HAL
open science

Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France). Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés.

Fabrice Rey

To cite this version:

Fabrice Rey. Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France). Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés.. Hydrologie. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2007. Français. NNT : . tel-00258960

HAL Id: tel-00258960

https://theses.hal.science/tel-00258960

Submitted on 26 Feb 2008

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

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

N° d'ordre : 3443

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

par

Fabrice REY

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE **: GÉOLOGIE APPLIQUÉE**

Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France)

Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés

Soutenue le 29 octobre 2007

Après avis des rapporteurs :

M. Z. HRKAL	Professeur, Université Charles de Prague	
M. Y. TRAVI	Professeur, Université d'Avignon	Président du jury

Devant la commission d'examen composée de :

Mme J. RISS	Professeur, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. F. HUNEAU	Maître de Conférences, Université Bordeaux 1	Co-directeur de thèse
Mme H. CELLE-JEANTON	Maître de Conférences, Université de Clermont-Ferrand	Examinateur
M. R. FABRE	Professeur, Université Bordeaux 1	Examinateur
M. M. FRANCESCHI	Maître de Conférences, Université Bordeaux 3	Invité
M. P. MARCHET	Agence de l'Eau Adour-Garonne	Invité
M. H. PELLIZZARO	Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques	Invité
M. F. PRETOU	CETRA	Invité

N° d'ordre : 3443

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

par

Fabrice REY

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE **: GÉOLOGIE APPLIQUÉE**

Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France)

Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés

Soutenue le 29 octobre 2007

Après avis des rapporteurs :

M. Z. HRKAL	Professeur, Université Charles de Prague	
M. Y. TRAVI	Professeur, Université d'Avignon	Président du jury

Devant la commission d'examen composée de :

Mme J. RISS	Professeur, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. F. HUNEAU	Maître de Conférences, Université Bordeaux 1	Co-directeur de thèse
Mme H. CELLE-JEANTON	Maître de Conférences, Université de Clermont-Ferrand	Examinateur
M. R. FABRE	Professeur, Université Bordeaux 1	Examinateur
M. M. FRANCESCHI	Maître de Conférences, Université Bordeaux 3	Invité
M. P. MARCHET	Agence de l'Eau Adour-Garonne	Invité
M. H. PELLIZZARO	Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques	Invité
M. F. PRETOU	CETRA	Invité

Remerciements

Tant de kilomètres parcourus entre Bordeaux et les Pyrénées et au cœur même des Pyrénées, dans les chaînons béarnais, tant de pages Word, tant de lignes Excel. Quelle aventure incroyable, au cours de laquelle on apprend tout d'abord à devenir un bon scientifique en développant des qualités de raisonnement, de patience, de modestie et puis surtout à dépasser ses limites physiques mais surtout mentales. Quatre années de joie, de bonheur, de découvertes mais aussi de galères et pas mal de sacrifices pour en arriver aujourd'hui à écrire cette page de remerciements à tous les acteurs passifs ou actifs de cette thèse, qui est loin d'être un travail individuel.

En premier lieu, je tiens sincèrement à remercier les personnes qui ont encadré ce travail de thèse, sans qui je ne serais pas devenu ce que je suis aujourd'hui. Joëlle Riss, mon directeur de thèse, comment aurai-je fait tout cela sans vous ? Depuis maintenant cinq années et le début du DEA, vous m'avez appris à être rigoureux dans la rédaction, à construire un raisonnement et surtout à garder un esprit critique permanent sur les choses ; vous avez même réussi à me faire aimer les statistiques. Vous m'avez souvent poussé dans mes derniers retranchements et je suis heureux d'avoir relevé ces défis pour arriver à clore l'écriture de ce mémoire. Je remercie Frédéric Huneau, co-directeur de thèse, qui m'a tant aidé dans l'organisation, les nombreuses démarches administratives, qui a répondu présent dès que je doutais et qui m'a aidé à relativiser dans ces moments-là ; je me souviendrai toute ma vie du scooter à Egine, de l'hospitalité polonaise, des knedlikys tchèques (aussi indigestes qu'imprononçables), de la muraille de Chine et de la meilleure cantine japonaise que je connaisse. Enfin, je ne sais comment remercier les dirigeants du cabinet CETRA Philippe Lassalle, Gérard Tillard et surtout Frédéric Prétou, avec qui je travaille depuis 10 ans maintenant et qui m'a permis d'évoluer du statut de stagiaire géologue à celui de docteur ès géologie, je te remercie pour ton infinie générosité. Je remercie également le personnel du CETRA qui m'a amicalement supporté pendant ces quatre années : Solange, Marjorie, Laetitia, Laurent et depuis peu Martin (merci pour les dessins).Comment pourrais-je ne pas ajouter un quatrième acteur, précurseur de toute cette histoire, en la personne de Christian Desreumaux, qui m'a fait partager son immense connaissance de la géologie des Pyrénées et qui m'a presque fait croire que les ophites n'étaient pas triasiques !

Je remercie tout particulièrement Yves Travi et Zbynek Hrkal qui ont accepté d'être les courageux rapporteurs de ce (long) mémoire de thèse et qui ont fait le long (ou très long) déplacement jusqu'à Bordeaux pour la soutenance. Zbynek, merci pour ton hospitalité et gentillesse.

Pour avoir accepté de faire partie de la commission d'examen, je remercie Hélène Celle-Jeanton qui m'a également aidé à traiter mes données chimiques et isotopiques sur les précipitations et Michel Franceschi qui a toujours été disponible au cours des dizaines d'heures que j'ai pu passer près du Dionex dans son laboratoire de Bordeaux 3.

Pour leur indispensable et conséquent soutien financier, sans lequel ce travail n'aurait jamais été aussi dense, je remercie : le Conseil Régional Aquitaine, le Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques et tout particulièrement José Robert et Henri Pellizzaro qui ont toujours été disponibles et attentifs à mes besoins, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et surtout Jean-Jacques Chevalier et Pierre Marchet, qui a accepté de faire partie de la commission d'examen de cette thèse.

Je remercie les mairies des communes d'Arette, d'Oloron-Sainte-Marie et de Sarrance qui m'ont facilité l'accès aux captages des différentes sources. Je remercie tout particulièrement Jean-Paul Hauron, des services techniques d'Oloron-Sainte-Marie, qui malgré un emploi du temps surchargé m'a toujours accordé un peu de son temps quand j'en avais besoin. De plus, je tiens à remercier la Fédération de Pêche des Pyrénées-Atlantiques qui m'a gentiment permis d'installer du matériel à la source et à la pisciculture de Gourgouch.

Je ne peux oublier deux personnes, sans qui la Fontaine d'Orbe d'Arette ne serait pas la même chose, je veux bien sûr parler de Françoise et Jean-Marc Estournès. Je vous remercie pour votre générosité et votre simplicité, vous m'avez donné tant de réconfort quand il faisait froid ou qu'il pleuvait, je venais alors me réfugier chez vous près du feu, manger un bout de (votre) fromage et refaire le monde. Jean-Marc, tu m'as tant fait rire, ne change surtout pas ta vision des choses qui n'appartient qu'à toi et à ton personnage. Je n'oublierai jamais ces moments passés avec vous.

Je remercie tout le personnel du CDGA (aujourd'hui le GHYMAC) et plus particulièrement l'équipe Géophysique qui est venu bon nombre de fois travailler dans les Pyrénées et dans n'importe quelles conditions climatiques (et Dieu sait qu'il y pleut souvent) : les deux Michel, Frappa (le petit) et Duprat (le grincheux) je vous souhaite une heureuse et paisible retraite, Jean-François Lataste (merci de m'avoir hébergé), Colette Sirieix et Véronique Naudet. Je tiens tout particulièrement à remercier Richard Fabre qui m'a fait l'honneur d'examiner cette thèse et qui a participé activement au travail de géologie de terrain sur lequel il m'a fait partager son expérience et sa connaissance de la géologie structurale avec une gentillesse et une disponibilité exceptionnelles. A tous les doctorants du laboratoire, compagnons de galère passés et présents : Sam, je ne te remercierai jamais assez de m'avoir accueilli (et recueilli parfois) chez toi avec tant de gentillesse et de générosité, Vincent, Nicolas, Laurent, Bruno et bon courage à Ben (ma Mini inspiration), Sophie, Marianne, Rana, Julien et tous les autres. PLC, merci d'être comme tu es…

Je remercie mes meilleurs amis, fidèles malgré le peu de temps que je leur ai parfois accordés mais qui m'ont toujours redonné le sourire et du courage dans les moments difficiles : Bouba, mon frère, expatrié chez les franciscains, Patrice mon arménien préféré, Laurence et Aurélien (le roi de l'apéritif) qui m'ont gentiment et généreusement accueillis à Bordeaux tout comme Sarah et Sébastien aujourd'hui marseillais, je vous remercie du fond du cœur vous m'avez toujours donné le sentiment d'être aussi un peu chez moi. Nono et Tophie, Denis, Cécile et Willou (et Judith), la famille Plantier et bien sûr Patou, tu n'étais jamais très loin même depuis ton petit bout de rocher volcanique dans l'Océan Indien. Et puis comment pourrais-je oublier mes amis de fac qui sont devenus mes amis à jamais et avec qui j'ai sans doute passé les années les plus folles de ma vie : Guit (et Adel pour son soutien), Bylli, Michel, Etor, Youri, Mathieu, Didier et Rémi et bien sûr Florence.

Pour terminer, je remercie mes parents pour les nombreux sacrifices qu'ils ont dû faire, ils m'ont soutenu inlassablement et m'ont toujours fait confiance au cours de ce long et parfois difficile cursus universitaire. Je remercie également ma grande sœur qui m'a encouragé et m'a souvent aidé avec la langue de Shakespeare. Et puis, je remercie infiniment Aline, qui partage m'a vie depuis maintenant plus de trois ans (soit toute une vie de thèse !) et qui a su être d'une patience à toutes épreuves pour supporter mes hausses mais surtout mes baisses de moral, dont la fréquence a augmenté de manière significative au cours de la dernière année. Ce doit être également la seule personne qui a eu le courage (ou l'inconscience) de lire entièrement ce mémoire au moins deux fois.

Enfin, j'ai une pensée pour M. Michel Lepiller qui nous a quittés à l'automne 2006. Je lui dédie ce travail auquel il a également contribué avec toute sa passion et son immense connaissance des traçages colorés et des systèmes karstiques.

Résumé

Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France)

Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés

Ce travail concerne l'étude hydrogéologique de quatre sources situées dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques). Afin d'améliorer la connaissance de la géométrie et du fonctionnement de ces aquifères, une approche pluridisciplinaire a été choisie. Des expérimentations géophysiques et un suivi hydrogéochimique, couplés à des campagnes de terrain, ont ainsi été mises en œuvre.

Dans un premier temps, une étude statistique des paramètres climatiques de la région a montré une hausse significative de la température depuis cinquante ans, qui s'accentue depuis les années 70.

A partir des images de résistivité électrique et des mesures de la fracturation des massifs carbonatés, la géométrie des contacts géologiques et la structure des aquifères ont pu être définies. De plus, il a été possible d'identifier la présence systématique d'un niveau argileux continu le long de la limite sud des aquifères locaux. Les bassins d'alimentation de la plupart des sources des chaînons béarnais sont ainsi limités par cet écran imperméable au sud et par les marnes de l'Albien au nord.

L'analyse de l'évolution des paramètres physico-chimiques mesurés au cours de deux cycles hydrologiques, a permis de mettre en évidence deux fonctionnements distincts. Deux sources émergent d'un aquifère karstique tandis que les deux autres sont issues d'un aquifère de type fissuré. Les différences de variation des ions majeurs et des isotopes stables (^{13}C) illustrent de courts temps de résidence au sein des systèmes karstiques et le caractère inertiel des aquifères carbonatés fissurés. De plus, l'analyse des relations *conductivité/turbidité* a fourni des informations sur le degré de karstification des deux systèmes karstiques et sur leur fonctionnement hydrodynamique.

En conclusion, ce travail apporte un point de vue nouveau sur la gestion de l'eau dans ce secteur et a permis de proposer un modèle d'étude qui aide à la caractérisation des ressources en eau souterraine de la région.

Mots clés : *Aquifère carbonaté fissuré, karst, bassin d'alimentation, hydrochimie, isotopes, traçages colorés, panneaux électriques, géologie structurale, chaînons béarnais.*

Abstract

Groundwater resources in the « Chaînons béarnais » (Western Pyrenees, France)

Geometry and hydrogeological functioning of four carbonated aquifers

This work concerns the hydrogeological study of four springs located in the "chaînons béarnais" (Western Pyrenees). In order to improve the knowledge of the geometry and the functioning of these aquifers, a multidisciplinary approach was chosen. Geophysical experiments, hydrogeochemical survey of groundwater coupled with field work, were thus carried out.

First of all, the statistical study of the regional climatic parameters showed a significant rise in the temperature since fifty years and which is accentuated since the 70's.

From the results of electric resistivity surveys coupled with the measures of the fracturing of the carbonated massifs, the geometry of the geological contacts and the structure of the aquifers were determined. Furthermore, it was possible to identify the systematic presence of a continuous clayey level along the southern limit of the local aquifers. The spring's water catchment areas are so limited by this low permeability shield to the south and by marls to the north.

The analysis of the evolution of the physico-chemical parameters brought to light two different ways of functioning among the four studied systems. Two springs emerge from karstic aquifers whereas two others are issued from fissured aquifers. The differences in major ions and stable isotopes (^{13}C) variations illustrate the short residence time within the karstic systems and the inertial behaviour of the fissured carbonated aquifers. Moreover, the analysis of the *electrical conductivity/turbidity* relationships provided information on the internal organization of the two karstic systems and their hydrodynamic functioning.

In conclusion this work brings a new point of view on the management of water in this area and allowed to propose a model of study which helps to characterize the regional groundwater resources.

Keywords : *Carbonated aquifer, karst, catchment area, hydrochemistry, isotopes, dye tracing, electrical resistivity method, structural geology, Western Pyrenees.*

Table des matières

RESUME **1**

INTRODUCTION GENERALE **13**

CHAPITRE 1 : CADRE DE L'ETUDE **19**

1 - Situation géographique **21**

1.1 - Les Pyrénées 21

1.2 - Le département des Pyrénées-Atlantiques 22

1.3 - Les chaînons béarnais 23

2 - Cadre géologique **26**

2.1 - Cadre structural 26

2.2 - Cadre dynamique régional (du Trias au Tertiaire) 27

2.3 - Les « chaînons béarnais » 29

2.3.1 - Stratigraphie 31

2.3.1.1 - Le Trias 31

2.3.1.2 - Le Jurassique 31

2.3.1.3 - Le Crétacé inférieur 32

2.3.1.4 – Le Crétacé supérieur 33

2.3.1.5 - Les roches magmatiques 34

2.3.2 - Le chaînon de Bielle-Lurbe 38

2.3.3 - Le chaînon de Sarrance 39

2.3.4 - Le chaînon du Layens 41

3 – Hydrogéologie des aquifères carbonatés rencontrés dans les chaînons béarnais **43**

3.1 - Les aquifères carbonatés fissurés 43

3.2 - Les aquifères karstiques..... 45

3.2.1 - Rappels sur le karst.....46

3.2.2 - Le processus de karstification.....47

3.2.3 - Structure et fonctionnement 50

4 - Systèmes étudiés et stratégie d'étude 53

4.1 - Choix des sites d'étude 53

4.2 - La source de la Fontaine d'Orbe..... 55

4.2.1 – Contexte général 55

4.2.2 - Cadre géologique.....55

4.3 - La source des Mourtès 56

4.3.1 - Contexte général 56

4.3.2 - Cadre géologique.....57

4.4 - La source de l'Ourtau 58

4.4.1 - Contexte général 58

4.4.2 - Cadre géologique.....58

4.5 - La source Gourgouch 59

4.5.1 - Contexte général 59

4.5.2 - Cadre géologique.....60

4.6 - Méthodes Analytiques 61

4.6.1 - Mesure *in situ* des paramètres physico-chimiques 61

4.6.2 - Mesure du débit 61

4.6.3 - Les ions majeurs 61

4.6.4 - Le Soufre-34 et l'Oxygène-18 des sulfates.....62

4.6.5 - Le Carbone-13 62

4.6.6 - La pluie 62

4.6.7 - Périodicité des mesures et des prélèvements 63

5 – Climatologie des chaînons béarnais 66

5.1 – Caractéristiques climatiques des chaînons béarnais 66

5.1.1 – Les précipitations 66

5.1.2 - La température 69

5.1.2.1 - Température atmosphérique 69

5.1.2.2 – Calcul du gradient température atmosphérique/altitude 71

5.1.2.3 - Calcul du gradient température de l'eau / altitude 72

5.1.3 – L'évapotranspiration 74

5.1.3.1 - Définition de l'évapotranspiration 74

5.1.3.2 – L'ETP dans les chaînons béarnais 76

5.2 – Evolution climatique 78

5.2.1 – Contexte global 78

5.2.2 – Evolution de la température dans les chaînons béarnais depuis 50 ans ... 79

5.2.2.1 – Interprétation des données des stations météorologiques d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie 79

5.2.2.2 - Analyse statistique des températures mensuelles 84

5.2.2.3 - Comparaison des températures mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et des températures mensuelles moyennes enregistrées depuis 50 ans 89

5.2.3 - Evolution des précipitations dans les chaînons béarnais 90

5.2.3.1 - Interprétation des données des stations météorologiques d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie 90

5.2.3.2 – Analyse statistique des précipitations mensuelles 94

5.2.3.3 - Comparaison des précipitations enregistrées au cours de la période d'étude et des précipitations moyennes enregistrées depuis 50 ans 95

5.2.4 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle depuis 50 ans 96

5.2.4.1 - Evolution de l'ETP à la station météorologique de Pau depuis 1955 96

5.2.4.2 - Analyse statistique de l'ETP mensuelle 100

5.2.4.3 - Comparaison des valeurs d'ETP calculées au cours de la période d'étude et des valeurs d'ETP moyennes calculées depuis 50 ans 101

