétacé supérieur lors de l'émersion des Pyrénées. Son façonnement, en paléosurface, correspond à une période de stabilité du niveau de base pendant le syn-rift (Oligo-Miocène moyen).

Prés du village d'Espezel, s'étend sur plusieurs kilomètres de long un replat désigné sous le nom de "Plateau de Sault". Il forme un vaste poljé de type slovène dans sa partie occidentale.

Ce bassin était drainé par une série de vallées dirigées vers le nord : vallée de la Jasse, vallée du Rebounédou, vallée de Malayrède, vallée de Coudons. Certaines de ces vallées sont encore très nettes avec une pente régulière ; d'autres, au contraire, ont évolué en vallées dolinaires. Toutes se terminent en hauteur et sont suspendues comme cela est bien visible pour la vallée de Malayrède au-dessus de l'Escale. Aussi bien sur le plateau de Sault que dans ces vallées, on retrouve les restes d'un épandage sablo-argileux avec des blocs de quartz datés du Pontien (6 Ma) par plusieurs auteurs.

En rive droite du Rébenty, on remarque une autre surface à l'altitude moyenne de 950 m. S'agit-il vraiment d'une autre surface ou bien est-ce celle d'Espezel relevée dans la partie sud ? Toutefois, à l'ouest d'Espezel, on trouve au même niveau (950 m) un très joli poljé de la plaine qui peut faire penser à l'existence de deux niveaux successifs. La paléomorphologie, que l'on peut rattacher à la surface d'Espezel, est présente sur toute la face nord du Saint-Barthélèmy sous forme de vallées essentiellement orientées nord-sud.

Le poljé d'Espezel a donc évolué par la suite en bassin fermé, l'écoulement s'effectuant alors souterrainement vers le Nord (Blau).

L'érosion glacio-eustatique quaternaire, bien visible dans le paysage (cirque glaciaire de l'Ourtiset, incision des gorges du Rébenty) et dont dépend l'actuelle vallée de l'Aude (gorges de Saint-Georges et de la Pierre-Lys), a provoqué un drainage karstique qui s'organise de nos jours en direction de l'Est (source de Font Maure).

En définitive, la karstification est liée au profil d'équilibre fluviatile, lui-même connecté au niveau de base marin. Les divers aspects de la morphologie du Pays de Sault illustrent parfaitement ces principes fondamentaux.

Photo 4 – Vue générale du pays de Sault

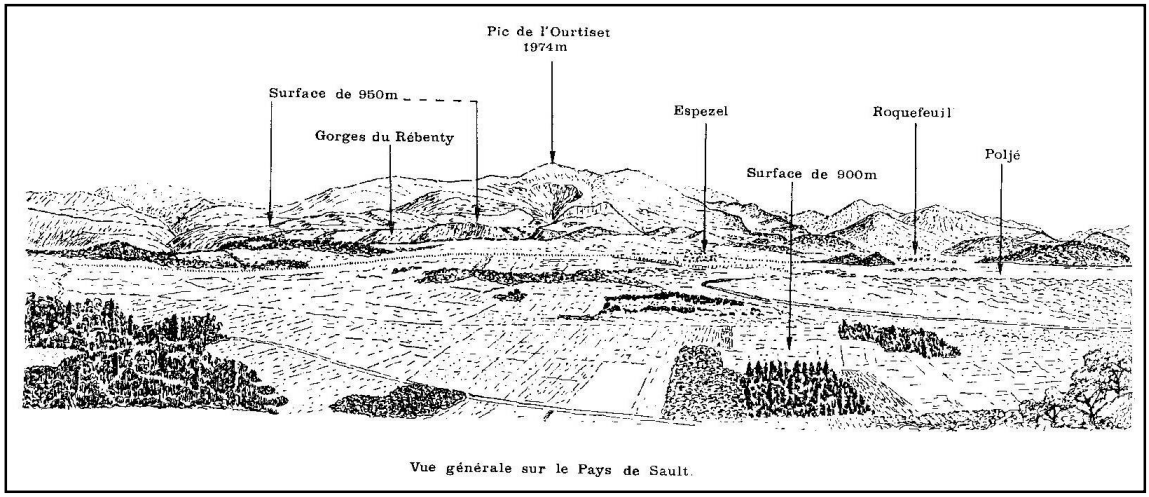


Figure 13 – Vue générale sur le pays de Sault

Photo 5 – Vue générale de la paléosurface

Chronologie des évènements

L'analyse des formes karstiques par rapport à ces différents niveaux d'érosion permet d'établir une certaine chronologie des évènements.

Les quelques repères de datation que nous possédons permettent de penser que l'histoire karstique du Pays de Sault a débuté dès l'émersion de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne au cours du Crétacé supérieur (faciès continentaux du Maestrichtien et du Montien) avec création de la morphologie des hauts niveaux, contemporaine aussi du paroxysme de mise en place des nappes pyrénéennes d'âge Bartonien.

La paléosurface du causse est contemporaine du synrift méditerranéen, seule période capable de générer une telle surface contemporaine de la surface fondamentale péri-méditerranéenne. On sait dorénavant que cette surface est sécante sur les structures plissées grande longueur d'onde d'âge Éocène.

La première période d'incision est contemporaine de l'uplift tortonien qui génère des reliefs d'ampleur maximale kilométrique.

Sur le versant méditerranéen cette évolution est amplifiée par la crise de salinité messinienne.

La seconde période de stabilité capable de générer des paléosurfaces est la période du Pliocène inférieur et moyen du fait d'une certaine stabilité du niveau de base (80 mètres NGF).

La dernière période d'incision est la période quaternaire marquée par une amplification du basculement de la marge méditerranéenne et par les phases glacio eustatiques (le maximum glaciaire induit un niveau de base global à –120 mètres NGF à 18 000 BP).

*

* *

De Espezel à Fontestorbes...

L'itinéraire traverse le Nord-Ouest du Pays de Sault, couvert de grande forêts domaniales (forêt de Bélesta), pour atteindre la source de Fontestorbes.

Arrêt 5 – Source intermittente de Fontestorbes

Au pied de la falaise de calcaires barrémiens, marquant le chevauchement frontal nord-pyrénéen, apparaît la source de Fontestorbes (la Fontaine troublée).

Cette source karstique draine toute la partie occidentale du Pays de Sault ; son impluvium de 85 km^2 est constitué à 83% par des calcaires. Ces calcaires essentiellement mésozoïques (urgo-aptiens de 600 mètres de puissance) forment deux ensembles séparés par le synclinorium de Barrineuf – Bac d'en Filla à remplissage marneux albo-aptien.