5.3 – Bilan des précipitations 102

5.3.1 - La méthode de Thornthwaite 102

5.3.2 - Résultats 103

5.4 – Chimie des précipitations à Arette 106

5.4.1 - Paramètres statistiques 106

5.4.1.1 – Statistique descriptive 106

5.4.1.2 - Analyse en composantes principales 109

5.4.2 - Evolution de la chimie 111

CHAPITRE 2 : GEOMETRIE DES SYSTEMES ETUDIES 113

1 - Etude de la fracturation dans les chaînons béarnais 115

1.1 – Secteur de la Fontaine d'Orbe 116

1.2 – Secteur de l'Ourtau 123

1.3 - Secteur des Mourtès 127

1.4 – Secteur de Gourgouch 131

1.5 - Conclusions 133

2 - Géophysique 135

2.1 - La prospection géophysique appliquée à l'hydrogéologie 135

2.1.1 - La méthode de résistivité électrique 135

2.1.1.1 - Principe 136

2.1.1.2 – Interprétation 137

2.1.1.3 – Limites d'application 139

2.1.2 – Les méthodes électromagnétiques 139

2.1.2.1 - Principes 139

2.1.2.2 – Le TDEM (Time Domain Electro-magnetic Method) 140

2.2 - Etude du bassin d'alimentation de la Fontaine d'Orbe 141

2.2.1 - Géométrie des contacts géologiques 142

2.2.2 – Etude de la limite sud du bassin versant 145

2.2.3 – Limite du bassin versant à l'ouest 151

2.2.4 – Identification d'un conduit karstique majeur au droit de la Fontaine d'Orbe 153

2.2.4.1 – Résultats de la campagne de prospection 153

2.2.4.2 - Synthèse des résultats 158

2.2.4.3 – Discussion sur le choix du dispositif de mesure 162

2.2.5 – Conclusion 164

2.3 - Etude de la limite sud des trois autres aquifères 170

2.3.1 – Secteur de l'Ourtau 170

2.3.2 – Secteur des Mourtès 172

2.3.3 – Secteur de Gourgouch 176

2.4 - Conclusion 178

3 - Traçages colorés 180

3.1 – Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie karstique 180

3.2 – Méthodologie employée 181

3.3 – Traçages réalisés sur le bassin d'alimentation de la Fontaine d'Orbe 182

3.3.1 – Etude de la relation entre le Vert d'Arette et la Fontaine d'Orbe 182

3.3.2 – Etude de la relation entre la Fontaine d'Orbe et la source Barlanès 184

3.3.2.1 – Résultats des traçages 185

3.3.2.2 - Comparaison de l'évolution annuelle des paramètres physico-chimiques des sources d'Orbe et Barlanès 188

3.3.2.3 – Comparaison des paramètres statistiques descriptifs des séries de mesure de conductivité et de température 190

3.3.2.4 - Conclusion 192

3.3.3 - Définition du bassin versant 193

3.4 - Le bassin d'alimentation de la source des Mourtès 198

3.5 - Le bassin d'alimentation de la source de l'Ourtau 199

3.6 - Le bassin d'alimentation de la source Gourgouch 202

4 - Bilans hydrologiques 203

CHAPITRE 3 : CARACTERISATION PHYSICO-CHIMIQUE DES EAUX ET SCHEMA DE FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES 207

1 - Evolution des paramètres physico-chimiques 209

1.1 – Analyse des données 209

1.1.1 – La source de la Fontaine d'Orbe 209

1.1.2 – La source de l'Ourtau 215

1.1.3 - La source des Mourtès 218

1.1.3.1 – Variations du débit 220

1.1.3.2 – Evolution de la conductivité, de la température et du pH 222

1.1.4 - La source Gourgouch 225

1.2 - Distribution des fréquences de conductivité 228

1.2.1 – Données à un pas de temps hebdomadaire 230

1.2.2 – Données à un pas de temps horaire 232

1.3 – Conclusions 233

2 – Hydrochimie des systèmes 235

2.1 - Evolution de la chimie des eaux 235

2.1.1 – Source de la Fontaine d'Orbe 239

2.1.2 – Source de l'Ourtau 243

2.1.3 – Source des Mourtès 246

2.1.4 – Source Gourgouch 250

2.1.5 - Conclusions 254

2.2 - Etude des équilibres calco-carboniques 257

2.2.1 - Définition des paramètres pression de CO_2 (pCO_2) et Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (ISc) 257

2.2.2 – Notion de système ouvert et de système fermé vis-à-vis de la phase gazeuse 258

2.2.3 - Etude de la relation pCO_2/ISc 259

2.2.4 - Utilisation du carbone-13 comme traceur naturel 266

2.2.4.1 – Le marquage en carbone-13 266

2.2.4.2 – Comparaison des valeurs du $\delta^{13}C$ pour les eaux des quatre sources 268

2.2.4.3 – Evolution du $\delta^{13}C$ aux sources de l'Ourtau et Gourgouch 272

2.2.4.4 – Comparaison de l'évolution du $\delta^{13}C$ et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ 274

2.2.4.5 - Comparaison de l'évolution du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 275

2.2.5 – Etude de la relation entre Ca^{2+} et Mg^{2+} 277

2.2.5.1 – Relation linéaire 277

2.2.5.2 – Evolution du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ 278

2.2.6 - Etude de la relation Ca^{2+}/HCO_3^- 279

2.2.7 – Conclusion 283

2.3 - Caractérisation hydrochimique globale des systèmes grâce à l'A.C.P. 284

3 – Mise en évidence du fonctionnement des aquifères karstiques de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau à partir de l'analyse des épisodes de crue 294

3.1 – Méthode d'analyse de la relation conductivité/turbidité 297

3.2 – Analyse d'un épisode « caractéristique » du fonctionnement de l'aquifère karstique de l'Ourtau 305

3.2.1 – Description de l'évolution des paramètres physico-chimiques 305

3.2.2 – Résultats de l'étude de la relation conductivité/turbidité 308

3.3 - Analyse de deux épisodes « caractéristiques » de la l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe 310

3.3.1 - Description de l'évolution des paramètres physico-chimiques 310

3.3.1.1 – Cas d'un épisode pluvieux en période « *sèche* » 310

3.3.1.2 – Cas d'un épisode de pluie en période « *humide* » 313

3.3.2 – Résultats de l'étude de la relation conductivité/turbidité 315

3.3.2.1 – Cas d'un épisode de pluie en période « *sèche* » 315

3.3.2.2 – Cas d'un épisode de pluie en période « *humide* » 319

3.4 – Synthèse des résultats 322

CHAPITRE 4 : SYNTHESE DES RESULTATS, CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 325

1 – Synthèse des résultats 327

1.1 – Conséquences des variations des paramètres climatiques sur les eaux souterraines 327

1.2 – Définition de la géométrie des aquifères des chaînons béarnais 329

1.3 – Définition des types d'aquifères rencontrés et de leur fonctionnement 332

1.3.1 – Mise en évidence de la nature des réservoirs 332

1.3.2 – Caractérisation de deux types de fonctionnement 333

1.3.3 - Schéma conceptuel du fonctionnement des aquifères étudiés 336

2 – Conclusions générales 339

3 – Apport de l'étude à la connaissance des ressources en eau souterraine de la région et perspectives 343

3.1 – Discussion sur la délimitation des périmètres de protection 343

3.2 – Perspectives de recherche de nouvelles ressources en eau souterraine 345

3.3 - Approfondissement de la connaissance des aquifères locaux 345

3.4 – Proposition d'un protocole d'étude des sources des chaînons béarnais dans le cadre de la mise en place des périmètres de protection 348

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 351

LISTE DES ILLUSTRATIONS 375

ANNEXE N°1 : EQUILIBRES CHIMIQUES DU SYSTEME CALCO-CARBONIQUE 397

ANNEXE N°2 : METHODES DE CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION 401

ANNEXE N°3 : RESULTATS DE L'ANALYSE STATISTIQUE DES PRECIPITATIONS AUX STATIONS METEOROLOGIQUES D'OLORON-SAINTE-MARIE, D'ACCOUS ET D'ARETTE 405

ANNEXE N°4 : ANALYSE DE LA FRACTURATION A PARTIR DES CARTES I.G.N. 411

ANNEXE N°5 : METHODES D'EMBRAYAGE (OU « ROLL-ALONG ») DES PANNEAUX ELECTRIQUES 417

ANNEXE N°6 : PHOTOGRAPHIES DE L'ENDOMMAGEMENT DE LA RD 132 421

ANNEXE N°7 : PHOTOGRAPHIES ET RESULTATS DES SONDAGES GEOTECHNIQUES A LA FONTAINE D'ORBE 425

ANNEXE N°8 : PHOTOGRAPHIES DES TRAÇAGES COLORES 431

ANNEXE N°9 : CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE SARRANCE. 435

ANNEXE N°10 : PHOTOGRAPHIES DES SOURCES DE LA FONTAINE D'ORBE ET DE L'OURTAU EN PERIODE DE CRUE 439

ANNEXE N°11 : RESULTATS DES ANALYSES AUX RAYONS X 447

Introduction générale

L'eau « sous haute surveillance » écrit le BRGM dans son rapport d'activité de l'année 2003. En France et dans la grande majorité des pays du monde, l'état des ressources en eau souterraine est effectivement préoccupant tant d'un point de vue qualitatif (particulièrement dans les régions françaises du quart nord-ouest, du sud de la vallée du Rhône et de la plaine d'Alsace) que quantitatif (essentiellement au cours d'épisodes saisonniers de sécheresse) [I.F.E.N., 2003].

Même si selon l'Agence de l'Eau Adour-Garonne le prix moyen de l'eau sur le bassin a augmenté de 95 % en une quinzaine d'années [**http://www.eau-adour-garonne.fr**], les Pyrénées-Atlantiques sont un département privilégié vis-à-vis de la quantité des ressources en eau souterraine (et superficielle) disponibles ; les massifs pyrénéens, qui bordent le département au sud, constituent une réserve en eau quasi inépuisable. Dans la « lettre d'information sur l'eau » publiée chaque trimestre par le Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques [**http://www.cg64.fr**], le bilan établi après les sécheresses des années 2003 et 2005 montrait que le département avait été relativement épargné par les problèmes d'alimentation en eau potable (ou utilisée pour l'irrigation) sur le plan économique et environnemental. En matière d'eau potable, le Conseil général s'est fixé comme objectif de renforcer et de sécuriser (protection des captages) les ressources et a mis en place un réseau de suivi de la qualité des eaux de rivières et des eaux souterraines du département. De plus, compte tenu de l'augmentation des besoins, un effort d'identification de nouvelles ressources en eau exploitables a été consenti.

Dans le département des Pyrénées-Atlantiques plusieurs systèmes aquifères sont exploités, certains renfermant des quantités d'eau très importantes. Parmi ceux-ci figurent les chaînons calcaires béarnais qui font l'objet de plusieurs prélèvements par le biais d'une quinzaine de captages et de sources. Cinq d'entre elles fournissent 10 % de l'eau potable du département. Ces trois chaînons d'orientation générale E-W s'étendent de la vallée d'Aspe aux Hautes-Pyrénées. Ils sont constitués de terrains calcaires dans lesquels les eaux circulent rapidement et sont généralement peu filtrées. Ainsi, ils présentent une forte vulnérabilité aux pollutions de surface. De plus, la complexité géologique de ces structures et l'intense karstification des calcaires rendent difficile la délimitation des bassins versants d'alimentation des sources et, par conséquent, leur protection. La méconnaissance du fonctionnement de tels systèmes aquifères constitue une lacune pour leur gestion.

En vue d'assurer la qualité des eaux destinées à la consommation humaine et de limiter au maximum les risques de pollutions accidentelles, la législation française (loi sur l'eau du 3 janvier 1992, **http://www.legifrance.gouv.fr**) a prévu l'instauration de périmètres de protection autour des captages d'eau potable, un périmètre de protection immédiate, un périmètre de protection rapprochée et, le cas échéant, un périmètre de protection éloignée voire satellite dans le cas d'aquifères karstiques. A l'horizon 2010, l'ensemble des points de prélèvements en eau devait être mis aux normes selon le Plan National en Santé Environnement. Dans les cas d'aquifères de nature karstique les procédures de mise en conformité accusent un retard important du fait de

plusieurs facteurs d'ordre technique, juridique, administratif, économique ou humain [Agence de l'eau Rhône-Méditerranée et Corse, 2005 ; Muet et *al.*, 2006]. La définition des périmètres de protection est établie en fonction de l'état des connaissances à un moment donné. Certains événements peuvent conduire à la nécessité de leur redéfinition en se fondant sur des connaissances actualisées de l'environnement géologique. C'est le cas de la Fontaine d'Orbe, qui alimente la commune d'Arette (Pyrénées-Atlantiques), en raison de sa pollution ponctuelle et accidentelle due à un déversement de matière organique en un lieu situé en dehors des périmètres de protection établis jusqu'alors [CETRA, 2002]. Cet incident est survenu alors que la découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France) ouvrait la porte à une ré-interprétation de la structure des chaînons béarnais [Desreumaux et *al.*, 2002]. Ces événements ont montré qu'une actualisation des connaissances sur les bassins versants des diverses sources, fontaines et captages des chaînons béarnais est nécessaire.

Le présent mémoire concerne l'étude de quatre sources réparties sur chacun des trois chaînons calcaires béarnais : les sources de l'Ourtau et Gourgouch sur le premier, celle des Mourtès sur le deuxième et la Fontaine d'Orbe sur le troisième. Cette dernière ressource a fait auparavant l'objet de recherches approfondies et a été le lieu de nombreuses expérimentations [Rey, 2003]. Les résultats obtenus lors de cette première phase ont été complétés par de nouveaux travaux décrits dans ce mémoire. L'ensemble des informations recueillies a permis d'établir un modèle conceptuel de fonctionnement hydrogéologique qui a été transposé à l'étude des trois autres sites. Trois des quatre sources (Ourtau, Mourtès et Orbe) sont utilisées pour l'alimentation en eau potable de communes plus ou moins importantes : Oloron-Sainte-Marie, sous-préfecture du département (plus de 10 000 habitants), Sarrance (300 habitants) et Arette (1 500 habitants). L'eau de la source Gourgouch approvisionnait, quant à elle, une salmoniculture jusqu'à sa fermeture en 2006. L'étude des quatre systèmes hydrogéologiques, donnant naissance à ces sources, a été réalisée grâce à une approche pluridisciplinaire, utilisant les méthodes aussi variées que complémentaires proposées par la géologie, la géophysique ou encore l'hydrochimie.

Les objectifs de cette thèse visent à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique des aquifères des chaînons béarnais afin d'optimiser, de sécuriser et de pérenniser leur exploitation eu égard à leur importance stratégique pour l'alimentation en eau potable des Pyrénées-Atlantiques. Dans certaines zones du département (tout particulièrement dans le nord-est), il apparaît clairement que les ressources exploitées ne permettront pas de satisfaire tous les besoins à l'horizon 2020 [Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques, 2005]. La démarche prend également sens au regard de la Directive Cadre Européenne 2000/60 (DCE) du 23 novembre 2000 qui établit le besoin d'identifier et de délimiter les masses d'eau souterraine afin d'atteindre un « bon état (chimique et quantitatif) des eaux souterraines communautaires » d'ici 2015.

Ce mémoire de thèse est structuré en quatre chapitres dont le premier est essentiellement dédié à la présentation du secteur d'étude d'un point de vue géographique, géologique, hydrogéologique et climatologique. L'étude climatique proposée en fin de premier chapitre a cependant été développée de manière détaillée afin de replacer le contexte climatique des chaînons béarnais dans le contexte global actuel, marqué par une hausse significative des températures atmosphériques, liée aux activités humaines selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat [**http://www.ipcc.ch**].

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude de la géométrie des quatre systèmes hydrogéologiques suivant trois approches réparties en trois parties distinctes. La première partie définit la structure interne des réservoirs à partir des mesures des différents plans de discontinuité mesurés sur chaque site. La deuxième fait intervenir les outils de la prospection géophysique (notamment la méthode des résistivités électriques) pour l'étude de la géométrie des systèmes et des différentes formations géologiques à leurs limites. Enfin, la troisième approche utilise les traceurs artificiels colorés qui d'une part, mettent en évidence certaines relations hydrauliques au sein d'un même aquifère et qui, d'autre part, facilitent la définition des limites de bassin versant alimentant les quatre sources.

Le troisième chapitre présente les principales caractéristiques chimiques des eaux des sources étudiées à partir de l'analyse statistique et descriptive des données recueillies au cours de deux années de prélèvements et de mesures hebdomadaires réalisées *in situ*. Dans un premier temps, le fonctionnement des sources est défini de façon globale à partir des chroniques de données et dans un second temps il est abordé de manière plus détaillée à travers l'étude des équilibres chimiques (calco-carboniques) mis en jeu dans le fonctionnement des aquifères carbonatés et l'analyse de périodes hydrologiques particulières, les épisodes de crue.

Enfin, le dernier chapitre consiste dans un premier temps, en une synthèse des résultats obtenus sur la géométrie et le fonctionnement des systèmes aquifères étudiés et présente un schéma fonctionnel. Dans un deuxième temps, un paragraphe est consacré aux conclusions générales et à la description de quelques perspectives de recherche qui pourront être abordées suite à ce travail. Enfin, dans un troisième et dernier paragraphe, un modèle d'étude préalable, adaptée aux types d'aquifères carbonatés fissurés et karstiques situés dans le contexte géologique des chaînons béarnais, est proposé dans le cadre des procédures visant à établir les périmètres de protection des ressources en eau souterraine du secteur.

Ce travail résulte, dans le cadre d'une convention CIFRE (Convention Industrielle de Formation par la Recherche), de la collaboration d'un bureau d'études (Cabinet d'Etudes Techniques Rurales et Agricoles) et d'un laboratoire universitaire de recherche (Centre de Développement des Géosciences Appliquées). Le CETRA dispose d'une base de données sur les

aquifères locaux et d'une connaissance à la fois du terrain du secteur d'étude et des besoins de la population et des communes en milieu de montagne. Le C.D.G.A. est pour sa part spécialisé dans le domaine des géosciences telles que la géologie, la géophysique et l'hydrogéologie.

Cette étude a bénéficié du soutien financier du Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques qui développe une politique de protection des ressources en eau souterraine et de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne qui s'intéresse aux problèmes de la mise en place des périmètres de protection en milieu carbonaté (et karstique tout particulièrement). Le Conseil Régional d'Aquitaine qui poursuit ses efforts pour promouvoir et développer la recherche et le transfert de technologie dans la région, a également soutenu ce projet de thèse CIFRE.

Chapitre 1

Cadre de l'étude

Ce premier chapitre présente le contexte géographique, géologique et climatique de l'étude. Il sera divisé en quatre grandes parties. La première s'attache à exposer les connaissances actuelles concernant la géologie et l'hydrogéologie des chaînons béarnais. La deuxième consiste en la description de la situation géographique et géologique de chaque site étudié et de la méthode analytique employée au cours de ce travail. Enfin, la quatrième et dernière partie est consacrée à une étude climatologique détaillée réalisée à partir des données enregistrées, depuis la deuxième moitié du XXème siècle jusqu'à nos jours, à trois stations météorologiques de la région des chaînons : Pau-Uzein (au nord), Oloron-Sainte-Marie (au pied des reliefs pyrénéens) et Accous (au cœur des Pyrénées).

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE

1.1 - Les Pyrénées

La chaîne des Pyrénées représente une véritable frontière naturelle entre la France et l'Espagne (Cf. figure 1.1). Elle s'étend sur près de 400 km entre l'Océan Atlantique à l'ouest et la Mer Méditerranée à l'est ; elle sépare deux grands bassins sédimentaires, le bassin aquitain au nord et le bassin de l'Ebre au sud. En France, les Pyrénées recoupent plusieurs départements, d'ouest en est il s'agit des Pyrénées-Atlantiques, des Hautes-Pyrénées, de la Haute-Garonne, de l'Ariège et des Pyrénées-Orientales. Montagnes massives, peu dégagées par les glaciers, d'extension limitée, les Pyrénées ne sont guère franchissables, si ce n'est à l'ouest et en bordure de la Méditerranée (Col du Perthus, 290 m).

Le massif présente un climat varié, tiède et humide à l'ouest (2 000 mm/an dans certaines zones du pays basque français) et sur le versant français ; il devient rigoureux et enneigé au centre et prend des nuances continentales sur le versant espagnol. Les rivières et torrents (ou *gaves* dans les Pyrénées béarnaises, Cf. figure 1.2) dans les Pyrénées occidentales sont presque tous perpendiculaires à l'axe de la chaîne et la difficulté de communication explique l'isolement de certaines vallées.

Les Pyrénées présentent trois zones longitudinales caractéristiques :

- ⇨ la Zone Axiale ou Haute Chaîne, difficilement franchissable, où se trouvent les principaux sommets tels le Vignemale (3 298 m), le Mont Perdu (3 355 m) et le Pic d'Aneto (3 404 m), point culminant de la chaîne. En Béarn, le point culminant est le Pic d'Ossau avec ses 2 884 m. Ces sommets sont séparés par des cols, ou ports, élevés

(Roncevaux, 1 057 m ; Puymorens, 1 915 m) et surcreusés de cirques glaciaires (Gavarnie) ;

- ⇨ les Zones Nord-Pyrénéenne et Sud-Pyrénéenne sont constituées de chaînons d'altitude moyenne, plus ou moins plissés et accidentés, qui peuvent cependant atteindre 2 000 m d'altitude par endroit (Pic de Moulle de Jaut, 2 050 m) ;
- ⇨ l'Avant-pays est caractérisé par des reliefs relativement doux, dont l'altitude moyenne ne dépasse pas 400 m. Au nord de la chaîne, cette zone correspond à la partie méridionale du bassin aquitain et au sud à la partie septentrionale du bassin de l'Ebre.

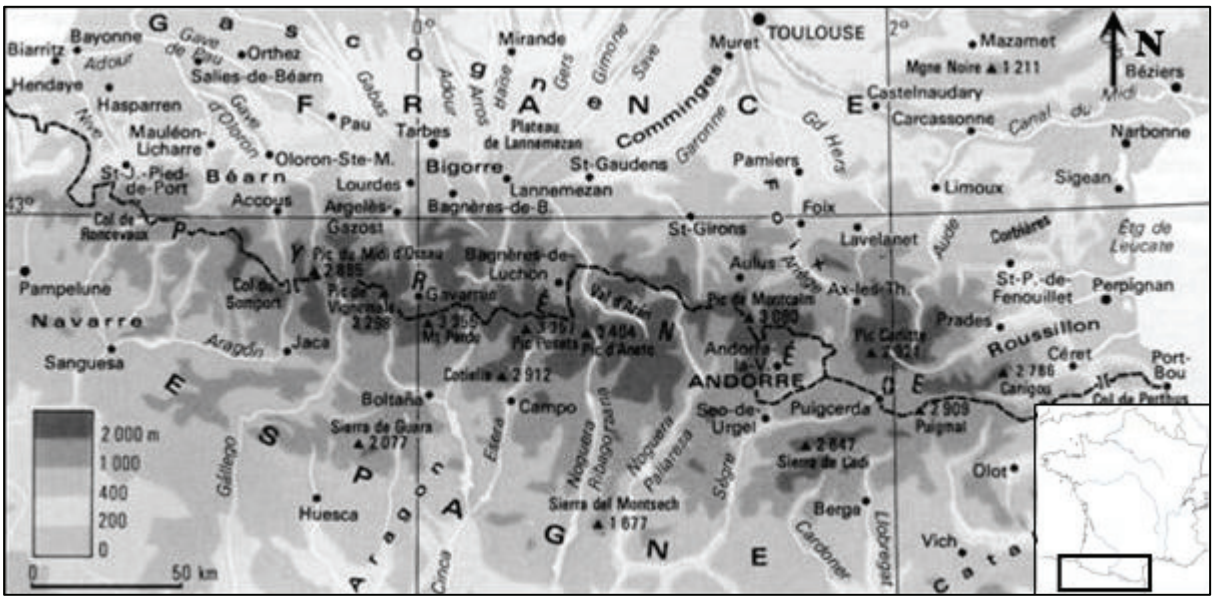


Figure 1.1 – Carte géographique de la chaîne des Pyrénées.

Le cadre de l'étude se limite au département des Pyrénées-Atlantiques et plus particulièrement à la province du Béarn, en Zone Nord-Pyrénéenne ; les sites étudiés sont décrits au paragraphe 4.

1.2 - Le département des Pyrénées-Atlantiques

Les Pyrénées occidentales françaises recouvrent trois départements, les Hautes-Pyrénées, l'Ariège et les Pyrénées-Atlantiques, ce dernier étant lui-même divisé en deux provinces socioculturelles bien distinctes, le Pays Basque et le Béarn (Cf. figure 1.2). Les Pyrénées béarnaises sont entaillées par deux vallées principales portant le nom du gave qui les traverse, Aspe et Ossau et par les petites vallées de Barétous à l'ouest et de l'Ouzom à l'est, à la limite du département des Hautes-Pyrénées (Cf. figure 1.2). A l'est, le gave d'Ossau serpente au fond d'une vallée en auge typique, façonnée par l'érosion d'un glacier daté du Riss, période glaciaire du

quaternaire s'étalant de -300 000 à - 120 000 ans. A l'ouest, la vallée torrentielle d'Aspe, beaucoup plus étroite et encaissée, est un axe de circulation privilégié des échanges franco-espagnols. L'étude portera plus particulièrement sur le sud de la province béarnaise, constituée par les reliefs pyrénéens.

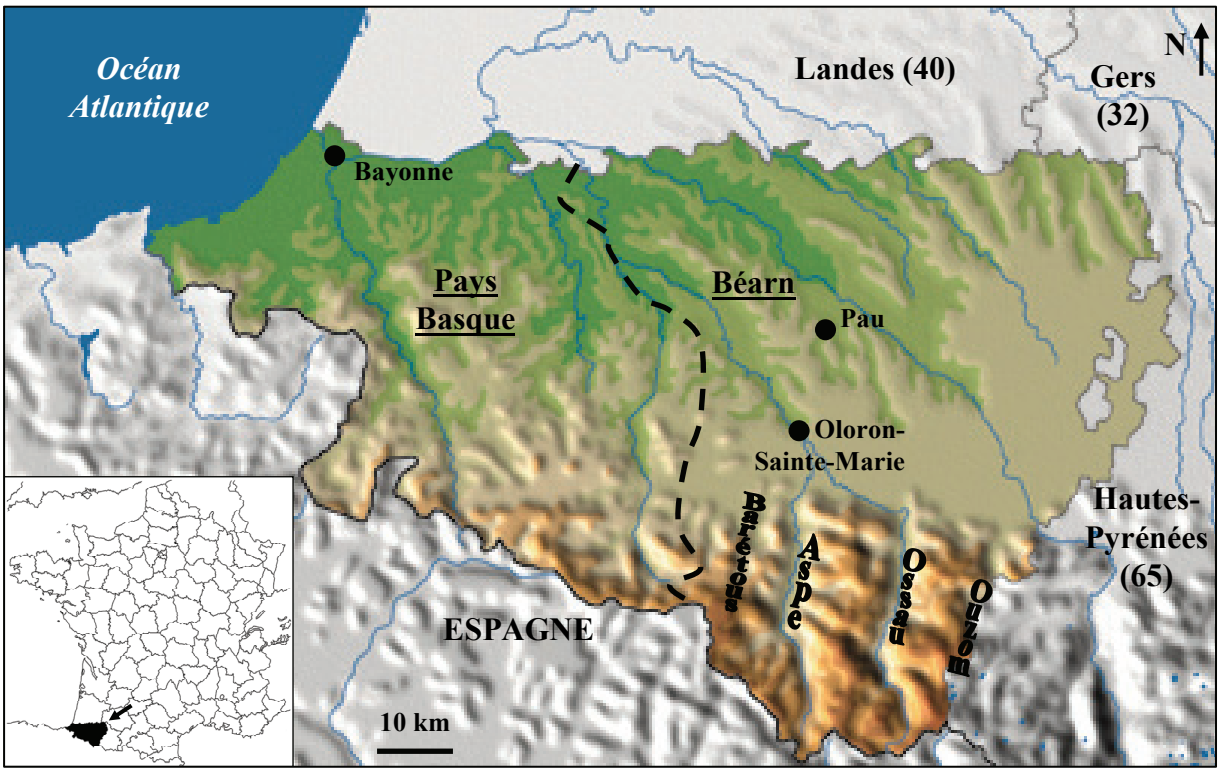


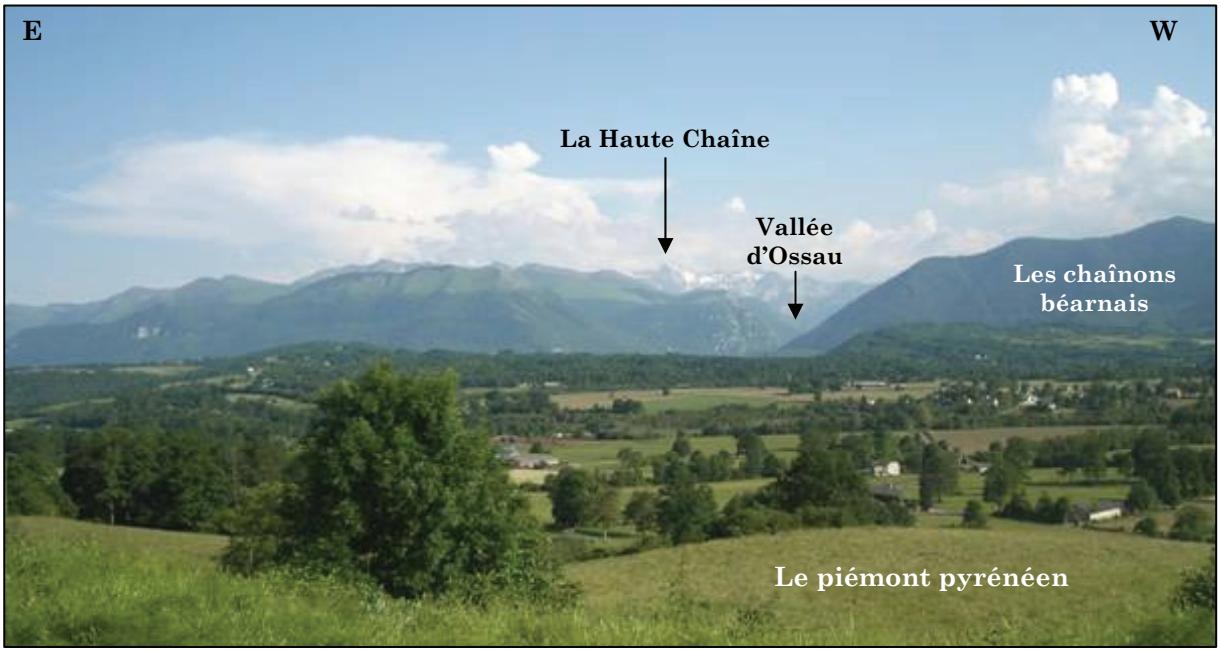
Figure 1.2 – Département des Pyrénées-Atlantiques (64).

1.3 - Les chaînons béarnais

Le secteur d'étude couvre l'ensemble des trois chaînons béarnais qui constituent les premiers reliefs marqués des Pyrénées en venant du nord, séparant les collines de l'Avant-pays des reliefs escarpés de la Haute Chaîne pyrénéenne (Cf. photographie 1.1). Du nord au sud et d'est en ouest, les chaînons de Bielle-Lurbe, de Sarrance et du Layens s'élèvent à une altitude moyenne d'environ 1 200 m au-dessus du niveau de la mer mais qui diminue d'est en ouest, le point culminant étant le Pic du Moulle de Jaout (2 050 m) à l'Est de la vallée d'Ossau (Cf. figure 1.3).

La région couvre un territoire d'une quarantaine de kilomètres d'est en ouest et d'une quinzaine de kilomètres du nord au sud. Ces reliefs de moyenne montagne sont découpés par plusieurs vallées orientées principalement Nord-Sud, au fond desquelles serpentent les gaves de l'Ouzom près des Hautes-Pyrénées, d'Ossau, d'Aspe, du Vert d'Arette et du Vert de Barlanès à la limite du Pays Basque. Les chaînons sont séparés par la vallée du Barescou entre le premier (Bielle-Lurbe) et le deuxième (Sarrance, Cf. figure 1.3) et la vallée du gave du Lourdios entre le

deuxième et le troisième (Layens). Le climat très arrosé dans la région (1 500 mm/an environ, Cf. § 5 de ce chapitre) permet le développement d'une couverture végétale très dense où les bois occupent une place importante.



Photographie 1.1 – Vue sur les chaînons béarnais et l'entrée de la vallée d'Ossau, depuis le piémont nord.

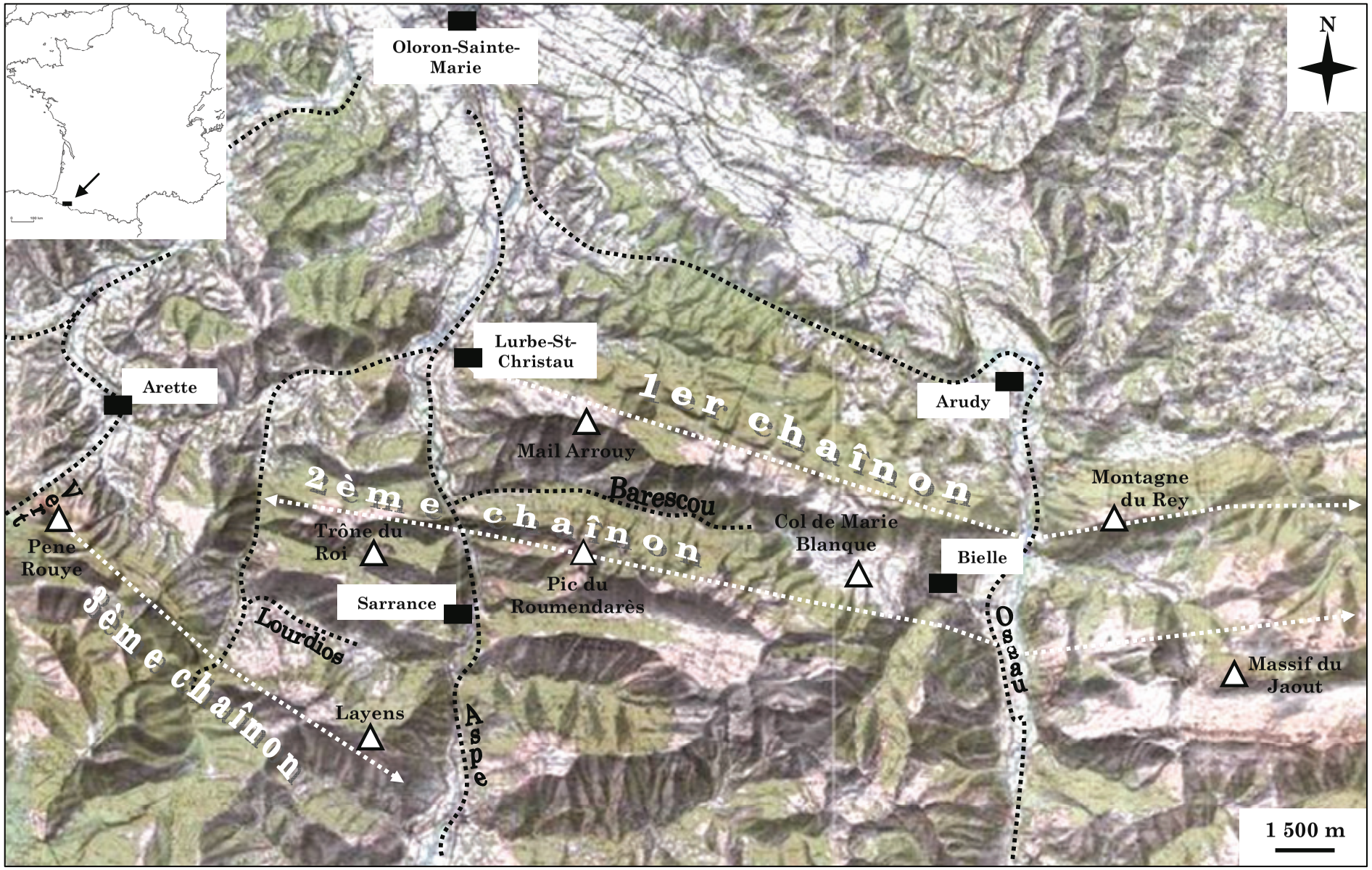


Figure 1.3 – Localisation géographique des chaînons béarnais [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est].

2 - CADRE GEOLOGIQUE

2.1 - Cadre structural

La chaîne pyrénéenne est orientée N110°E et est compartimentée en trois grands ensembles géologiques. La Haute Chaîne compose le cœur des Pyrénées, elle est entourée des zones Nord et Sud-Pyrénéenne elles-mêmes entourées des bassins Aquitain au nord et de l'Ebre au sud (Cf. figure 1.4), ces ensembles se distinguent de la manière suivante :

- ⇨ le bassin de l'Ebre s'est développé grâce à un important remplissage sur le flanc sud-ouest des Pyrénées durant l'Oligo-Miocène alors que le bassin Aquitain est une succession de terrains autochtones d'âges mésozoïque et cénozoïque, présentant des pendages faibles et monoclinaux vers le nord.