La source est équipée depuis 1965 (laboratoire du CNRS, Moulis). Son débit moyen est de 2,310 m^3/s (soit une lame d'eau écoulée de 860 mm) avec des extrêmes de 15,2 et 0,6 m^3/s .

Le volume dynamique est de l'ordre de 25 à 30 millions de m^3.

Lorsque le débit dépasse 3,6 m^3/s à Fontestorbes, on constate un débordement de la zone noyée sur la limite sud du synclinorium marneux, qui alimente une série de trop-pleins au débouché des gorges de la Frau (Fontaine de L'Esqueille).

La température de l'eau varie de 8,8 °C en fin de printemps à 9,6 °C en fin d'été et la minéralisation de 200 à 300 mg/l.

Les intermittences de Fontestorbes

La source de Fontestorbes est surtout connue pour son phénomène d'intermittence et ceci depuis l'antiquité (citée par Pline). Ce phénomène remarquable se manifeste pendant tout l'étiage, généralement de juillet à décembre, et disparaît avec les premières crues hivernales.

Il est remarquable de constater que, lors de la première intermittence, le débit de la source est de 1,040 m^3/s, puis le débit oscille avec une période de 61 à 90 minutes avec un minimum variant de 500 à 20 l/s pour un maximum de 1,8 m^3/s .

Lors d'une intermittence de 61 minutes, le temps de montée est de 21 minutes, le temps de descente de 40 minutes.

Pendant très longtemps, ce phénomène a été expliqué par la théorie du siphon ; or, il se révèle que les valeurs des débits observés lors de l'intermittence, liées à celles de la période des oscillations, sont incompatibles avec cette théorie.

Des essais, réalisés sur modèle réduit au laboratoire souterrain du CNRS de Moulis, ont permis de reproduire les modalités du phénomène analogues à celles de Fontestorbes. De plus, il semble que le mécanisme proposé pour Fontestorbes puisse être généralisé à d'autres sources du même type (Mangin, 1969 et 1975).

Une nouvelle explication a été proposée, elle fait intervenir deux conduits, sans siphon, le premier de vidange de l'eau, le second d'aspiration d'air, ce dernier étant à l'origine du mécanisme. Suivant le niveau d'eau dans le réservoir d'intermittence, la conduite de prise d'air est obturée ou non et le passage d'un écoulement monophasique à un écoulement diphasique provoque les variations de débit enregistrées.

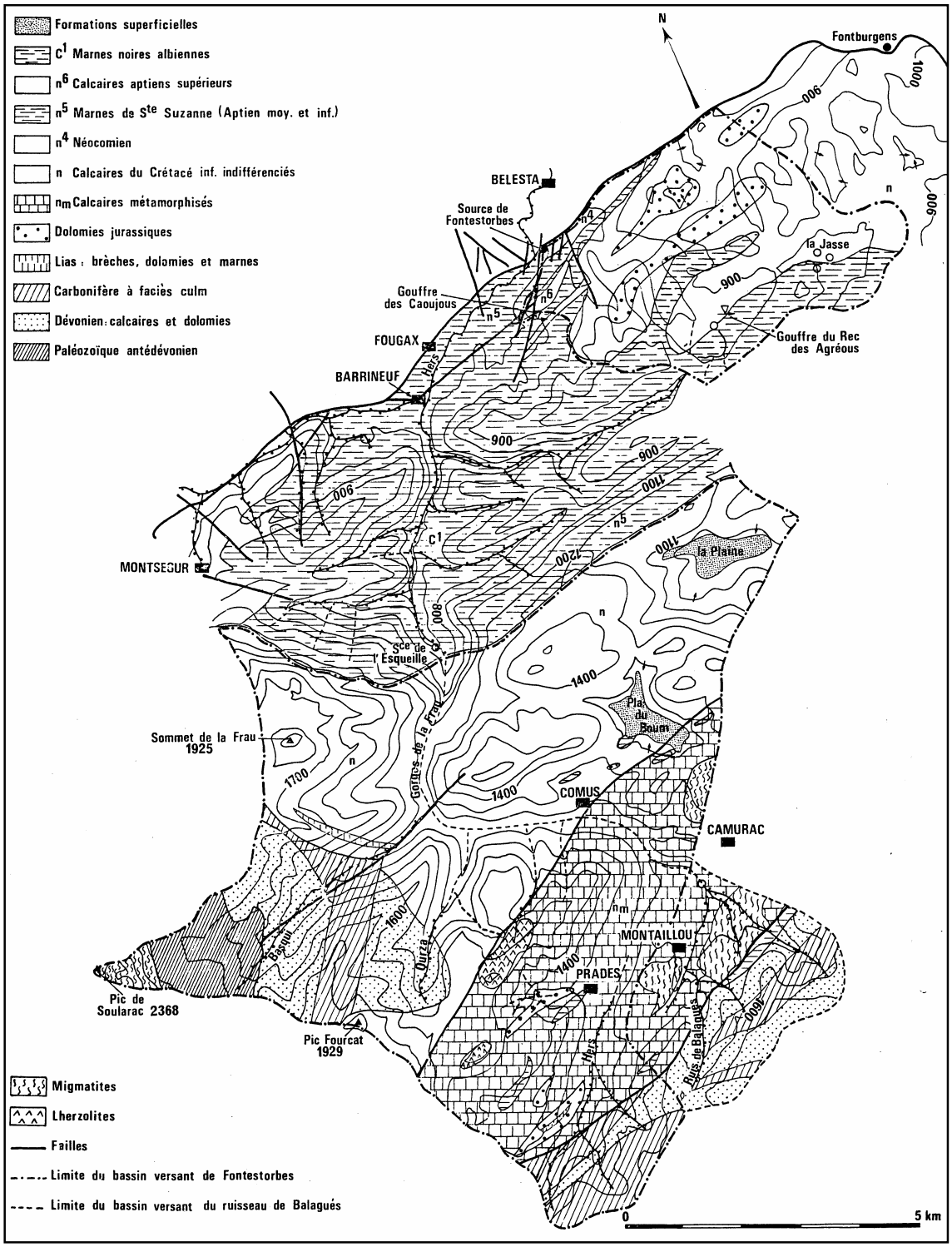


Figure 14 – Carte du système karstique de Fontestorbes (Mangin, 1975)