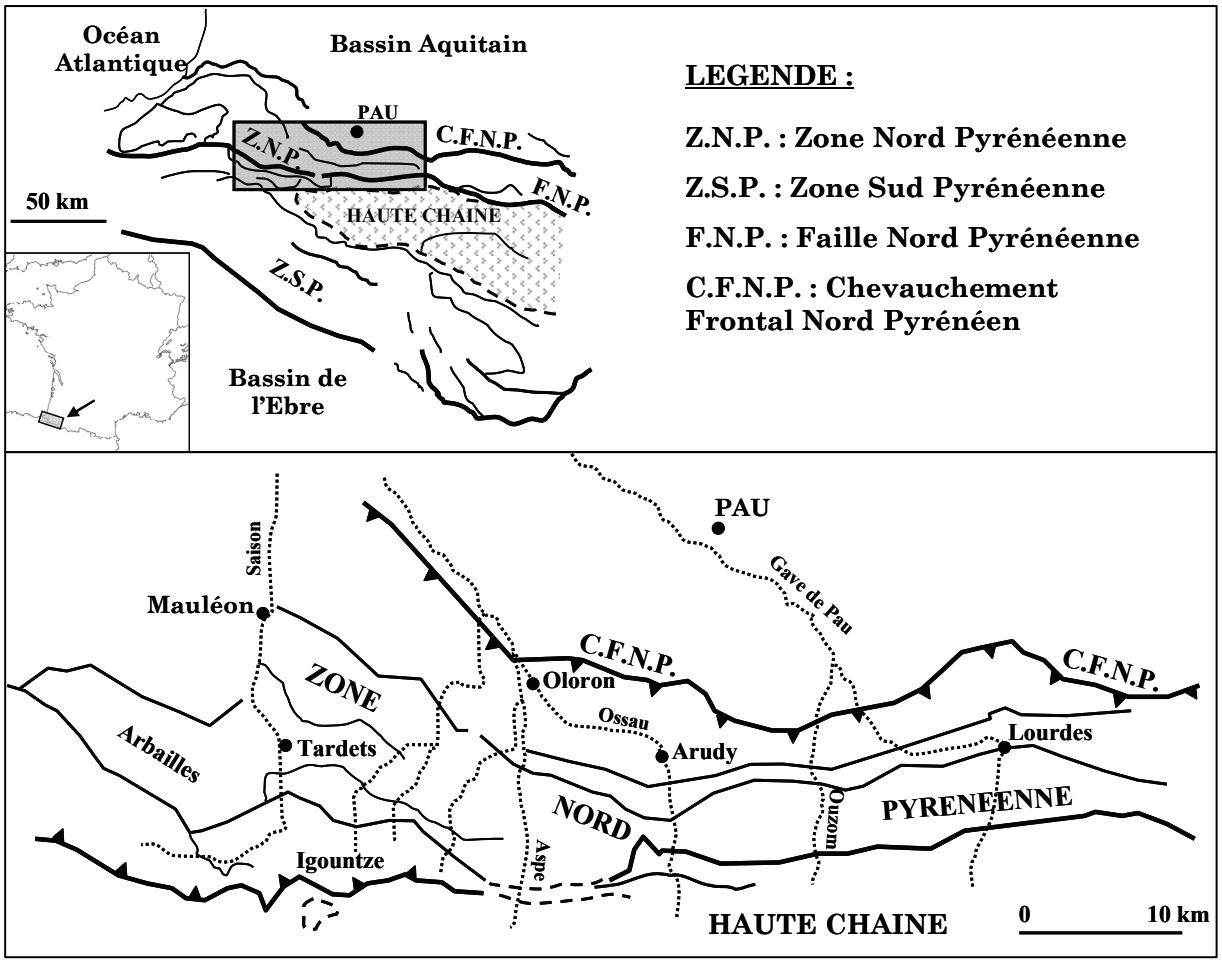


Figure 1.4 – Schéma structural simplifié des Pyrénées occidentales [adapté de Lenoble, 1992 ; James et Canérot, 2000].

- ⇨ la Zone Sud-Pyrénéenne est composée de formations sédimentaires d'âge crétacé et tertiaire, glissées de la Zone Axiale et décollées vers le sud. Ces unités chevauchantes s'étendent vers le sud jusqu'au Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen.
- ⇨ la Haute Chaîne, ou Zone Axiale, constituée essentiellement de terrains d'âge Paléozoïque, constitue l'axe orographique de la chaîne. Elle est limitée au nord par la Faille Nord-Pyrénéenne et au sud par la Faille Sud-Pyrénéenne et constitue la ligne de suture des plaques tectoniques européenne et ibérique. Les hauts sommets sont taillés dans les roches du Dévonien au Carbonifère, de roches métamorphiques et de granites. Les terrains du Primaire sont recouverts par des calcaires de plate-forme du Crétacé supérieur, où l'on trouve des intrusions d'origine magmatique.
- ⇨ la Zone Nord-Pyrénéenne est limitée au nord par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen et au sud par la Faille Nord-Pyrénéenne, récemment appelée « Couloir de Décrochement de Bielle-Accous » [Canérot et *al.*, 2001], séparant la plaque européenne de la plaque ibérique. Elle est composée de deux parties distinctes : au nord « le pays des flyschs » caractérisé par des reliefs doux et au sud des chaînons calcaires et dolomitiques plus élevés en altitude entrecoupés de creux constitués de formations marneuses.

2.2 - Cadre dynamique régional (du Trias au Tertiaire)

La structure géologique des Pyrénées et des chaînons béarnais est le résultat d'une évolution tectonique qui débute au Paléozoïque avec la formation du socle hercynien. Toutefois, l'histoire ne commence réellement qu'au Trias par une première phase de distension conduisant à un amincissement de la croûte continentale et au dépôt d'une épaisse série d'évaporites dans un large bassin subsident, orienté NW-SE et lié à l'ouverture de la Téthys [Ziegler, 1988]. La région du Bassin Aquitain est alors limitée au nord par un accident nord-aquitain et au sud par un accident nord-pyrénéen ; c'est à cette période que la Zone Nord-Pyrénéenne va s'individualiser en se distinguant des autres unités géologiques [Curnelle et *al.*, 1982]. Selon de nombreux auteurs [Viennot, 1927 ; Thiébaut, 1973 ; Curnelle et Dubois, 1986 ; Béziat et Joron, 1986] cette phase de distension conduit également à la mise en place de matériel magmatique tholéïtique (Cf. § 2.3.1.5 de ce chapitre) liée à des accidents crustaux majeurs [Thiébaut, 1973 ; Ziegler, 1982 ; Lucas et Gisbert, 1982 ; Curnelle, 1983].

C'est à partir du Lias que la région est envahie par le dépôt de carbonates marins (calcaires, dolomies, marnes et marno-calcaires), formant une plate-forme stable [Delfaud, 1969], annexe de la Téthys. Le « Haut-Fond occitan » [Delfaud, 1969] est une structure NE-SW liée au début de l'ouverture de la Téthys ligure [Peybernès et Pélissié, 1985]. Les variations de faciès et

d'épaisseur traduisent le jeu de blocs crustaux basculés en réponse à une distension régionale NW-SE.

Au Dogger, les variations de dépôts (calcaires à microfilaments puis dolomies, Cf. § 2.3.1.2 de ce chapitre) traduisent le passage de la plate-forme externe, ouverte, à la plate-forme moyenne puis interne [Pere, 1989]. La réduction des épaisseurs témoigne d'une accélération de la distension NW-SE.

Le Jurassique supérieur (Oxfordien et Kimméridgien) correspond à une phase de distension et d'instabilité de la plate-forme [James et *al.*, 1996]. La succession de dépôts marno-calcaires, de marnes à l'Oxfordien et au Kimméridgien puis de calcaires et de dolomies au Portlandien [Grimaldi, 1988], traduit l'ennoyage graduel de la plate-forme jurassique sous l'effet conjugué de l'eustatisme positif et de la tectonique d'ouverture de l'Atlantique.

A la fin du Jurassique supérieur, la formation de sédiments de plate-forme interne (dolomies) et le Jurassique sous-jacent sont portés à émersion et exposés à l'érosion, suite à une régression mondiale généralisée [Haq et *al.*, 1987] et à l'accélération de la dérive vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe [Canérot, 1989].

Au Crétacé, la sédimentation ne reprend qu'au Barrémien [Martin-Closas et Peybernès, 1987] et l'intervalle Berriasien-Barrémien correspond à une longue période d'émersion. Les formations jurassiques sont alors soumises à l'érosion karstique accompagnée de dépôts de croûtes bauxitiques [Combes et Peybernès, 1987]. A partir de l'Aptien inférieur et jusqu'à l'Albien, une configuration typique de « plate-forme/bassin » est en place, accompagnée d'un développement de constructions carbonatées récifales (faciès Urgonien) [Peybernès, 1982]. Le rift pyrénéen nouvellement mis en place par l'écartement des plaques Ibérie et Europe [Souquet et al., 1977] a pour conséquence le développement de bassins rhomboédriques orientés N110°E à N140°E et limités par des accidents transverses N030°E à N080°E.

A la fin du Crétacé inférieur, une accélération de la distension (phase « clansayésienne »), associée à une nouvelle transgression, provoque l'immersion de la région et le passage d'une sédimentation carbonatée urgonienne à une sédimentation silico-clastique des marnes à Spicules de l'Albien (Cf. § 2.3.1.3 de ce chapitre). A l'Albien débute l'ouverture du Golfe de Gascogne [Boillot, 1984 ; Rat, 1988] qui marque le paroxysme de la phase extensive et la mise en place d'une zone transformante au sein du rift éocrétacé [Souquet, 1988] ; elle correspond à la brusque accélération du déplacement relatif senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Des bassins s'ouvrent suivant des accidents N060°E décrochants dextres, les accidents N140°E jouant en failles normales ou décrochements sénestres et sont comblés par des « flyschs noirs » (bassin de Mauléon, Souquet et al., 1985).

Au cours de l'Albien supérieur et du Cénomanien, cette fosse turbiditique s'élargit, des sédiments détritiques grossiers remaniant divers éléments de la couverture mésozoïque anté-albienne, voire du socle paléozoïque (formations des poudingues de Mendibelza) [Boirie et Souquet, 1982]. L'amincissement crustal, résultant des mouvements coulissants de la plaque ibérique surimposés aux mouvements distensifs, favorise le développement d'un magmatisme alcalin (voire tholéïtique, Cf. § 2.3.1.5 de ce chapitre) et d'un métamorphisme thermique [Azambre et Rossy, 1976] lié à la circulation de fluides de hautes températures ; Lacroix à la fin du XIXème siècle observe déjà des indices de ce phénomène.

La convergence de l'Ibérie et de l'Europe dès la fin du Crétacé supérieur, plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest [Chouckroune, 1974], entraîne la fermeture progressive du bassin de flyschs [Dubois et Seguin, 1978]. La phase majeure de compression pyrénéenne est placée selon les auteurs à la fin de l'Eocène inférieur, moyen [Dubois et Seguin, 1978] ou supérieur [Mirouse, 1980 ; Villien, 1988].

D'un point de vue hydrogéologique, les formations sédimentaires et principalement carbonatées (calcaires et dolomies du Jurassique et calcaires crétacés urgoniens) forment de vastes réservoirs potentiels d'eau souterraine.

2.3 - Les « chaînons béarnais »

L'ensemble structural dit des chaînons béarnais se situe dans la Zone Nord-Pyrénéenne (Cf. figure 1.4), ce secteur se compose de quatre grandes unités impliquant le socle hercynien et sa couverture méso-cénozoïque (Cf. figure 1.5) : le bassin de Mauléon au Nord (Unités de Tardets et de Josbaig), les chaînons calcaires ou chaînons béarnais, les Massifs d'Igountze et de Mendibelza et la Haute Chaîne Primaire. Les trois chaînons béarnais sont composés de matériel mésozoïque, de calcaires et de dolomies Jurassico-Crétacé formant les reliefs et séparés par d'épaisses formations marneuses, marquées par de vastes dépressions dans le paysage (Cf. figure 1.6).

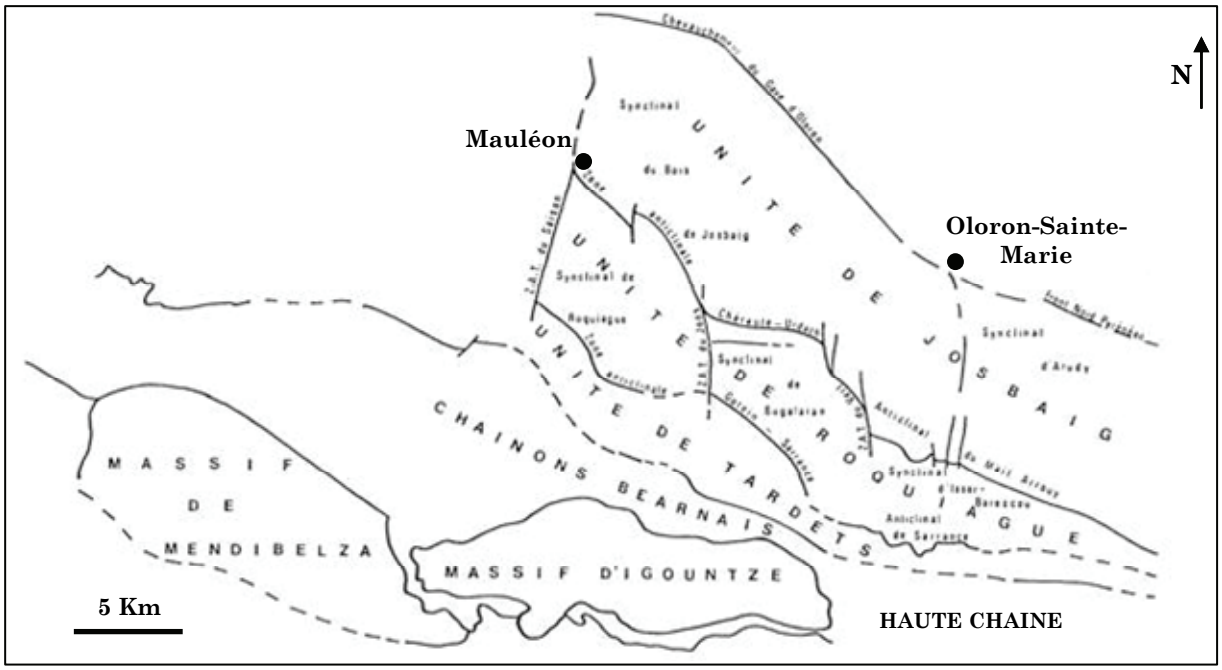
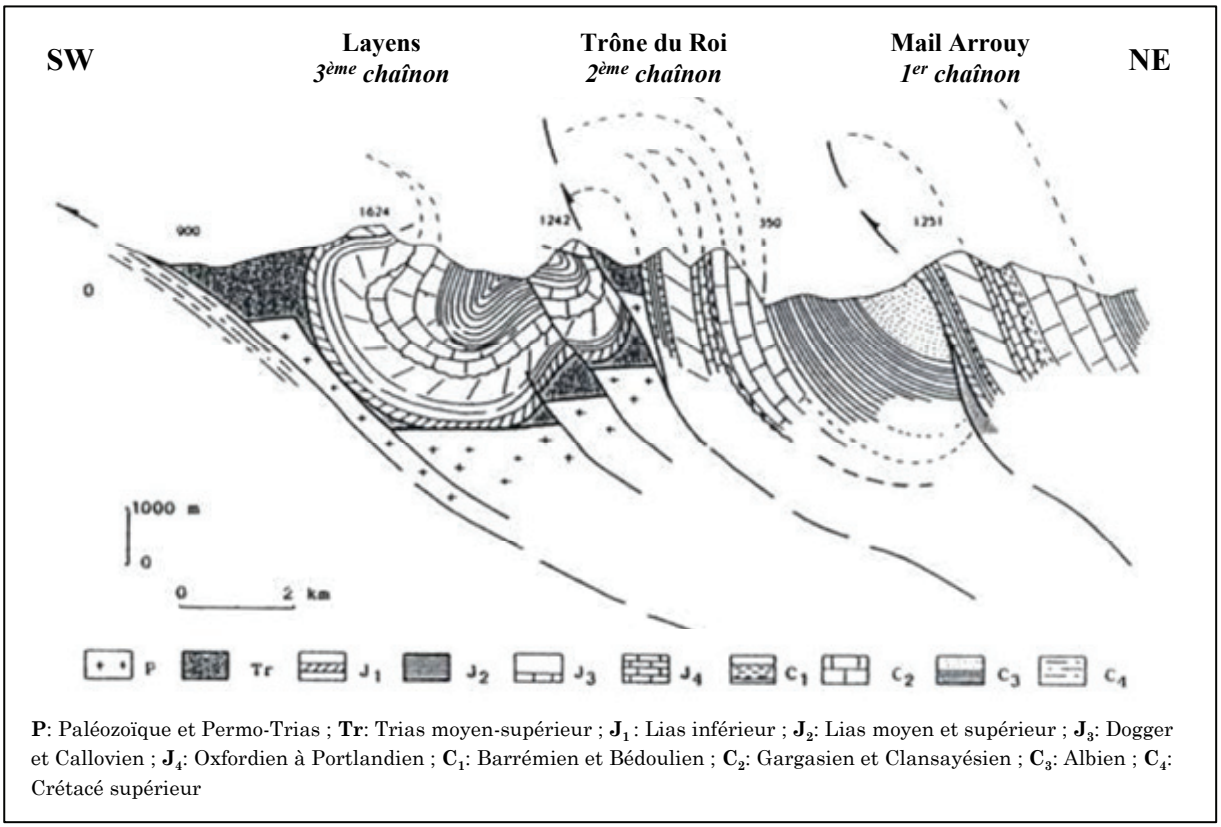


Figure 1.5 - Localisation des chaînons béarnais dans la carte des unités structurales régionales [D'après Fixari, 1984].



P: Paléozoïque et Permo-Trias ; **Tr**: Trias moyen-supérieur ; **J_1** : Lias inférieur ; **J_2**: Lias moyen et supérieur ; **J_3**: Dogger et Callovien ; **J_4**: Oxfordien à Portlandien ; **C_1**: Barrémien et Bédoulien ; **C_2**: Gargasien et Clansayésien ; **C_3**: Albien ; **C_4**: Crétacé supérieur

Figure 1.6 - Coupe géologique des chaînons béarnais proposée par Canérot [1989].