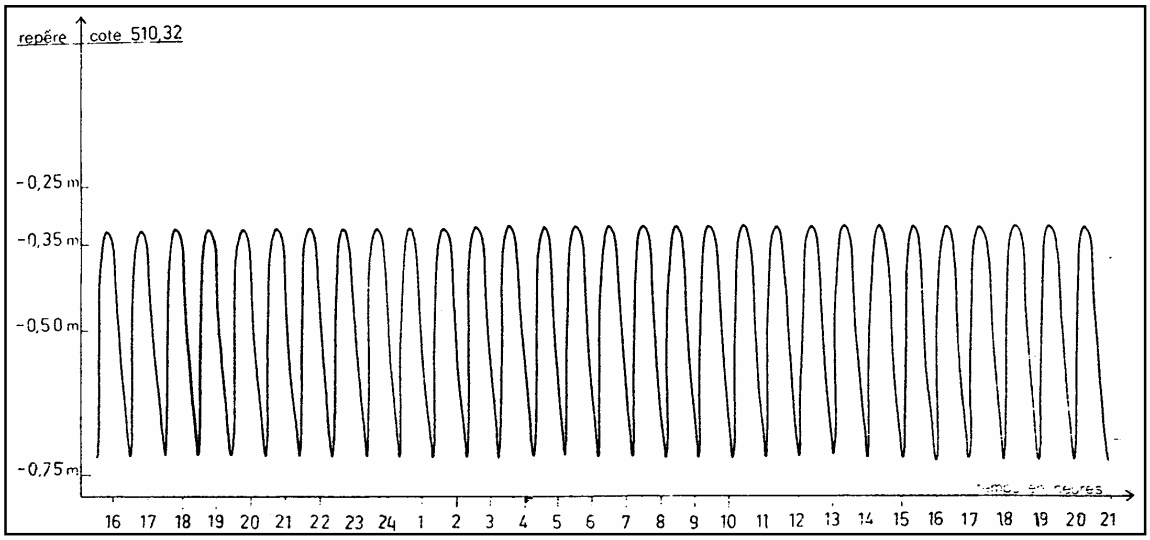


Figure 15 – Limnigraphe de Fontestorbes du 29 au 30 septembre 1966, montrant la régularité des variations du plan d'eau à l'émergence en période d'intermittence (vitesse de rotation du limnigraphe 24h) (Mangin, 1969)

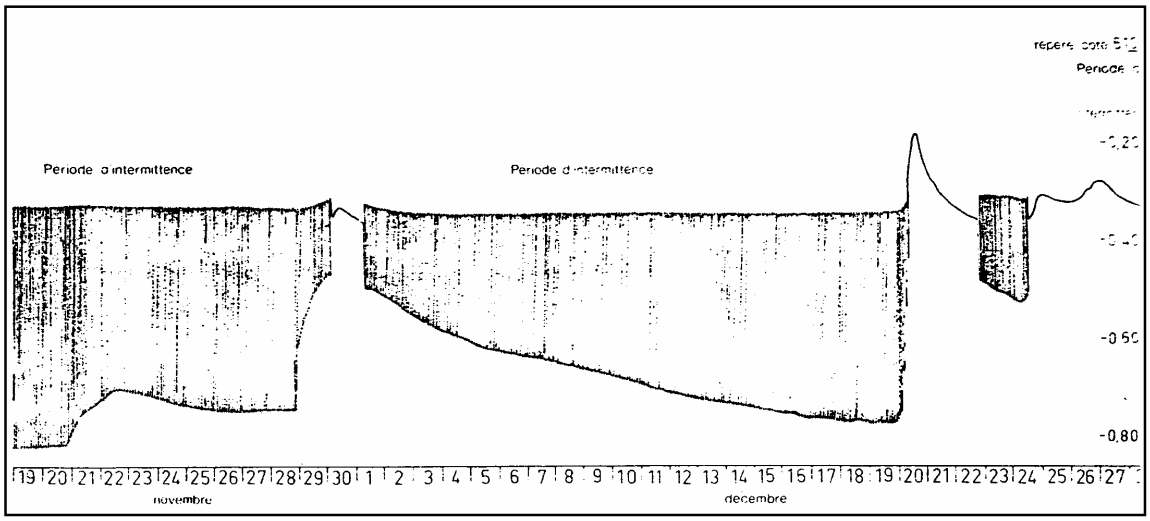


Figure 16 - Limnigraphe de Fontestorbes du 19 novembre au 28 décembre 1967, montrant une période d'intermittence et une période de non-intermittence vitesse de rotation du limnigraphe 15 jours (Mangin, 1969)

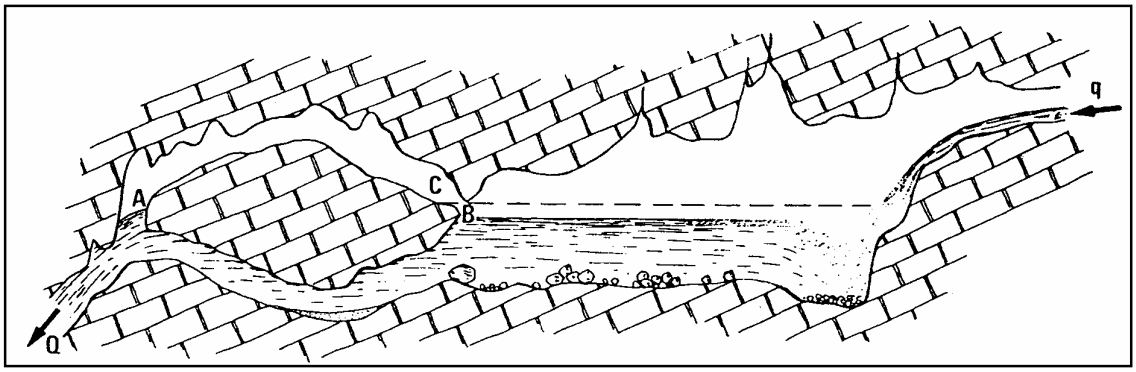


Figure 17 – Schématisation du dispositif responsable du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes. q : débit d'alimentation ; Q : débit de vidange ; galerie AB : conduite de vidange ; galerie AC : conduite de prise d'air ; lors de l'intermittence, la variation du niveau dans le réservoir s'effectue entre B et C (Mangin, 1969)