2.3.1 - Stratigraphie

Les chaînons béarnais sont, comme précisé ci-dessus, essentiellement constitués de matériel secondaire (Cf. figure 1.7) dont les formations sont décrites en détail, ci-après.

2.3.1.1 - Le Trias

Les études sur le Trias dans les Pyrénées remontent au XIXème siècle, par exemple Jacquot en 1888 distingue déjà les trois termes du Trias pyrénéen (définis ci-dessous) : les grès bigarrés, les calcaires et dolomies du Muschelkalk et les argiles bariolées du Keuper.

- ⇨ le Trias inférieur est composé de grès en bancs massifs, de teinte violette ou grisâtre. Ils sont surmontés par une ou plusieurs séquences de poudingue relativement bien stratifiées à la base, à éléments arrondis de quartz blanc et de quartzite rosé, souvent jointifs dans un ciment gréseux localement calcareux [Castéras, 1971].
- ⇨ le Trias moyen carbonaté, ou faciès du Muschelkalk, est un ensemble composite de calcaires gris foncés ou noirs, finement lités, auxquels se trouvent associés des bancs plus massifs de dolomies brunes finement cristallisées [Ternet et *al.*, 2004]. Les faciès caractéristiques du Muschelkalk pyrénéen sont largement visibles à l'affleurement en vallée d'Aspe au sein de la zone de décrochement de Bielle-Accous [Canérot et *al.*, 2001], on y retrouve les formations suivantes : calcaires beiges ou noirs, bioclastiques, calcaires beiges laminés ou stromatolithiques, brèches et cargneules chamois et des marnes noires ou verdâtres.
- ⇨ le Trias supérieur, ou Keuper, est composé d'un ensemble d'argiles et de marnes bariolées, avec des teintes rouges (lie-de-vin), verdâtres à blanchâtres caractéristiques du Keuper pyrénéen [Frechengues et *al.*, 1992]. Ces formations se retrouvent sur l'ensemble du secteur des chaînons béarnais, le plus souvent le long de grands accidents orientés N110°E et sont systématiquement accompagnées de pointements, plus ou moins importants, d'ophites (Cf. § 2.3.1.5 de ce chapitre).

2.3.1.2 - Le Jurassique

Le Jurassique est décomposé en trois grandes séries :

- ⇨ le Jurassique inférieur, ou Lias, est une succession de brèches dolomitiques souvent cargneulisées beiges ou jaunâtres, de dolomies calcareuses et de calcaires oolithiques gris beiges (Lias inférieur), vient ensuite un niveau peu épais de 50 à 70 m (Lias moyen et supérieur) de marnes et de calcaires marneux à bélemnites [Dubar, 1925 et Fauré,

2002], identifié facilement dans le paysage par une étroite prairie herbeuse entre les barres massives du Lias inférieur et du Dogger.

- ⇨ le Jurassique moyen, ou Dogger, est composé de deux complexes majeurs, les calcaires à microfilaments et les dolomies noires. Le premier est un ensemble de calcaires noirs organisés en gros bancs, sublithographiques, d'une finesse remarquable qui leur confère souvent une cassure conchoïdale [Castéras, 1970b]. Quant au second, il s'agit d'une imposante masse de dolomies noires (au maximum 400 m d'épaisseur), pyriteuses, fétides, d'aspect ruiniforme caractéristique et présentant des indices karstiques de surface avec de nombreuses dolines [Castéras, 1970a]. Autrefois nommées « dolomies noires du Callovo-Oxfordien » par les auteurs pyrénéens [Delfaud, 1973 et 1980b ; Paris, 1964], elles sont dorénavant attribuées au seul Dogger [Canérot et *al.*, 1990]. Les séries ouest-pyrénéennes sont ainsi rattachées à la stratigraphie et à l'évolution paléogéographique du Jurassique moyen et supérieur français [Synthèse paléogéographique du Jurassique français, 1980].
- ⇨ le Jurassique supérieur, ou Malm, est constitué à la base de calcaires noirs à pâte fine alternant avec des niveaux calcaires plus marneux et parfois dolomitisés, ils sont attribués au Kimméridgien par la seule présence de coquilles de petits exogyres et de rares pseudocyclammines [Godechot, 1962]. Plus haut, des dolomies grises à grain fin forment le Portlandien (ou Tithonien). Ces formations alliées aux dolomies du Dogger constituent une grande partie des aquifères étudiés.

2.3.1.3 - Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est composé d'une alternance de matériel carbonaté soit calcaire soit marneux :

- ⇨ la limite des terrains Jurassique et Crétacé, marquée par un phénomène d'émersion majeur [Castéras, 1971], est signalée par des dépôts d'argiles alumineuses et ferrugineuses à pisolithes et qui forment parfois une croûte bauxitique à la base des calcaires de l'Aptien. Des calcaires marneux puis gréseux ainsi que des calcaires à Annélides (Valanginien à Barémien) surmontent ce niveau ferrugineux d'allure bauxitique.
- ⇨ les crêtes urgoniennes de la zone pyrénéenne reposent sur une formation marneuse décrite par Leymerie en 1862 au village de Sainte-Suzanne (près d'Orthez au nord du Béarn) et dont elle tire son nom « les marnes de Sainte-Suzanne ». Elles ont été étudiées par la suite dans de nombreuses régions et un nom local leur est systématiquement attribué : dans les Corbières Doncieux (1903) les nomme « Marnes et

marno-calcaires inférieurs », dans les Pyrénées Orientales Collignon et *al.* (1968) les appellent « Formations de Malabrac » ou encore dans le Comminges Delfaud (1969) les désigne sous le nom de « Marnes de la Samuran » et Peybernès (1976) de « Marnes à Desayesites », etc. Ces formations marneuses jouent très souvent le rôle de barrière imperméable aux écoulements des aquifères urgoniens.

- Lemeyrie en 1856 constate une analogie entre les calcaires gris à débris de *Toucasia* et les séries calcaires à *Requiena* de l'Urgonien de Provence. Ces formations ont également intéressé de nombreux géologues : Seunes en 1890, Viennot en 1927, Tisin et Canérot en 1964, Poignant en 1965, Delfaud et Gauthier en 1967, Boltenhagen en 1967, Garcia-Hernandez et Bouroullec et *al.* en 1979. Ces calcaires reposent sur les marnes de Sainte-Suzanne et se composent de quatre séquences [N'Da Loukou, 1984] :
  - calcaires inférieurs à rudistes (séquence U1),
  - calcaires à Mésorbitolines (U2),
  - calcaires supérieurs à rudistes (U2),
  - calcaires récifaux à polypiers et algues de Vinport (U3 et U4).
- les marnes albiennes (ou marnes à spicules, terme créé par Cuvillier et Debourle en 1954) qui recouvrent les calcaires de l'Aptien forment une épaisse série à dominante marneuse représentée par « *de grandes accumulations d'un faciès très monotone de calcaires gris-bleuté ou gris, plus ou moins argileux, parfois schisteux, parfois ligniteux et bourrés de spicules uniaxones de spongiaires* » [Billard et Deloffre, 1963].

Les formations calcaires urgoniennes forment généralement les plus hauts reliefs des chaînons béarnais (Massif du Jaout, Cf. § 1.3 de ce chapitre) et constituent d'énormes réserves potentielles en eau souterraine, limitées par les marnes de Sainte-Suzanne et l'Albien.

2.3.1.4 – Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est essentiellement composé de flyschs ; c'est Koechlin et Schlumberger en 1855 qui font pour la première fois mention de « flysch ». Toutefois, c'est Stuart-Menteath qui introduit en 1887 le terme de « formation de flysch » dans les Pyrénées. Roux (1983) décrit précisément dans sa thèse de doctorat toutes les séquences de dépôts des flyschs argilo-gréseux et calcaires au nord du Mail Arrouy, du chaînon de Sarrance et d'Arguibelle (secteur d'Arette).

2.3.1.5 - Les roches magmatiques

La formation des Pyrénées a été une alternance de périodes tectoniques compressives et extensives, ces dernières ont été l'occasion d'épisodes magmatiques intenses dont on trouve de nombreuses traces dans les chaînons :

- ⇨ au Crétacé supérieur, un ensemble de roches éruptives sous-saturées se sont mises en place dans la zone Nord-Pyrénéenne. Dans la région des chaînons béarnais, il existe deux types d'épisodes éruptifs : des épanchements volcaniques de spilites (au Cénomanien) et des intrusions de roches basiques alcalines telles que les picrites, les teschénites ou les syénites (d'âge Sénonien pour les plus récentes).

- ⇨ les lherzolites sont des péridotites, correspondant à un assemblage de minéraux de haute pression et de haute température. Les massifs de lherzolites sont rares dans les Pyrénées occidentales mais plus abondants dans le centre de la chaîne et surtout à l'est (massif de Lherz dans les Pyrénées-Orientales). L'opinion commune est que la lherzolite est d'âge Crétacé, en effet, elle peut être intrusive dans des calcaires du Crétacé inférieur [cas du massif de Saint-Barthélémy, Zwart, 1953a].

- ⇨ très souvent associées aux lherzolites [Zwart, 1953a], les ophites sont des basaltes doléritiques tholéïtiques [Azambre et *al.*, 1987], très abondantes dans les Pyrénées et notamment dans les chaînons béarnais ; ces roches éruptives sont connues depuis que l'abbé Palassou (1781 et 1799), béarnais et premier géologue des Pyrénées, les a décrites [Durand-Delga, 2002]. Jacques Touret en 2004 résume parfaitement la situation des connaissances sur les ophites pyrénéennes en titrant dans les *Compte Rendus Geoscience de l'Académie des Sciences :* « *Une controverse que l'on croyait oubliée* ». Ainsi, depuis plus d'un siècle leur origine, leur âge et leur mode de fonctionnement sont pour les spécialistes, un sujet de discussion et d'écriture quasi intarissable. Depuis leur attribution au Trias supérieur par Viennot en 1927, soutenu par de nombreux auteurs [Bertrand, 1940 ; Lamare, 1935 ; Roubault, 1928 ; Destombes J.-P. et Bollo, 1946 ; Mirouse, 1952], des travaux plus récents confirment l'âge de la mise en place des ophites à la limite Trias-Lias [Godechot, 1962 ; Castéras et *al.*, 1966 et 1969 ; Bossière, 1968 ; Walgenwitz, 1976 ; Lago et Pacovi, 1980 ; Azambre et *al.*, 1981 ; Montigny et *al.*, 1982 ; Rossy, 1988]. Toutefois, dès la fin du XIXème siècle certains auteurs proposaient un âge de mise en place post-triasique [Carez, 1910 ; Seunes, 1890 et surtout Lacroix, 1890, 1894, 1895, 1896, 1901 et 1917]. Bien plus tard, des études sur les ophites suggèrent un âge Jurassique ou Crétacé [Zwart, 1953b ; Meurisse, 1974 ; Henry et Meurisse, 1977 ; Thiébaut et *al.*, 1988 ; Desreumaux et Wallez, 1993 *;* Fabre et *al.*, 2000] et même Danien [Desreumaux et *al.,* 2002 ; Monié et *al.*, 2002]. Ces dernières découvertes ont été immédiatement contestées par un grand

nombre d'auteurs [Fondecave-Wallez et Peybernès (2002) ; Rossi (2002) ; Rossi et *al.* (2003) ; Azambre et *al.* (2004) ; Canérot et *al.* (2004) ; Rapaille et *al.* (2004)], ce qui montre que le débat reste ouvert et passionné. Au-delà des discussions sur l'âge et la mise en place des ophites, ces roches magmatiques, affleurant sur l'ensemble des chaînons béarnais en association avec des formations argileuses supposées du Keuper, vont jouer un rôle majeur dans le fonctionnement hydrogéologique des aquifères régionaux (Cf. § 2 et 3 du chapitre 2 et § 2 du chapitre 3).

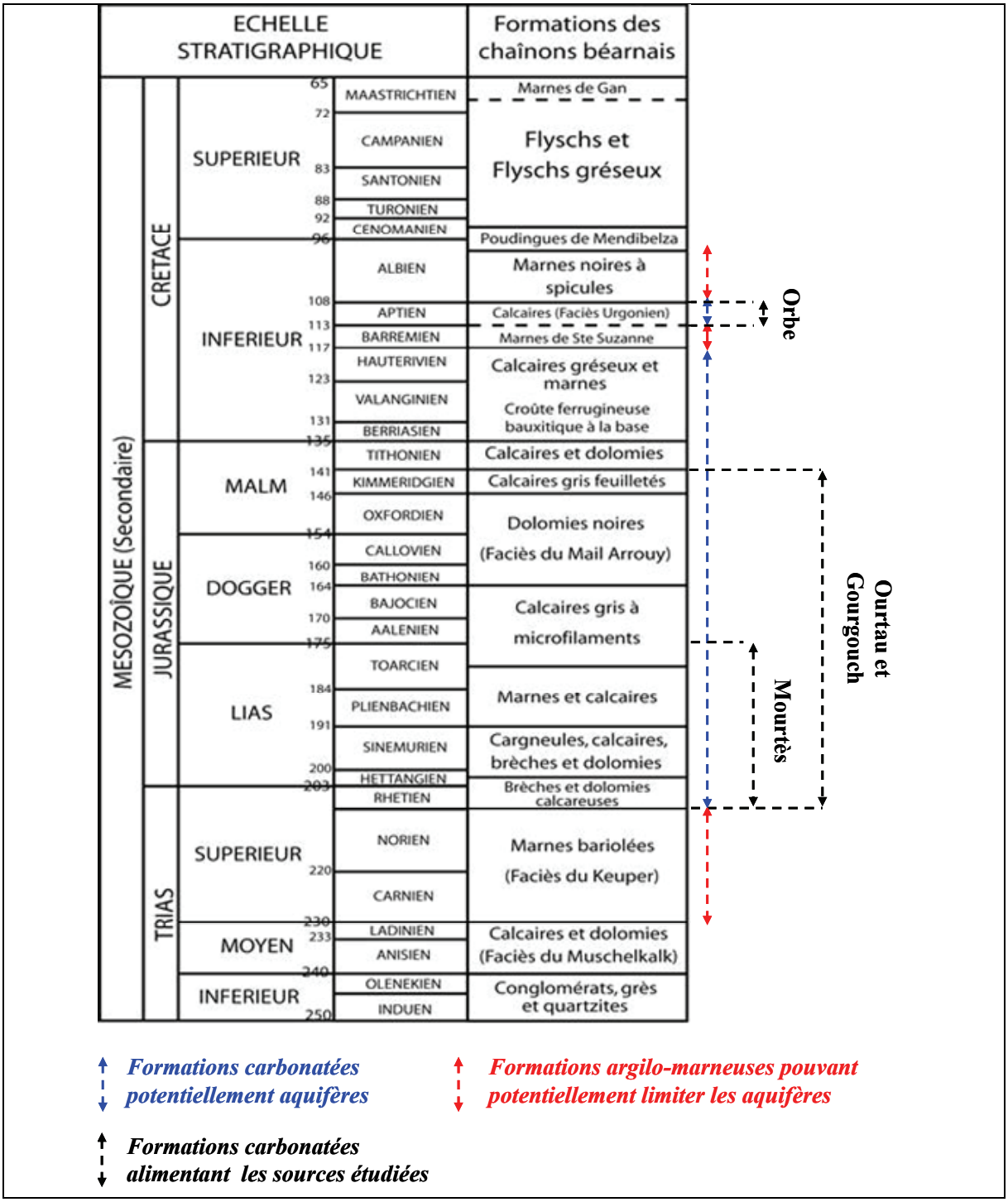


Figure 1.7 - Echelle stratigraphique et formations rencontrées dans les chaînons béarnais [adapté de Castéras et al., 1970a et 1970b ; de Delfaud et al., 1980a, Canérot et al., 1990 et de Ternet et al., 2004].

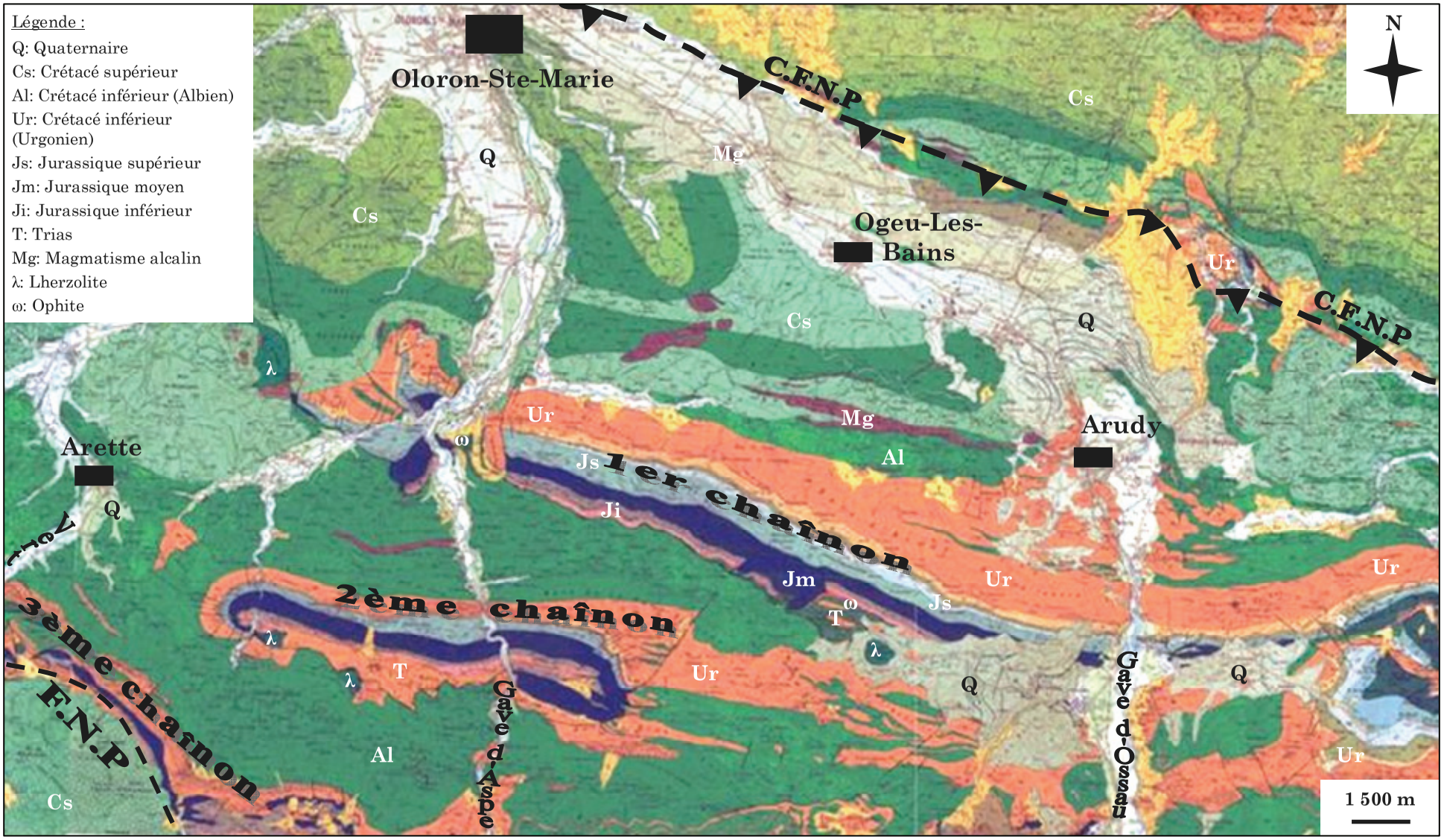
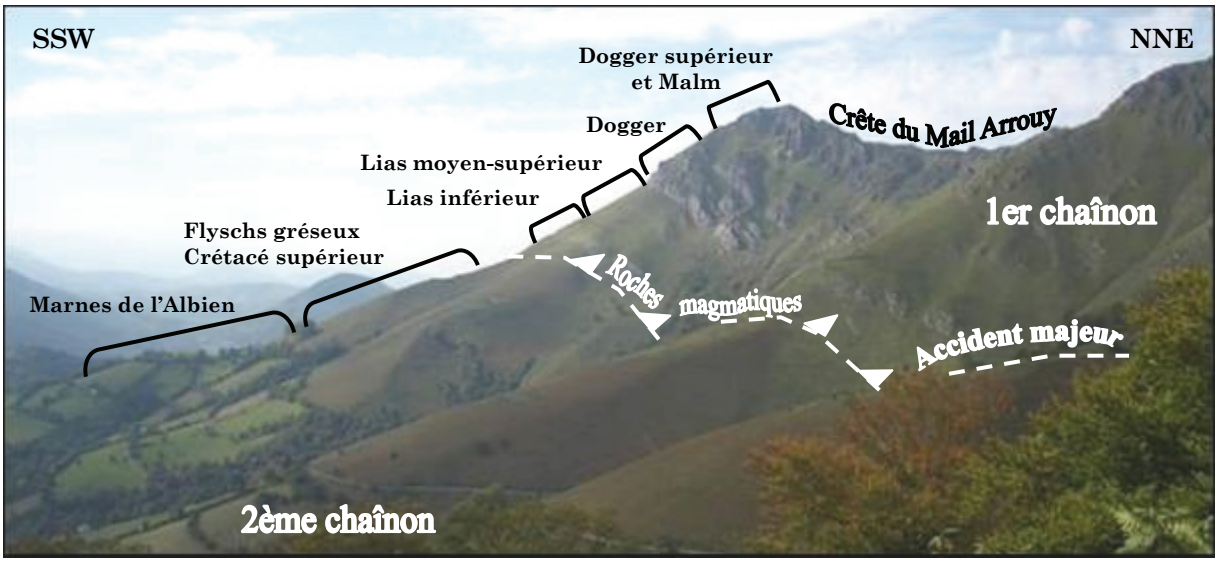


Figure 1.8 - Carte géologique des chaînons béarnais [Castéras, 1970a, 1970b et 1971].

2.3.2 - Le chaînon de Bielle-Lurbe

Au sud de la ville d'Oloron-Sainte-Marie (Cf. figure 1.2 et figure 1.8), se dressent le premier chaînon béarnais et les crêtes du Mail Arrouy (Cf. photographie 1.2). Les couches géologiques sont globalement orientées N115°E selon la direction générale pyrénéenne et présentent un pendage moyen et régulier de 70°NE.



Photographie 1.2 – Vue sur le versant sud du premier chaînon béarnais.

Ce chaînon s'étend de la vallée d'Aspe à la vallée d'Ossau plus à l'est et est constitué des séries complètes, du Jurassique (du Lias au Malm) au Crétacé inférieur (du Berriasien à l'Albien, Cf. figure 1.7). Il est le seul des trois chaînons à présenter une continuité dans la stratigraphie. Les formations des marnes de "Sainte-Suzanne" (faciès du Crétacé inférieur, Cf. figure 1.7) sont rarement présentes dans les autres chaînons, elles y affleurent de manière très sporadique ou sont plus généralement absentes. La présence des marnes de "Sainte-Suzanne" est importante dans le cadre hydrogéologique des chaînons car, formant un écran imperméable (contraste de perméabilité), elles délimitent les deux grandes formations aquifères :

- ⇨ les calcaires du Crétacé inférieur à faciès Urgonien (Cf. figure 1.7),
- ⇨ les dolomies et/ou calcaires du Jurassique moyen et supérieur (du Bathonien-Oxfordien au Portlandien, noté Thitonien sur la figure 1.7).

La photographie 1.2 permet d'observer les formations du Jurassique inférieur (Lias) et moyen (Dogger) ainsi que celles qui les surmontent, formées par les dolomies noires dessinant la ligne de crête. Les formations géologiques affleurant au sud sont constituées des flyschs gréseux du Crétacé supérieur appartenant au compartiment du deuxième chaînon, séparé du premier par un accident majeur de pendage nord (Cf. photographie 1.2) le long duquel affleurent

systématiquement des formations magmatiques (alternativement des ophites et des téschénites). Cette limite géologique constitue, au sud, la limite hydrogéologique d'alimentation du « réservoir » jurassique de la source de l'Ourtau en raison du contraste de perméabilité et de porosité entre les calcaires et dolomies fissurés du Jurassique et les formations argileuses du Trias.

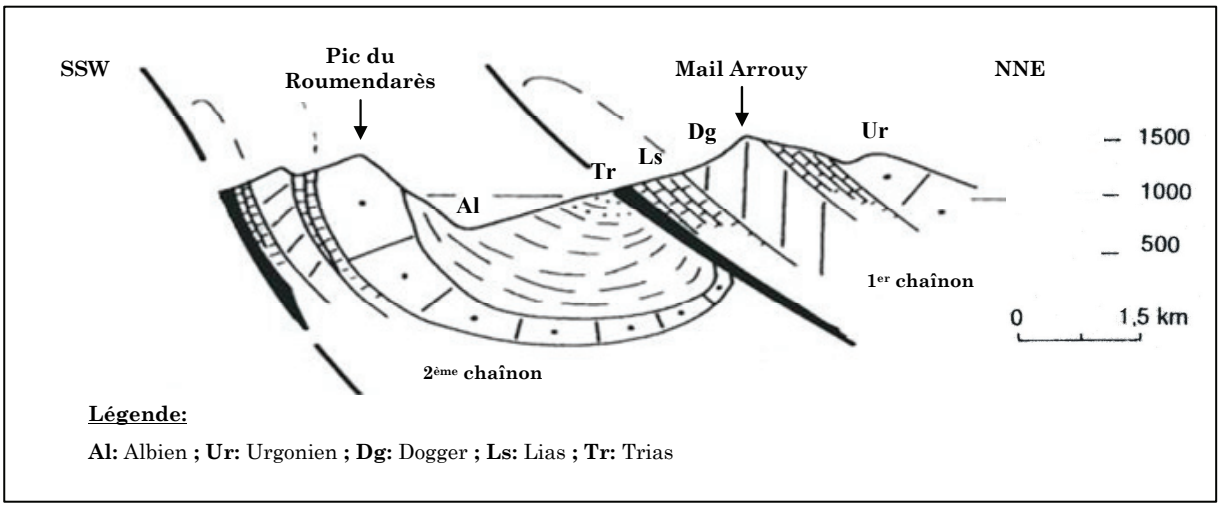
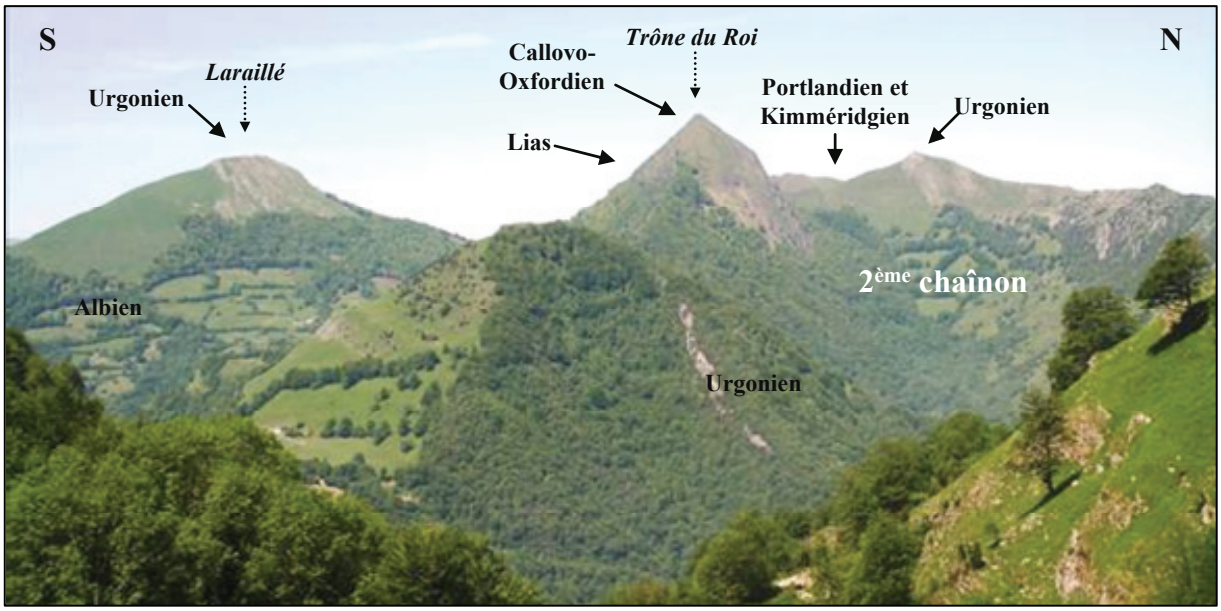


Figure 1.9 – Coupe du premier et du deuxième chaînons béarnais [d'après Canérot, in Richert et al, 1995].

2.3.3 - Le chaînon de Sarrance

Quelques kilomètres au sud du premier chaînon béarnais se trouve le deuxième, dominant les communes d'Escot et de Sarrance. Le premier relief rencontré est formé par les calcaires riches en rudistes de l'Urgonien, séparés des dolomies noires du Bathonien-Oxfordien (Cf. figure 1.7) formant le sommet du Trône du Roi (Cf. photographie 1.3) par une large épaisseur de calcaires du Kimméridgien. Les calcaires marneux et dolomies du Lias complètent plus au sud cet ensemble Jurassico-Crétacé qui est orienté de manière générale N105°E. Entre le sommet du Laraillé (et non Saraillé comme il est noté sur les cartes I.G.N.) et les derniers bancs liasiques, quelques pointements de matériel magmatique apparaissent (ophites et lherzolites) masqués la plupart du temps par d'épaisses formations très argileuses. Le pendage des couches devient progressivement vertical du sud vers le nord soit du Lias inférieur à l'Urgonien.



Photographie 1.3 – Photographie du deuxième chaînon béarnais (prise depuis la rive droite du gave d'Aspe sur la piste menant au col d'Aran).

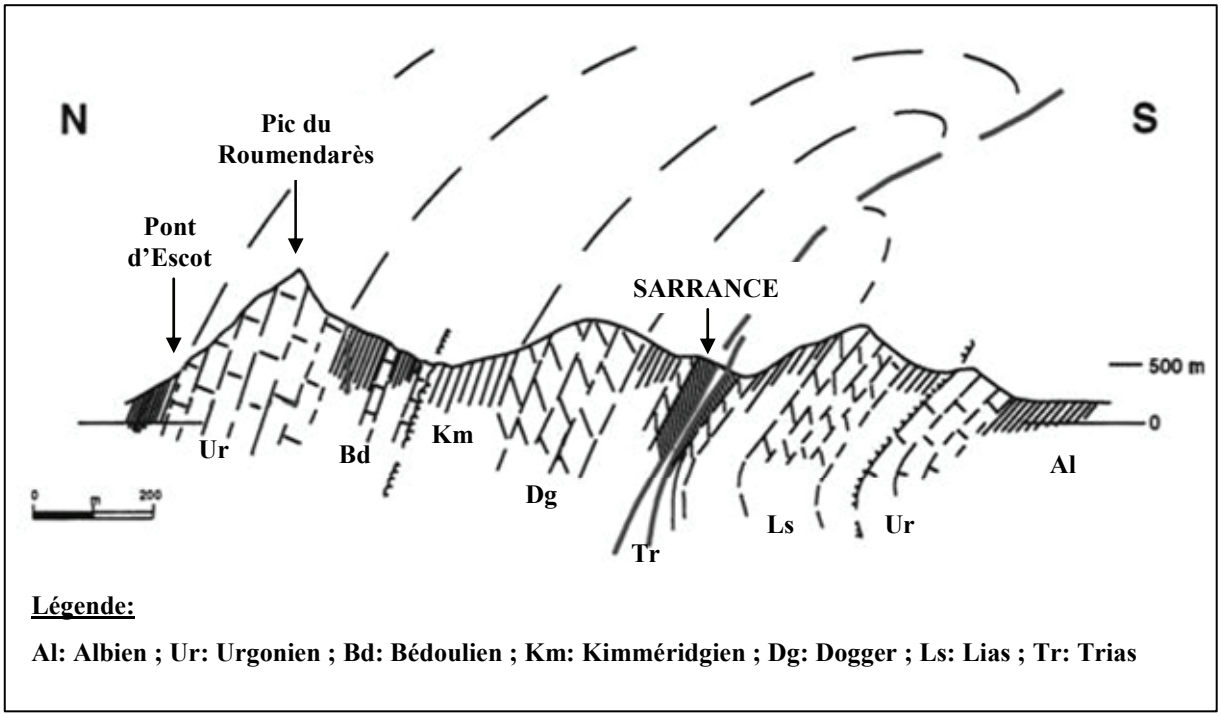


Figure 1.10 – Coupe géologique du deuxième chaînon, l'anticlinal de Sarrance [Richert et al., 1995].

Les réserves en eau souterraine se trouvent dans les formations aquifères de l'Urgonien et du Jurassique supérieur dont l'alimentation est limitée au nord par les marnes imperméables de l'Albien (Cf. figure 1.10). La limite sud de l'aquifère alimentant la source des Mourtès est constituée d'épaisses formations argileuses au contact des roches magmatiques (de l'ophite dans ce secteur).

2.3.4 - Le chaînon du Layens

Le troisième et dernier chaînon béarnais est traversé d'est en ouest par les vallées d'Aspe, du Vert d'Arette et du Barlanès, tandis que la vallée de Lourdios orientée WNW-ESE en matérialise la limite nord. Bordée par la faille Nord-Pyrénéenne (Cf. figure 1.8) du fait de sa proximité avec la Haute Chaîne, la structure géologique du chaînon du Layens est beaucoup plus complexe que celle des deux autres chaînons. Le sommet du Layens est en effet une structure très plissée (Cf. figure 1.11) contrairement au style très monoclinal des deux premiers chaînons.

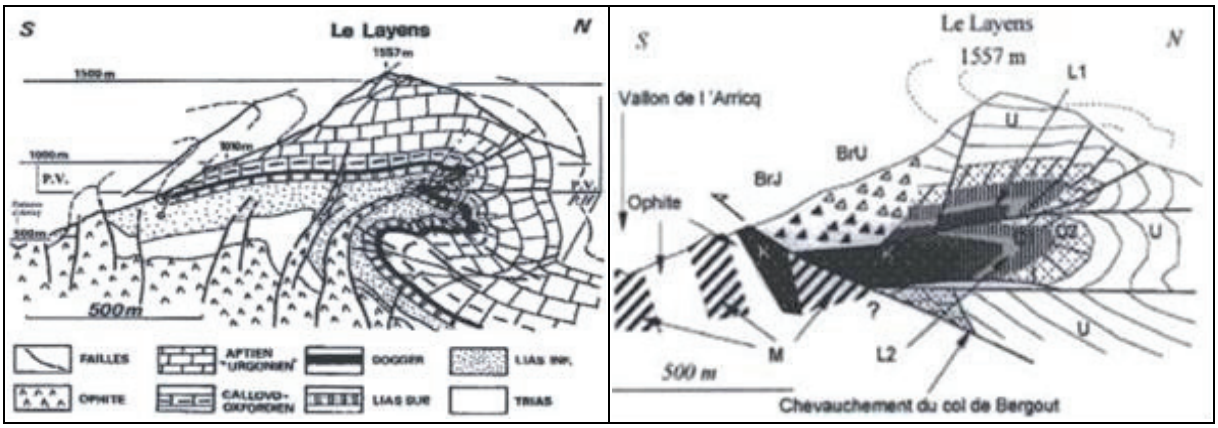
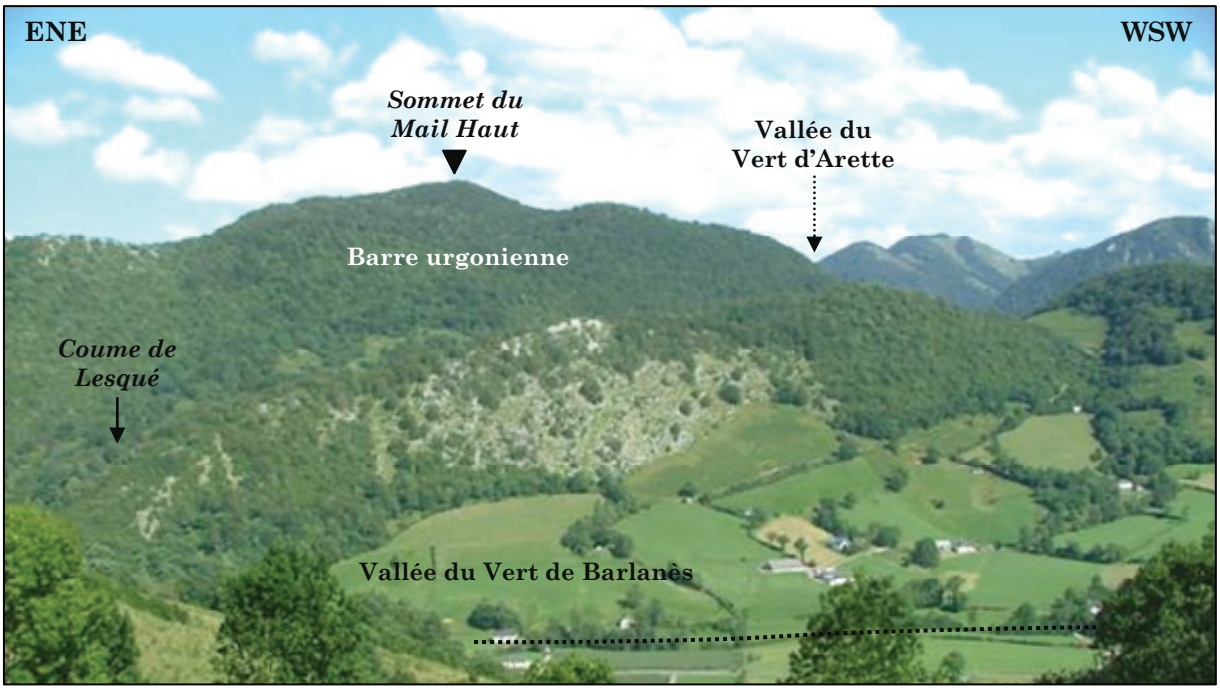


Figure 1.11 – Coupes géologiques du Layens proposées par Fabre et al en 2000 (à gauche) et Canérot en 2006 (à droite).