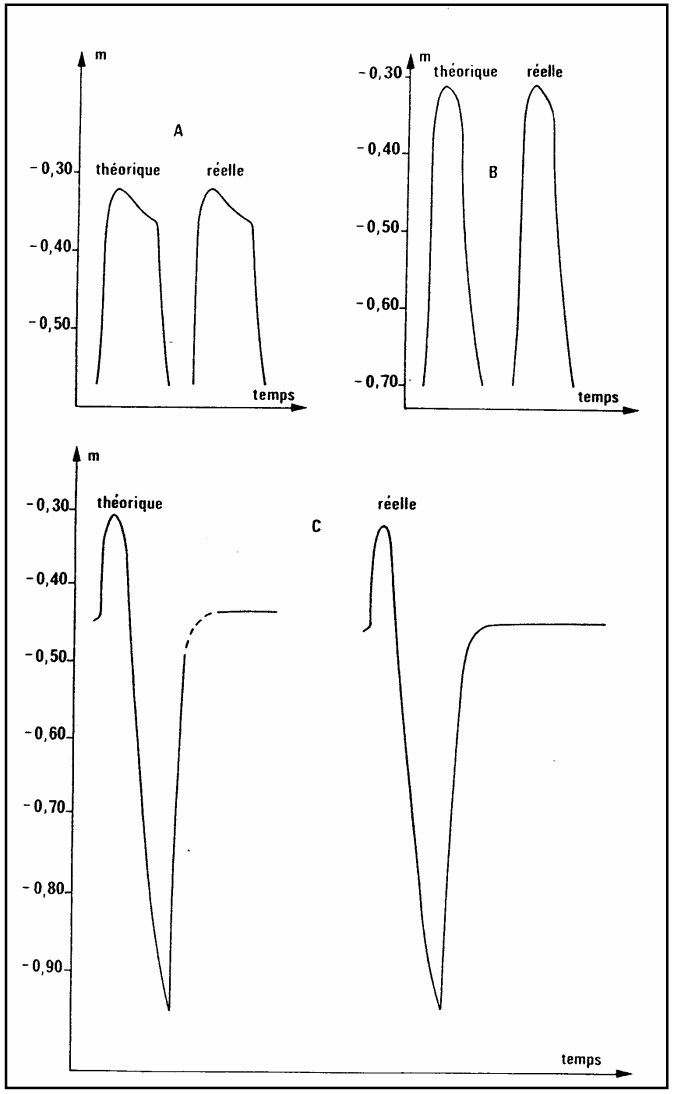


Figure 18 – Hydrogrammes théoriques et réels au niveau de la source de Fontestorbes durant les intermittences. A : forme de l'hydrogramme au début de l'apparition du phénomène d'intermittence. B : forme de l'hydrogramme lorsque l'étiage est avancé. C : forme de l'hydrogramme lors de l'étiage exceptionnellement bas de novembre 1973 (la partie en pointillé de l'hydrogramme théorique constitue une interpolation). (Mangin, 1969)

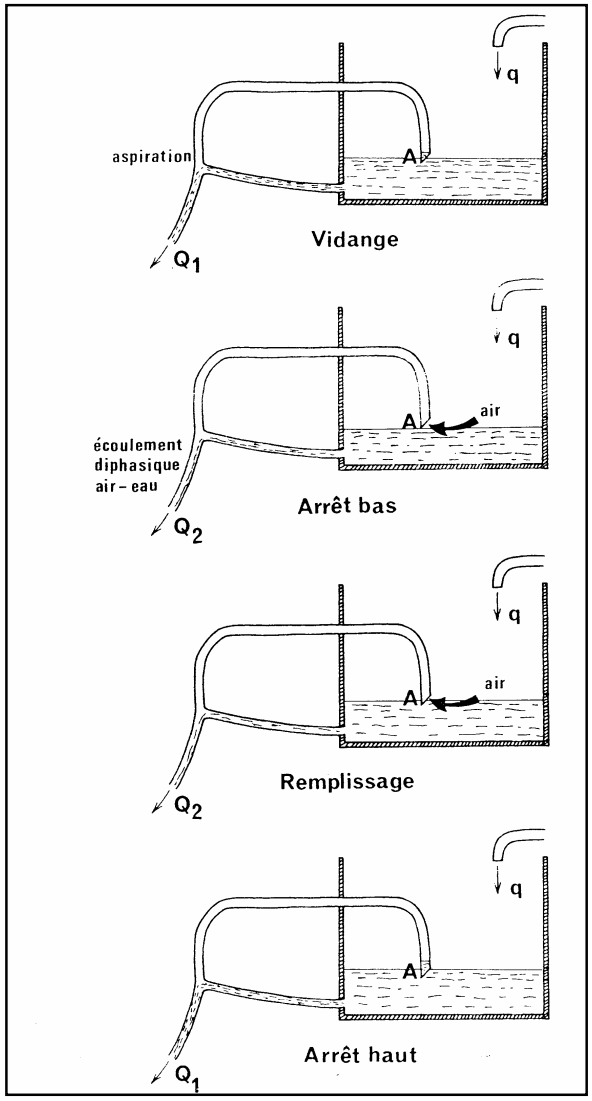


Figure 19 - Schématisation du dispositif responsable du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes. (Mangin, 1969)

Photo 6 – Résurgence karstique de Fontestorbes

Retour sur la vallee de l'aude par puivert…

Signalons qu'à une dizaine de kilomètres à l'W-SW de Fontestorbes se trouve le château de Montségur, haut lieu de la résistance cathare.

Au Nord du chevauchement du Pays de Sault, on retrouve la zone sous-pyrénéenne.

Dans ce secteur se développent des structures majeures d'ampleur kilométrique correspondant aux Petites Pyrénées et au Plantaurel.

De Fontestorbes à Bélesta, on traverse la terminaison orientale du bassin de Nalzen synclinorium complexe à matériel flysch crétacé supérieur (socle à 4.000 m).

De Bélesta à Espéraza, on longe la structure anticlinale de Dreuilhe, puis celle de Puivert, célèbre pour son château (XI^{ème} à XIV^{ème} siècle) érigé sur les calcaires Thanétiens du flanc sud. Cette structure prolonge à l'ouest la ride anticlinale de la branche du Cardou.

Le poljé de Puivert était occupé par un lac d'au moins 180 hectares, alimenté principalement par le Blau. Ce lac, dont les rives furent occupées par les armées romaines (Camp Sauré, Camp Ferrier, etc….), s'est brutalement vidé en juin 1289 lorsque le barrage naturel, qui fermait la cluse de Puivert, a cédé, entraînant la destruction de Mirepoix située plus de 20 km à l'aval. Au-delà de Brenac, on retrouve les formations continentales à Dinausoriens de la moyenne vallée de l'Aude.

Bibliographie générale

AMBERT P., 1994 - L'évolution du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien) depuis le Néogène, *Doc. BRGM*, N°**231**, 1994.

AUNAY B. & LE STRAT P. *coll.* Aguilar J-P., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N., 2002 – Introduction à la géologie du karst des Corbières. Rap. BRGM/RP-51595-FR, 80 p.