De plus, la formation du complexe des poudingues de Mendibelza au Crétacé supérieur a également influencé la structure du troisième chaînon ; des variations dans les directions des couches sont observables sur les cartes géologiques, passant de N105°E au sud d'Arette à N130°E plus à l'est puis de nouveau à N100°E au niveau du Layens. Cependant, cette formation géologique très particulière reste encore mal connue et mal expliquée. Le troisième chaînon béarnais est, tout comme les deux autres, bordé de vastes massifs d'ophites et plus particulièrement au niveau de la vallée du Vert d'Arette (Cf. photographie 1.4) et du Barlanès. Ces roches magmatiques constituent ici encore la limite sud des formations aquifères calcaires et dolomitiques, très redressées, du Jurassique et du Crétacé.



Photographie 1.4 - Partie occidentale du troisième chaînon béarnais (vue depuis la vallée du Vert de Barlanès).

Les chaînons béarnais correspondent donc à une alternance de formations marneuses et calcaires d'âge jurassique à crétacé. On peut distinguer deux aquifères karstiques majeurs, l'aquifère jurassique où dominent des formations dolomitiques et l'aquifère crétacé essentiellement composé de calcaires ; ces deux entités hydrogéologiques étant séparées par un large niveau imperméable de 50 à 250 m d'épaisseur, constitué par les marnes datées du Barrémien, plus communément appelées marnes de « Sainte-Suzanne ». Ces marnes apparaissent, dans le paysage des chaînons béarnais, en bande déprimée entre les reliefs calcaires du Jurassique et du Crétacé, on les retrouve dans le chaînon de Bielle-Lurbe et dans la partie est du chaînon de Sarrance (c'est-à-dire en rive droite du gave d'Aspe) mais sont absentes dans celui du Layens.

3 – HYDROGEOLOGIE DES AQUIFERES CARBONATES RENCONTRES DANS LES CHAINONS BEARNAIS

Les ressources en eau souterraine représentent environ 23 % des réserves en eau douce de la planète, les glaciers étant les plus importantes avec 76 %. Contrairement à ces derniers, les nappes souterraines constituent pour l'homme une réserve en eau potable relativement disponible et souvent mieux protégée que les eaux de surfaces (rivières et lacs). Cependant, les eaux souterraines sont souvent moins bien connues et plus délicates à gérer que les eaux de surface. La gestion de la qualité et de la quantité exploitable de ces eaux dépend de paramètres qui échappent parfois au contrôle de l'homme. En effet, leur exploitation est complexe, les nappes sont des objets tridimensionnels dans lesquels les phénomènes physiques et hydrodynamiques sont parfois très hétérogènes et il est bien difficile, à partir de quelques mesures ponctuelles, de qualifier l'état d'une nappe.

Selon l'Institut Français de l'Environnement [Ifen, 2003a], une part majoritaire (59 %) des eaux souterraines prélevées en France est destinée à la distribution en eau potable, avant les usages industriels (23 %) ou pour l'irrigation (18 %). De plus, 62 % des volumes prélevés pour l'alimentation en eau potable en France proviennent des eaux souterraines et la moitié des français est exclusivement alimentée par celles-ci [Ifen, 2003b]. Dans certaines régions françaises comme le Nord, l'Est, le Centre, une partie du Sud-Ouest et dans la vallée du Rhône, l'eau est préférentiellement puisée dans les nappes souterraines quel qu'en soit l'usage.

Dans le département des Pyrénées-Atlantiques, 70 % de l'eau potable provient des eaux souterraines par l'exploitation de nombreuses sources et de puits. La grande majorité des systèmes aquifères exploités correspond aux formations sédimentaires carbonatées (essentiellement du Mésozoïque, Cf. § 2.3.1 de ce chapitre et figure 1.7) constituant une partie des reliefs pyrénéens. Parmi ceux-ci, figurent les chaînons calcaires béarnais qui font l'objet de plusieurs prélèvements (une quinzaine de sources au total) et qui alimentent un bassin de plusieurs milliers d'usagers. Les chaînons béarnais sont des massifs rocheux de nature calcaire et dolomitique largement fracturés, au sein desquels se sont développés des aquifères de type fissuré et karstique au cours de dizaines de millions d'années.

3.1 - Les aquifères carbonatés fissurés

Les réservoirs d'eau souterraine peuvent être de nature diverse et leur fonctionnement hydrodynamique très variable, avec des avantages et des inconvénients pour chacun. La majorité des réserves en eau souterraine est néanmoins issue d'un réservoir de type soit fissuré soit

karstique (Cf. tableau 1.1). Le premier type de réservoir est un milieu discontinu et anisotrope qui se caractérise physiquement par un réseau de discontinuités (espaces vides limités par deux surfaces rocheuses irrégulières ; Fenart, 2002) affectant un massif rocheux, le plus souvent très peu perméable du point de vue de sa matrice saine.

Echelles de référence	Types de vides			Types de milieux	
Microscopique (ordre de 1/10 à 1 mm)	Pores	Intercristaux et intergrains		Poreux	CONTINU
	Microfissures	Diaclases, joints et schistosité		Fissuré	
Macroscopique (ordre supérieur à quelques mm)	Macrofissures	Chenaux et cavités	Karst		DISCONTINU

Tableau 1.1 – Classification hydrogéologique des réservoirs et leur échelle de référence [Castany, 1982].

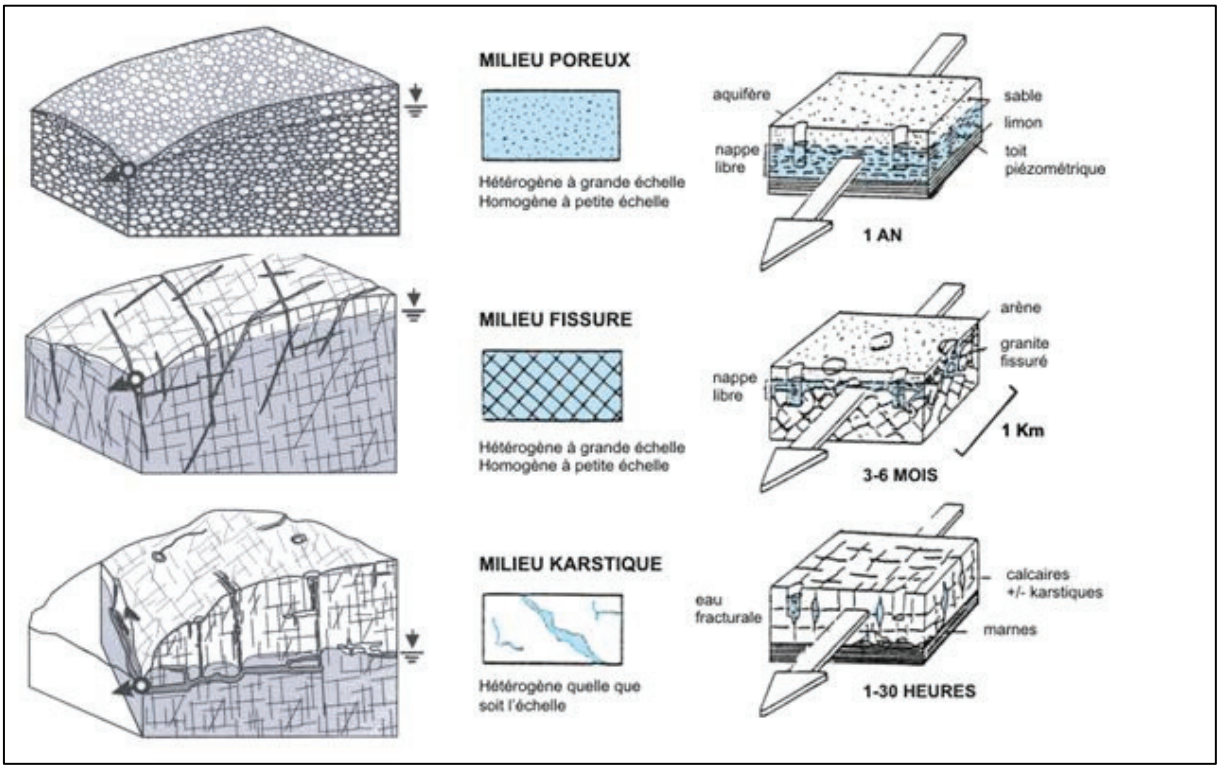


Figure 1.12 – Représentation schématique des trois types de réservoirs [Pochon et Zwahlen, 2003] et des vitesses d'écoulements dans les aquifères [Lallemand-Barrès et Roux, 1999].

Certaines roches sont suffisamment poreuses ou fissurées pour contenir de l'eau, il est alors question de roches aquifères (étymologiquement "roche qui contient de l'eau"). La capacité d'autoépuration des roches fissurées dépend du degré de fracturation. Si l'ouverture des fissures est importante, donc si les vitesses d'écoulement sont élevées (Cf. figure 1.12), les substances polluantes éventuelles sont insuffisamment filtrées et adsorbées. Ce type d'aquifère est particulièrement vulnérable en l'absence de couches de couvertures superficielles. Dans les roches

fissurées, l'eau suit les discontinuités ouvertes, diaclases, fractures et joints de stratification, qui forment un réseau continu plus ou moins ramifié. La vitesse d'écoulement dépend de l'ouverture des fissures, de leur fréquence et de leur degré d'interconnexion (Cf. figure 1.12) ; la capacité d'emmagasinement reste la plupart du temps faible.

3.2 - Les aquifères karstiques

Les aquifères karstiques représentent d'importantes réserves en eau potable, on estime que 25 % de l'humanité est alimentée en eau potable par des eaux d'origine karstique (dont 100 millions en Chine) et dans certains pays d'Europe comme la Slovénie, ou l'Autriche, la moitié de l'eau distribuée est d'origine karstique. En France, 25 % des eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable sont d'origine karstique et certaines grandes villes comme Montpellier, Besançon, Angoulême, Périgueux et Poitiers sont en grande partie alimentées par des eaux de ce type (Cf. figure 1.13).

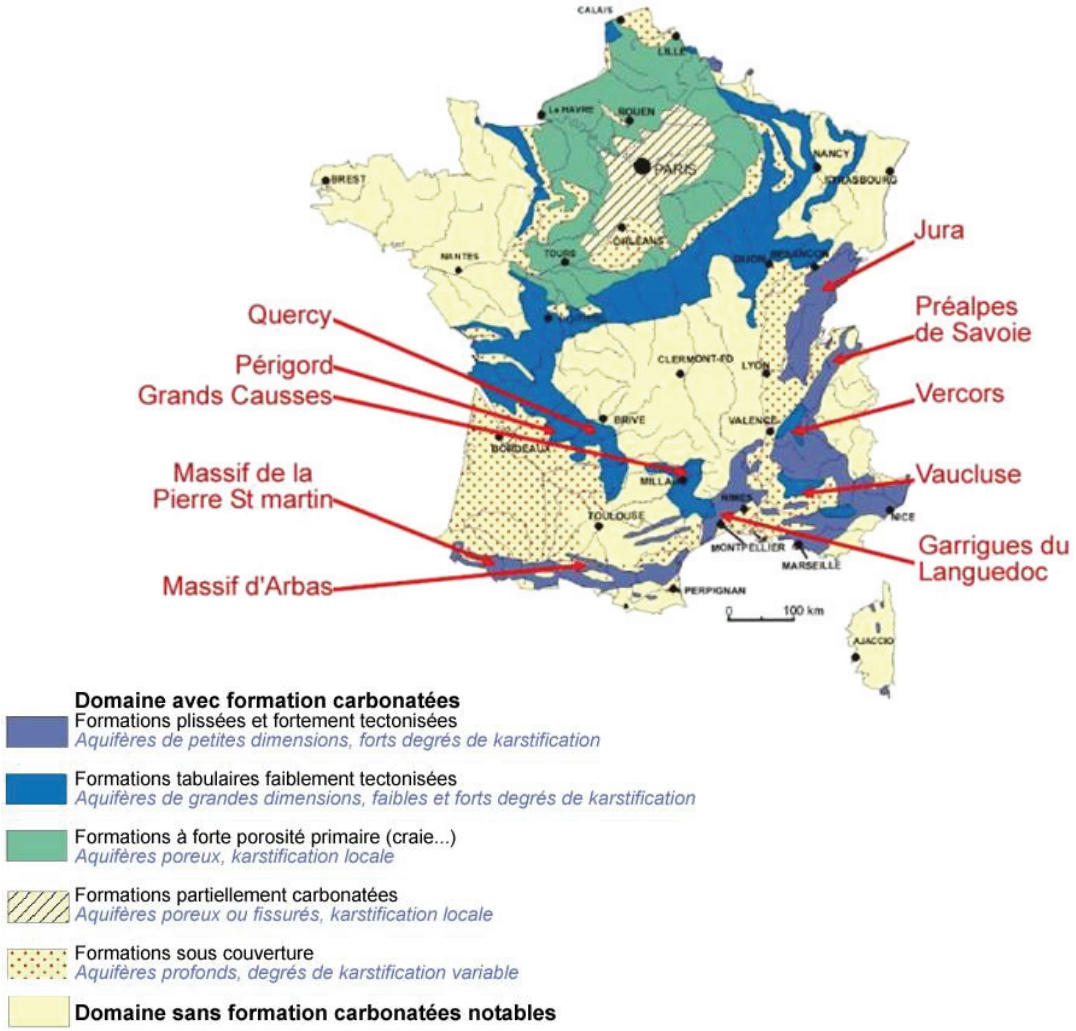


Figure 1.13 – Carte des formations carbonatées karstifiables en France [Marsaud, 1996].

Cependant, les ressources en eau des aquifères karstiques sont encore sous-exploitées, vulnérables et doivent être impérativement mieux protégées, c'est dans ce but qu'il est nécessaire de connaître la structure et de comprendre le fonctionnement de ces systèmes hydrogéologiques complexes.

3.2.1 - Rappels sur le karst

Cette forme de relief tire son nom de plateaux calcaires situés à la frontière de l'Italie, de la Slovénie et de la Croatie : le Karst (en italien Carso, en slovène Kras, en croate Krs). En Italie, le plateau du Karst s'étend au nord de Trieste et à l'est de la vallée de l'Isonzo ; en Slovénie, il couvre la Carniole et le nord de l'Istrie ; enfin, en Croatie, il correspond à l'Istrie blanche et au littoral du golfe de Rijeka. Cette aire karstique est cependant beaucoup plus vaste : elle s'étend pratiquement de la Carinthie au Monténégro en passant par la Dalmatie et la Bosnie occidentale.

Le karst est donc une région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles dans lesquelles apparaissent des formes superficielles caractéristiques [Castany et Margat, 1977]. Ce concept géomorphologique et morphogénétique est le résultat d'un processus particulier d'érosion : la karstification qui consiste en la dissolution des calcaires (ou dolomies) lors de l'infiltration des eaux de pluie. L'eau acquiert l'acidité, nécessaire à la mise en solution de la roche, en se chargeant de gaz carbonique (CO_2) produit dans les sols par les végétaux et les colonies bactériennes. A partir de là, l'eau peut circuler en profondeur, s'accumuler dans les vides souterrains et émerger par des sources aux débits souvent importants, le karst est donc aussi un aquifère.

Il se distingue des aquifères poreux et fissurés par la taille et l'histoire de ces vides qui le caractérisent. Les vides n'ont pas simplement une origine génétique et tectonique [Häuselmann et *al.*, 1999 ; Quinif, 1999] mais résultent de l'élargissement des vides originels par le phénomène de karstification. L'aquifère karstique est donc le seul type d'aquifère pour lequel c'est la circulation d'eaux dans la formation géologique qui façonne les vides de l'aquifère et induit des caractéristiques aquifères spécifiques [Bakalowicz M., 1999].

La formation et le développement d'un aquifère karstique peuvent être rapides à l'échelle des temps géologiques, quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. De ce fait, il développe différents réseaux de drainage lors de chaque variation, même de faible amplitude, du niveau de base où est localisée la source (Cf. figure 1.14). Ces phases de karstification successives sont dans certains cas visibles dans le paysage, marquées par la présence de conduits paléokarstiques sur les escarpements calcaires, mais les plus récentes associées au niveau de base actuel participent au fonctionnement de l'aquifère. Ce type d'aquifère présente généralement

un ensemble de conduits, pénétrables par l'homme, mais ne fonctionnant plus, c'est la partie non fonctionnelle de l'aquifère karstique.