AUNAY B., LE STRAT P., DUVAIL C., DÖRFLIGER N. & LADOUCHE B., 2003 – Méthode d'analyse géologique sur la karstification de Corbières Orientales et influence des événements néogènes (Tortono-messiniens). IAHS publ. n°**278**, pp. 124-129.

AUNAY, B. & LE STRAT P., 2003 – Introduction to the geology of the Corbières karst (France). *In Climate changes : the karst record III, 3rd international conference, Montpellier, France, 11th to 14th May 2003*. Ed. by Bakalowicz M., Causse C., Genty D., 2003.

BAKALOWICZ M., 1979 – Contribution à la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Paris VI, Géol. dyn. et Lab. souterrain CNRS, 269 p.

BAKALOWICZ M., 1986 – La karstification : processus, modèles et exemples. *9ème cong. Internat. Spéléologie*, Barcelone, 3, pp. 59-63.

BOYER J., 2003 – Le delta du Rhône : géodynamique post-glaciaire. *Mém. d'ingénieur géologue de l'IGAL*, BRGM, n°**173**, Cergy-Pontoise. 99 p.

BRUNET P., 1957 - Recherches morphologiques sur les Corbières. *Mém. et Doc. Centre Doc. Cart.*, CNRS éd., t. **VI**, pp. 61-134.

CALVET M., 1996 – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne ; les Pyrénées Orientales. *Doc. du BRGM*, n°**255**. BRGM éd., Orléans, 3 t. 1177 p.

CAMUS H, 2003 – Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Bordeaux III. 675 p.

CLAUZON G., 1990 - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, **XVII**, pp. 125-155.

CLAUZON G. & RUBINO J.-L., 1992 - Les deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des conceptions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. Livret guide excursion du 26-29 Juin 1992, Assoc. Séd. Fr.

CLAUZON G. & RUBINO J.-L., 2001 – La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. *Livret-guide d'excursion*, 8-9 septembre 2001. GDR Marges, Atelier Messinien, Perpignan 7-10 septembre 2001. 25 p.

CLAUZON G. & RUBINO J-L., 2002 – Signatures synchrones et signatures différées de la crise messinienne sur le territoire français et sur sa marge méditerranéenne. Résumé des RST. 9-12 avril 2002, Nantes, p. 93.

DUVAIL C. & LE STRAT P., 2000 – Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : Analyse des profils sismiques calibrés par des sondages profonds de Elne1 et de Canet1. Rapport GEO-TERRE, GTR/BRGM/12000-137. 23 p.

DUVAIL C. & LE STRAT P. avec la collaboration de Gorini C., Lofi J. & G. Clauzon, 2002 - Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quaternaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer. *Rapport BRGM* / RP-51972-FR, 71 p.

DUVAIL C., GORINI C., LE STRAT P. & SERANNE M., 2003 – Relations tectonique / sédimentation dans les séries syn-rift et post-rift des bassins cénozoïques languedociens associés à l'ouverture du Golfe du Lion. Livret guide, Excursion GDR Marges atelier "Golfe du Lion" du 24-25-26 avril 2003, 56 p.

ENGEL W., FEIST R. & FRANKE W., 1980-1981 - Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. B.R.G.M*, **2**, Section I, n° *4*, pp 341-389.

EXXON, 1977 – Payton C. E. (ed.) Seismic stratigrphy : applications to hydrocarbon exploration. *Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, Mem **26**. 516 p.

GUENNOC P., GORINI C. & MAUFFRET A., 2000 - Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne, Geological history of the gulf of Lions: Oligo-Aquitanian rift and Messinian surface maps.*Géologie de la France*, n°**3**, 2000, pp. 67-97.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago present), *Science*, **235**, pp. 1156-1167.

HARDENBOL J, THIERRY J, FARLEY M. B., JACQUIN T, DE GRACIANSKY P-C. & VAIL P.R., 1998 – Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. *In*, de Graciansky P-C *et al*., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication **60**. 786 p.

HARTENBERGER J-L., 2001 – Une brève histoire des mammifères. Belin / Pour la science éd. 288 p.

HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A., 1992 – Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod*. Elf-Aquitaine, **16**, pp. 357-381.

HOMEWOOD P., MAURAUD P. & LAFONT F., 2000 – Best practice in Sequence Stratigraphy for Explorationists and Reservoir Engineers – Elf EP Editions, Mémoire **25**. 81 p.

LOFI J., 2002 – La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lille1.

MANGIN A., 1974 – Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (2ème partie). Concepts méthodologiques adoptés ; systèmes karstiques étudiés. *Annales de spéléologie*, **29**, 4, pp. 495-601.

MANGIN A., 1975 – Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Université de Dijon.

MANGIN A, 1978 – Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique. *Assoc. Géologues Sud-Ouest*, Actes colloques Tarbes, pp. 21-37.

RABINEAU, M., 2001 – Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôt quaternaires sur la marge du Golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000ans. *Thèse 3ème cycle*., Univ. Rennes I. 455 p.

SOUQUET P. & MEDIAVILLA F., 1976 – Nouvelles hypothèses sur la formation des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. (Paris)*, **D**, 282, pp. 2139-2142.

SOUQUET P., PEYBERNÈS A., BILOTTE M. & DEBROAS E. J., 1977 – La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. Alp.* (Grenoble), **53**, pp. 193-216.

SÉRANNE M., 1999 – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : An overview. *In* : Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds) The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society*, London, Special Publications, **156**, pp. 15-36.

TÓTH J., 1963 – A Theorical analysis of groundwater flow in a small drainage basins. *Journal of Geoph. Research*, **68**, 16, pp. 4795-4812.

Bibliographie régionale

AMBERT P, 1980 – Recherches sur les canyons de l'Aude et le plateau de Sault. *In* Recherches sur les karsts des montagnes méditerranéennes, *Évolution karstique dans les domaines méditerranéen et alpin*, CNRS, **IX**, pp. 73-83.

AMBERT P., AMBERT M., MAURIN G., THOMMERET J., (1978) - Rivages positifs post-romains dans la basse vallée de l'Aude. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat*. Béziers, n. sp., **VI** (47), pp. 74-78.

ARTHAUD F., BURG J.P. & MATTE PH., 1976 – L'évolution structurale hercynienne du massif du Mouthoumet (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, XVIII, pp.967-972.

BARNOLAS A., CHIRON J.C., 1996 – Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées – Vol. 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien –BRGM éd. – ITGE, 2 vol.

BESSIÈRE G., 1987 – Modèle d'évolution polyrogénique d'un massif hercynien : le Massif deMouthoumet (Pyrénées Audoises). *Thèse doctorat*, Toulouse. 314 p.

BESSIÈRE G. & SCHULZE H., 1984 – Le massif de Mouthoumet (Aude, France) : nouvelle définition des unités structurales et essai d'une reconstruction paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, **26**, 5, pp. 885-894.

BESSIÈRE G., BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNÈS B., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. avec la participation de Berger G.M., Marchal J.P., Vautrelle C. & Viallard P., 1989 – *Notice explicative*, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077). BRGM éd., Orléans. 98 p.

BESSIÈRE G., LENGUIN M., MARCHAL J-P. & BARRUOL J., 1978 - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Limoux (1059). BRGM éd., Orléans. 17 p.

BILLOTTE M., 1970 - Le Crétacé supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains (Aude). *Thèse doct. spécialité*, Toulouse, 110 p.

BILLOTTE M., 1985 – Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, Toulouse, série **2**, vol. 5, 438 p.

BOUCHAALA A.-E., 1991 – Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relations avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet (Aude, France). *Thèse de doctorat*, Univ. de Franche-Comté. 403 p.

BOS C., 1995 – Étude d'un aquifère thermal profond : le forage de Rennes-les-Bains (Aude). *Mémoire de DESU*, Univ. Toulouse III / CNRS Moulis. 168 p.

BOUSQUET J.P. 1975 – Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre Pays de Sault et bassin de Quillan (Ariège – Aude). *Thèse 3ème cycle*, Toulouse. 142 p.

CABANIS J.-C. & VALAT J.-L., 1975 – Composition chimique des eaux thermales de Rennes-les-Bains, étude des variations et analyse des oligo-éléments. *Journal français d'hydologie*, **16**, pp. 33-42.

GEOTHERMA S.A., 1997 – Réalisation d'un forage d'exploitation d'eau minérale. Avant-prjet détaillé. Commune d'Alet-les-Bains (Aude). Agence du Sud-Ouest, Toulouse.

GREVELLEC J., 1974 – Étude du bassin versant de la source de Font Maure - Commune de Belvianes (Aude). *DEA Hydrogéologie*, Univ. Montpellier. 26 p.

HEUDRON D. 1999 – Étude hydrodynamique des systèmes hydrothermaux à partir de l'exemple de Rennes-les-Bains (Aude). *DEA Hydrogéologie*, Univ. Paris XI. 88 p.

JAFFREZO M., 1967 – Pyrénées-Orientales Corbières. *Guides géologiques régionaux*. Masson éd.191 p.

KHUFUSS A., 1981 – Géologie et hydrogéologie des Corbières méridionalmes : région de Bugarach, Rouffiac-des-Corbières. Thè_se 3ième cycle, Université de Toulouse Paul Sabatier, 307 p.

MANGIN A., 1969 – Étude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Belesta-Ariège). *Annales de spéléologie*, **24**, 2, pp. 253-298.

MANGIN A., 1978 – Excursion dans le karst ariégeois. *Livret guide.* Réunion de Tarbes : 17-20 octobre 1978, association des géologues du Sud Ouest. 52p.

MANGIN A., 1993 – Le pays de Sault et le système karstique de Fontestorbes (Pyrénées ariégeoises). Laboratoire souterrain du C.N.R.S. Moulis F-02900 Saint-Girons.

OLIVE P. & JUSSERAND C., 1995 - Premières données d'hydrologie isotopique sur les eaux souterraines d'Alet et de Rennes-les-Bains (Aude). *Rapport inédit*, Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. 6 p.

ROUGER J.-P., 1969 – Les eaux minérales du quadrilatère audois : Rennes-les-Bains, Alet, Ginoles et Campagne ; passé et avenir. *Thèse de doctorat*, Univ. Montpellier médecine.73 p.

VALAT J.-L., 1971 – Étude hydrogéologique des sources thermales de Rennes-les-Bains (Aude). *Thèse de doctorat*, CERH Montpellier. 67 p.

YVROUX M. 1997 – Karst et thermalisme dans le massif de Mouthoumet, l'exemple de Rennes-les-Bains. *Spélé Aude*, n° **6**, pp. 72-84.

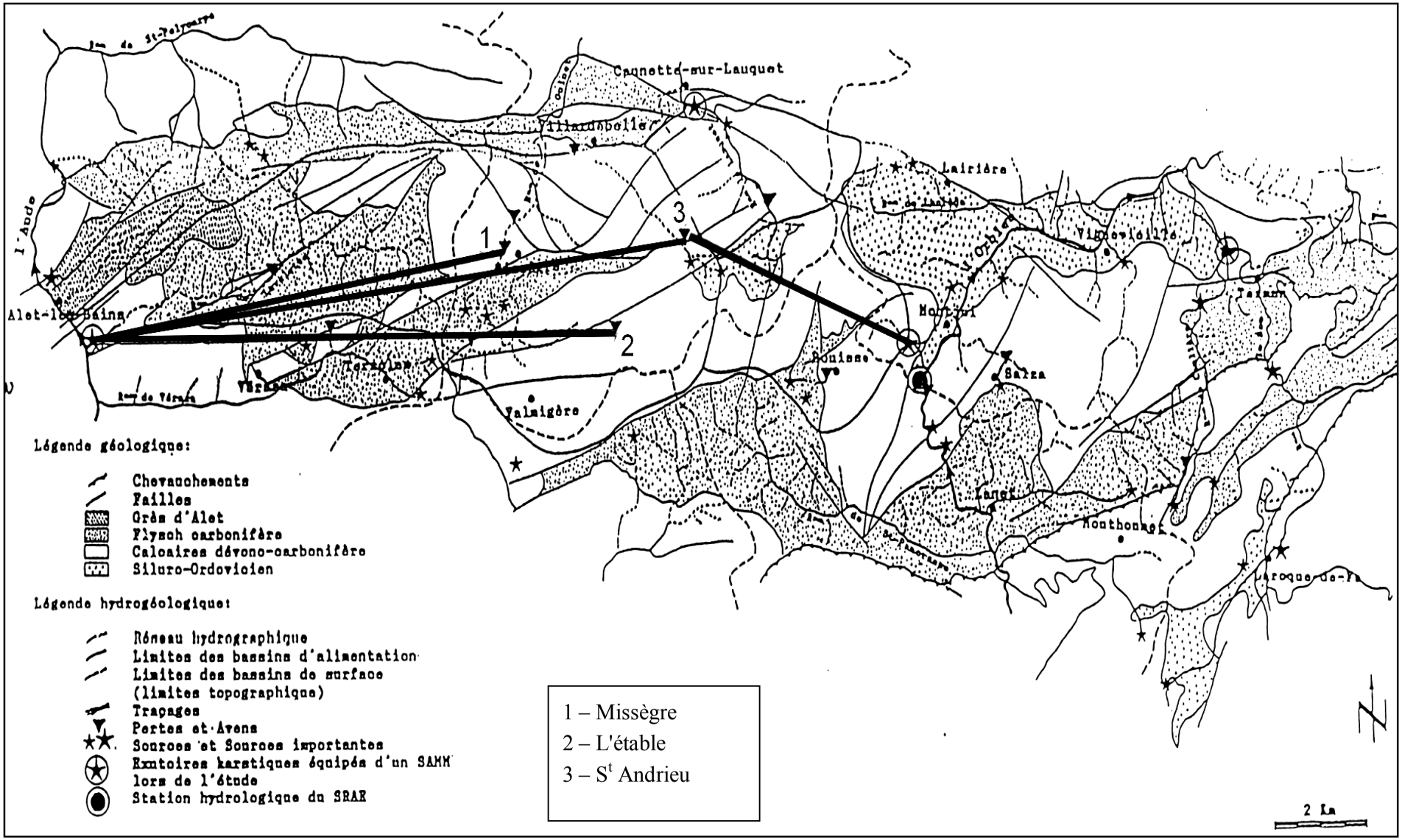
Annexes

Traçages réalisés sur l'autochtone du Massif de Mouthoumet (Spéléo-Club de l'Aude)

Point d'injection (X-Y-Z)	Date	Réapparition (X-Y-Z)	Distance linéaire	Pente	Temps de passage	Vitesse de transit
Perte de Missègre 602,77 – 78,31 –572 m	11/06/1961	Source du Théron 594,13 – 76,78 – 210 m (Alet-les-Bains)	8,5 km	4,2 %	110 h	77 m/h
Aven de l'Etable 604,92 – 76,92 – 605 m	04/04/1983	Source du Théron 594,13 – 76,78 – 210 m (Alet-les-Bains)	10,5 km	3,8 %	312 h	34 m/h
Perte de St-Andrieu 606,34 – 78,42 – 650 m	22/04/2001	Source du Théron 594,13 – 76,78 – 210 m	12 km	3,6 %	172 h	70 m/h
		Source de Montjoi 611,05 – 76,70 – 380 m	5,1 km	5,3 %	68 h	75 m/h

Carte des colorations – Massif du Mouthoumet

Bouchaala, 1991



Principaux traçages réalisés sur le Pays de Sault

(E.D.F. et Grevellec, 1974)

Système de Fontestorbes 566,52 – 65,93 – 510 m

Point d'injection (X-Y-Z)	Date	Distance linéaire	Pente	Temps de passage	Vitesse de transit
Perte de l'Ourza 561,05 – 56,80 - 1390 m	07/04/1958	10 km	8,8 %	3 j	140 m/h
Perte du Pavillon de Chasse 571,00 – 63,73 - 890 m (maison forestière de la Jasse)	11/05/1974	4,8 km	7,9 %	5 j	40 m/h
Perte du Rec des Agréous 569,21 – 63,73 - 835 m	17/04/1962	3,48 km	9,3 %	78 h	45 m/h

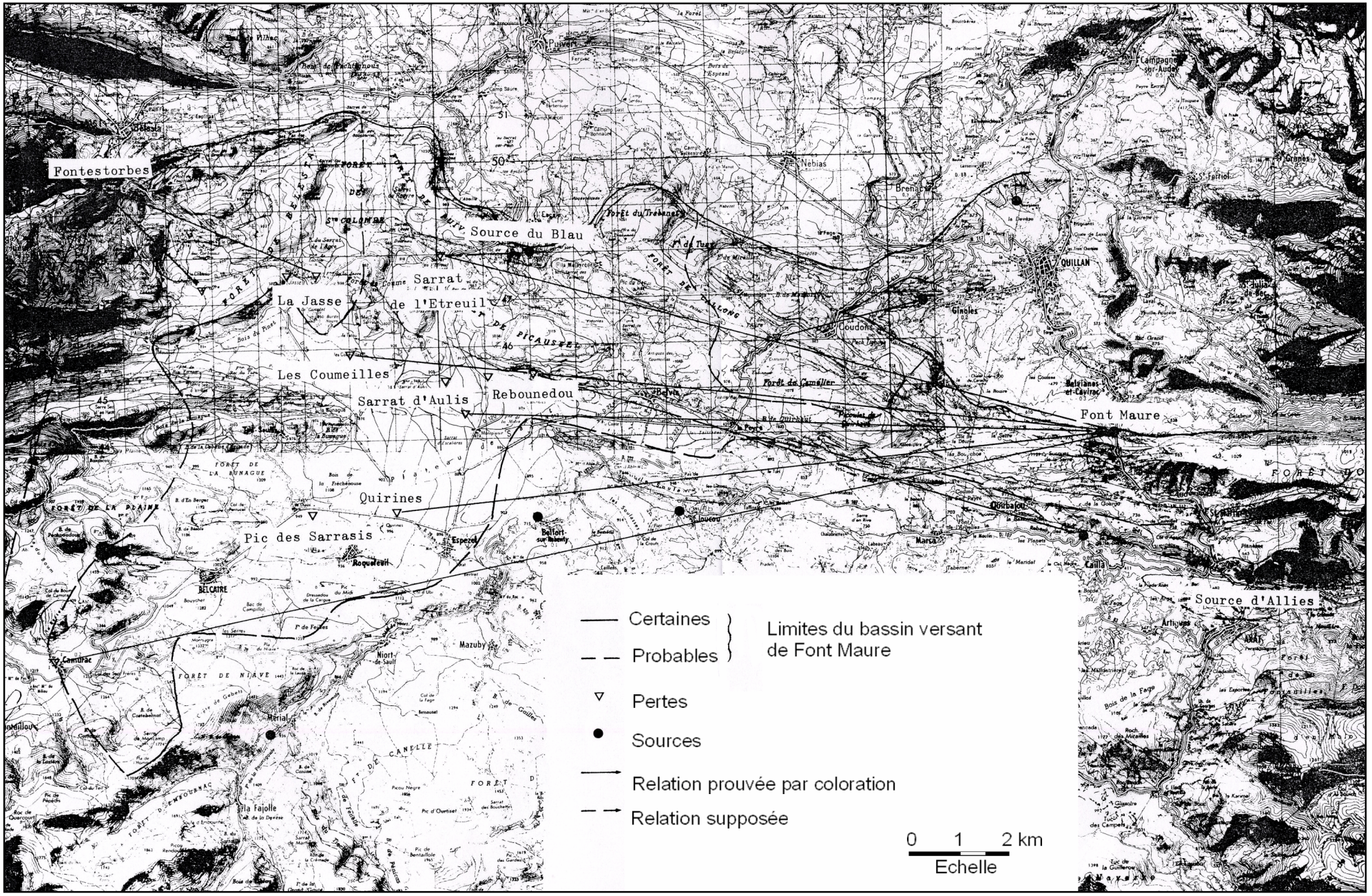
Système de Font Maure 589,07 – 60,36 – 318 m

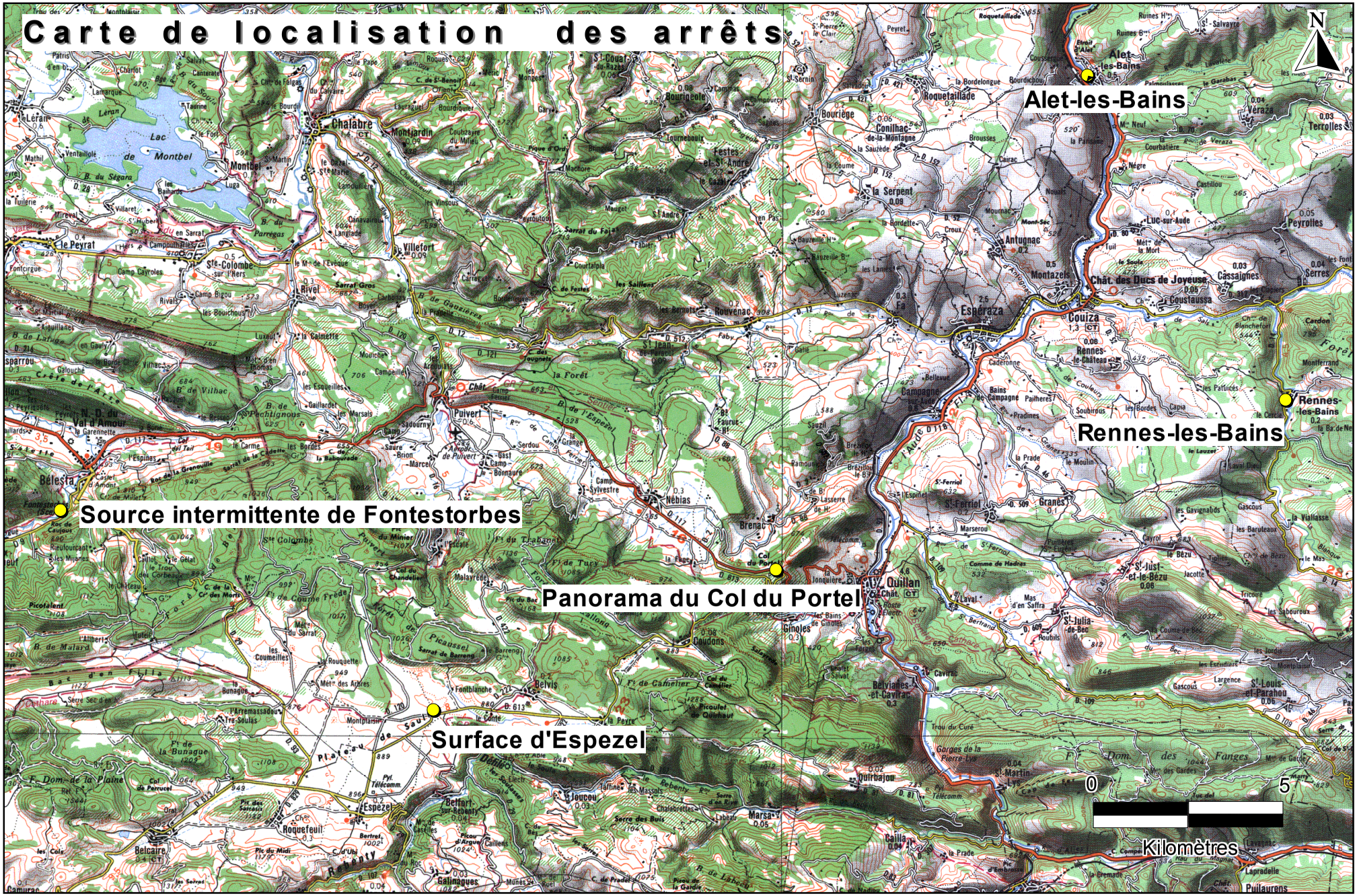
Point d'injection (X-Y-Z)	Date	Distance linéaire	Pente	Temps de passage	Vitesse de transit
Perte de Camurac 565,6 – 55,2 - 1208 m	24/03/1974	24 km	3,7 %	15 j	70 m/h
Perte des Bouychètes 572,9 – 58,85 - 900 m (des Quinines)	20/04/1959	15,6 km	3,7 %	9 j	70 m/h
Perte des Coumeilles 572,10 – 62,68 - 869 m (des Mouillères)	14/02/1958	16,6 km	3,3 %	17 j	40 m/h
Perte du Sarrat de l'Etreuil 574,3 – 64,5 – 870 m	28/06/1974	15,5 km	3,5 %	25 j	25 m/h
Perte de la Vernouze 574,68 – 60,88 – 875 m (Sarrat d'Aulis)	15/05/1974	14,5 km	3,8 %	inf. à 1 mois	
Perte du Rebounédou 576,26 – 61,72 – 849 m	11/01/1958	12,7 km	4,2 %	14 j	40 m/h

Système de Ginoles 586,21 – 63,33 – 310 m

Point d'injection (X-Y-Z)	Date	Distance linéaire	Pente	Temps de passage	Vitesse de transit
Perte du ruisseau de Montmija 581,6 – 62,4 - 850 m	30/09/1959	4,65 km	11,6 %	17 j	11 m/h

Carte des colorations du bassin versant de Font Maure. D'après Grevellec, 1974




Carte de localisation des arrêts
N
Alet-les-Bains
Rennes-les-Bains
Source intermittente de Fontestorbes
Panorama du Col du Portel
Surface d'Espezel
0
5
Kilomètres

ASSOCIATION INTERNATIONALE DES HYDROGEOLOGUES
COMITE FRANÇAIS D'HYDROGEOLOGIE
3, avenue Claude Guillemin
BP 6009
45060 Orléans cedex 2