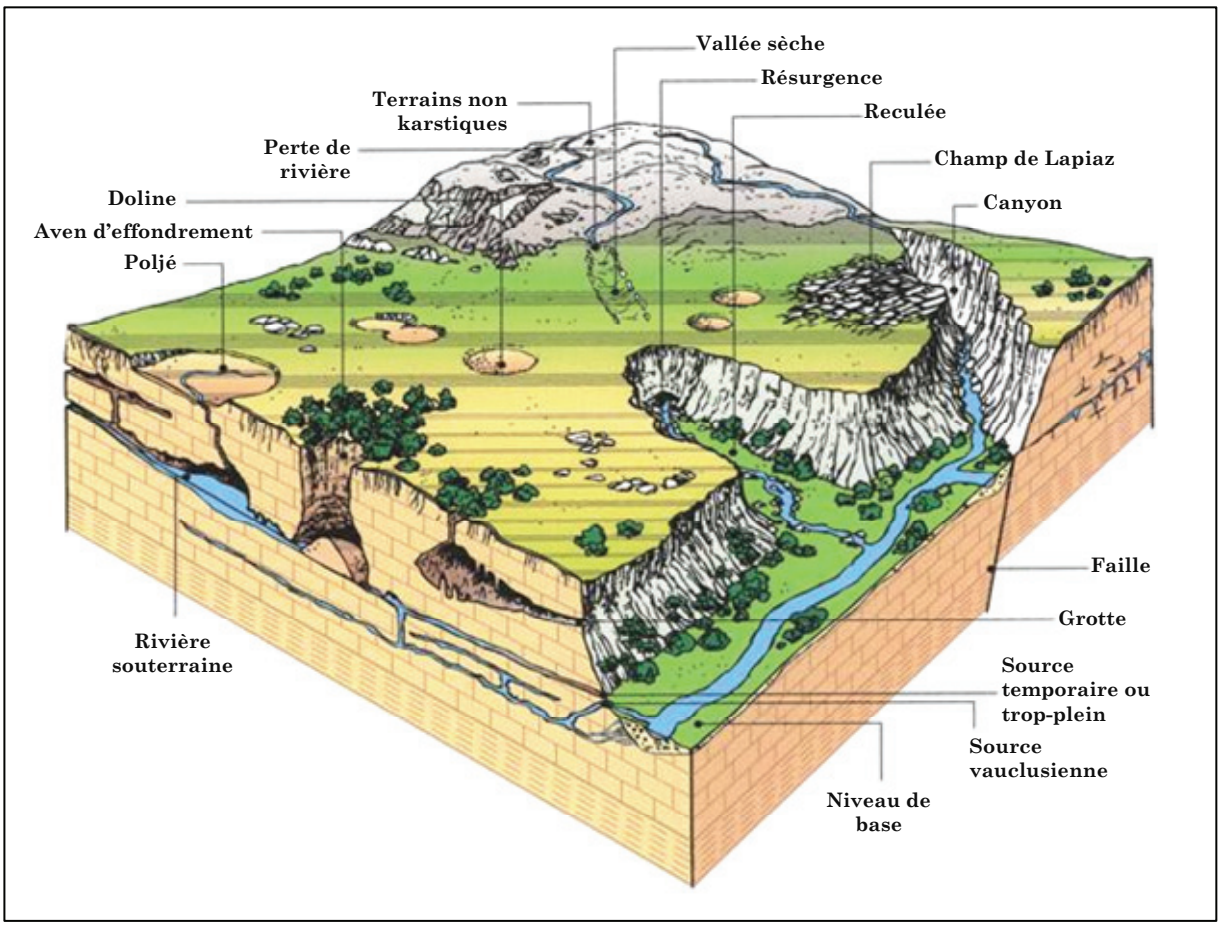


Figure 1.14 – Schéma du paysage karstique [tiré de Bakalowicz, 1999].

3.2.2 - Le processus de karstification

La karstification est le mécanisme physico-chimique du développement de l'aquifère karstique. Ce processus est en partie soumis à la capacité des minéraux formant les roches calcaires (calcite, aragonite, magnésite, dolomite), à être dissous dans l'eau, symbolisée par la valeur de leur constante de dissociation ; plus elle est forte, plus la solubilité du minéral est grande. Dans l'eau pure, les constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées sont très faibles (Cf. tableau 1.2). Cependant, la présence de dioxyde de carbone (CO_2) provoque une augmentation de l'acidité du milieu et accélère la dissolution des carbonates.

Minéral	Calcite	Aragonite	Magnésite	Dolomite
Constante de dissociation	$3{,}80.10^{-9}$	$6{,}09.10^{-9}$	$5{,}75.10^{-9}$	Environ 10^{-17}

Tableau 1.2 – Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure [Bakalowicz, 1979].

La karstification est régie par l'état du système triphasique calco-carbonique *CO_2-H_2O-Carbonates* ; il comprend une phase gazeuse représentée par le CO_2, une phase liquide composée de l'eau d'infiltration et une phase solide constituée par les carbonates de la roche : $CaCO_3$. La réaction de dissolution ou de précipitation d'un carbonate est un ensemble d'équilibres réversibles (Cf. figure 1.15) ; elle fait intervenir plusieurs réactions d'équilibre entre les trois phases :

$$\mathbf{CO_2 + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^-} \qquad (1)$$

$$\mathbf{CaCO_3 \Leftrightarrow Ca^{2+} + CO_3^-} \qquad (2)$$

$$\mathbf{CO_3^{2-} + H^+ \Leftrightarrow HCO_3^-} \qquad (3)$$

$$\mathbf{CaCO_3 + H_2O + CO_2 \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2\left(HCO_3^-\right)} \qquad (1) + (2) + (3)$$

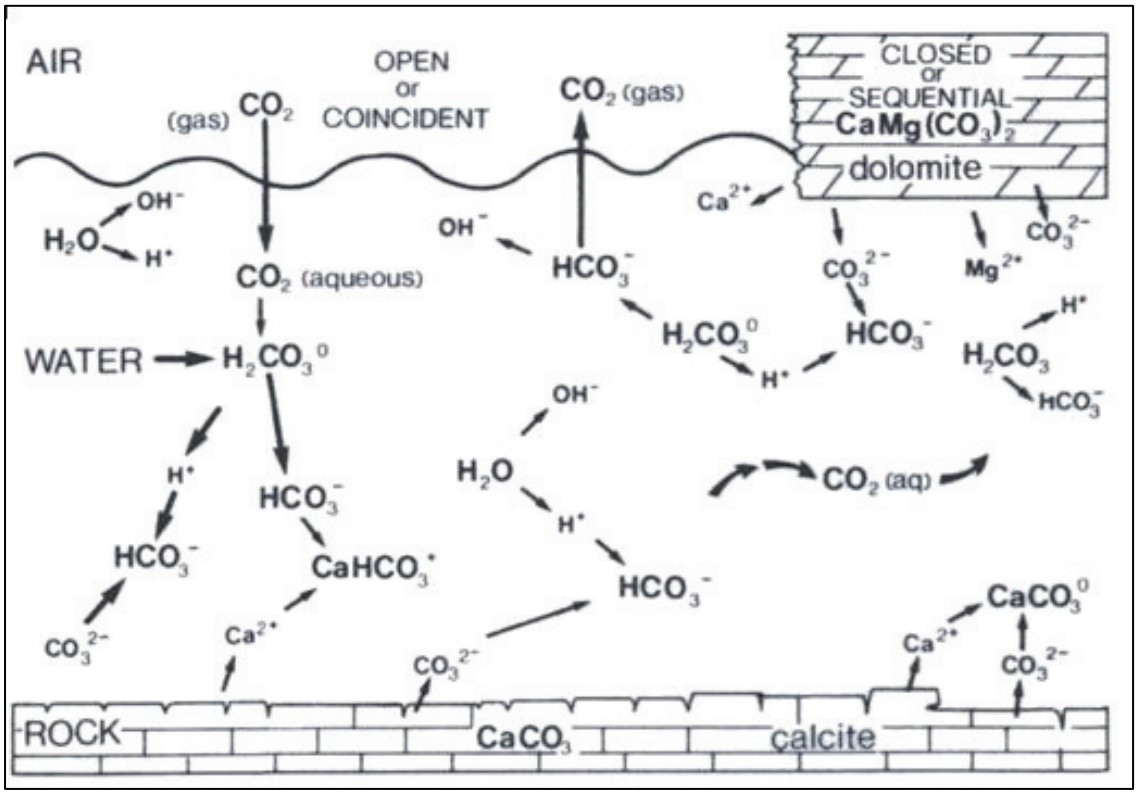
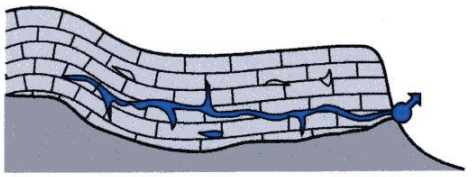


Figure 1.15 – Réactions chimiques eau/roche dans les aquifères carbonatés [Ford et Williams, 1992].

L'ensemble des réactions est décrit avec précision par Bakalowicz en 1979 ; il détermine neuf équations, associées à autant de constantes d'équilibre qui décrivent l'état d'une solution vis-à-vis de l'équilibre (Cf. annexe n°1).

Le passage du CO_2 gaz en CO_2 dissous entraîne une chaîne de réactions qui apporte par l'intermédiaire des ions H^+, l'acidité nécessaire à la dissolution des carbonates. La teneur actuelle en CO_2 de l'atmosphère permet aux eaux de surface de dissoudre les calcaires à l'affleurement, en revanche, elle est trop faible pour acidifier de manière suffisante les eaux d'infiltration et donc pour poursuivre le processus de karstification plus en profondeur.

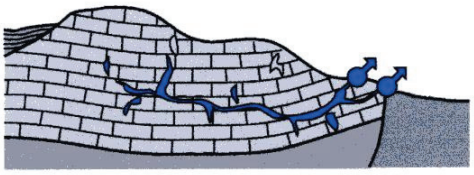
Le CO_2 introduit au sein de l'aquifère karstique provient des nombreux phénomènes pédologiques ayant lieu à la surface et dans l'épikarst (Cf. § 3.2.3 de ce chapitre). La respiration des organismes et micro-organismes vivant dans les sols, ainsi que la dégradation de la matière organique produisent du CO_2 à l'état gazeux avec des teneurs pouvant atteindre cent fois celle de l'atmosphère. Le CO_2 est ensuite entraîné et diffusé sous forme gazeuse et dissoute dans l'eau lors de l'écoulement diphasique lent dans la zone d'infiltration de l'aquifère.



Système Jurassien

Degré de fracturation, lithologie et stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux.

Le drainage s'organise au voisinage de l'exutoire.



Système Vauclusien

Degré de fracturation, lithologie et stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux.

Le drainage s'organise sous le niveau de l'exutoire.

Figure 1.16 – Configuration d'aquifère karstique en fonction du développement du système de drainage [adapté d'après Marsaud, 1996].

Selon l'état de karstification, le drainage dans l'aquifère karstique va s'organiser différemment (Cf. figure 1.16) :

- ⇨ le karst jurassien (aquifère à drainage épiphréatique), où le drain principal est situé dans la partie supérieure de la zone noyée et l'écoulement peut y être localement libre ;
- ⇨ le karst vauclusien (aquifère phréatique profond) tire son nom de la célèbre Fontaine du Vaucluse. Le drain principal est situé plus ou moins dans la zone noyée et l'écoulement est captif, ce qui autorise des rabattements sous le niveau de base [Bakalowicz, 1999].

3.2.3 - Structure et fonctionnement

De nombreuses études ont été menées sur les aquifères karstiques depuis une trentaine d'années [Drogue C., 1969 ; Kiraly L., 1975 ; Mangin A., 1975 ; Bakalowicz M., 1979] conduisant à deux visions sensiblement différentes du fonctionnement de ce type d'aquifère. La première est l'approche structurelle, où l'aquifère karstique est le développement d'un milieu fissuré (Cf. figure 1.17). La seconde est l'approche fonctionnelle pour laquelle l'homogénéité du milieu fissuré originel disparaît et laisse place à un réseau de conduits karstiques s'organisant vers l'exutoire à la façon d'un réseau hydrographique (Cf. figure 1.18).

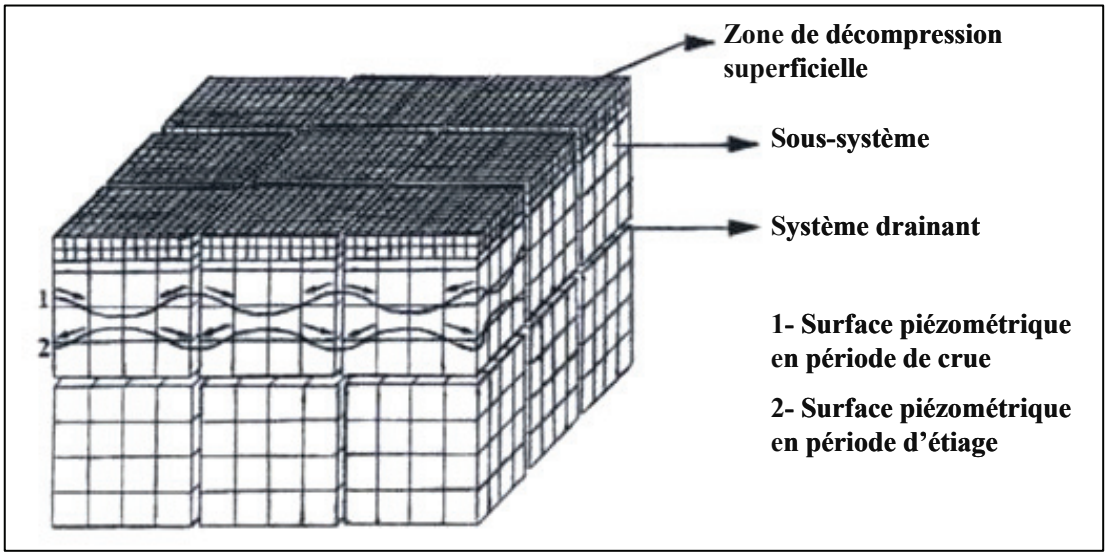


Figure 1.17 – Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche structurelle [Drogue, 1969].

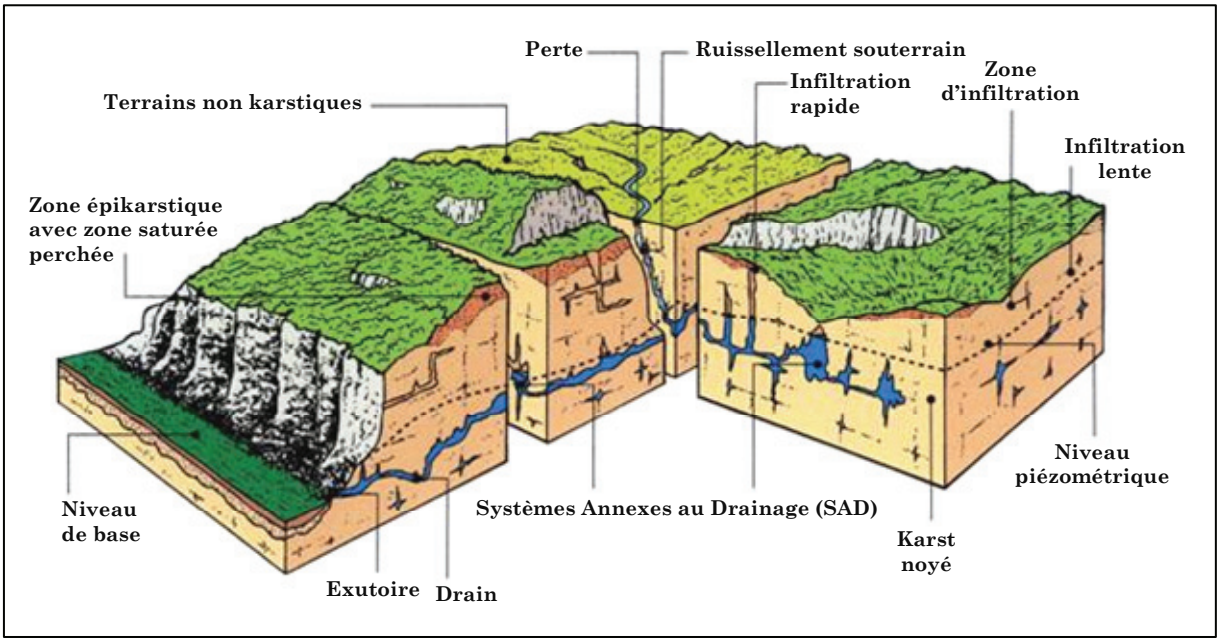


Figure 1.18 – Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche fonctionnelle [Mangin, 1975].

Dans l'aquifère karstique, l'écoulement des eaux souterraines est organisé autour d'un réseau de chenaux et de conduits interconnectés de grandes dimensions, qui assurent à la fois une fonction de collection et une fonction de distribution. En revanche, la fonction capacitive, ou de stockage, est supportée par le milieu aquifère micro-fissuré ou accessoirement par des cavités connectées au réseau. L'aquifère karstique se compose ainsi de trois zones distinctes, représentées sur la figure 1.17 (approche structurelle) et sur la figure 1.18 (approche fonctionnelle) :

- ⇨ l'épikarst ou zone épikarstique (ou zone de dégazage) se situe en subsurface, approximativement sur la première dizaine de mètres sous la surface du sol. Il constitue localement un aquifère proche de la surface qui diffère l'infiltration par stockage sous forme de nappes perchées locales et discontinues ; les eaux stockées sont reconcentrées par évapotranspiration ce qui peut entraîner une augmentation des teneurs en Cl^- et Na^+ [Batiot, 2002]. Ces nappes sont drainées vers les bas soit par les vides les plus larges en un ruissellement souterrain rapide, soit par les vides de petites dimensions, en une infiltration lente écoulant un mélange d'eau et d'air [Bakalowicz, 1999]. La vitesse d'infiltration et de transit de l'eau dans cette zone va conditionner le développement du réseau karstique dans le reste du massif ; plus l'infiltration et le transit de l'eau seront rapides dans l'épikarst, plus le potentiel de karstification sera conduit en profondeur ;

- ⇨ la zone non saturée (ou zone d'infiltration) est très hétérogène. Elle assure le transfert des eaux d'infiltration dans le massif karstique par un nombre réduit de conduits karstiques. L'infiltration sera plus ou moins rapide en fonction de la taille et de la verticalité des conduits empruntés. Dans l'approche structurelle les conduits verticaux sont préférentiellement élargis par karstification à partir de la fissuration originelle. La zone non saturée peut également être un lieu d'accumulation par le biais de la microfissuration de la matrice calcaire et dans les conduits peu karstifiés ; cette zone peut également jouer un rôle important dans la dynamique de certains aquifères karstiques en période d'étiage [Puig, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Emblanch, 1997] ;

- ⇨ la zone saturée (ou zone noyée) correspond globalement à la « nappe » dans un aquifère poreux. Elle est alimentée par l'intermédiaire des conduits de la zone d'infiltration. Elle est vue selon l'approche structurelle comme un milieu à double porosité (Cf. figure 1.17) avec une matrice micro-fissurée (porosité primaire et secondaire) capacitive peu perméable, en connexion avec des conduits drainants très perméables assurant l'écoulement vers l'exutoire. Dans l'approche fonctionnelle la fonction de stockage est principalement assurée par les systèmes annexes au drainage, qui sont de grands vides connectés au réseau de conduits (Cf. figure 1.18).

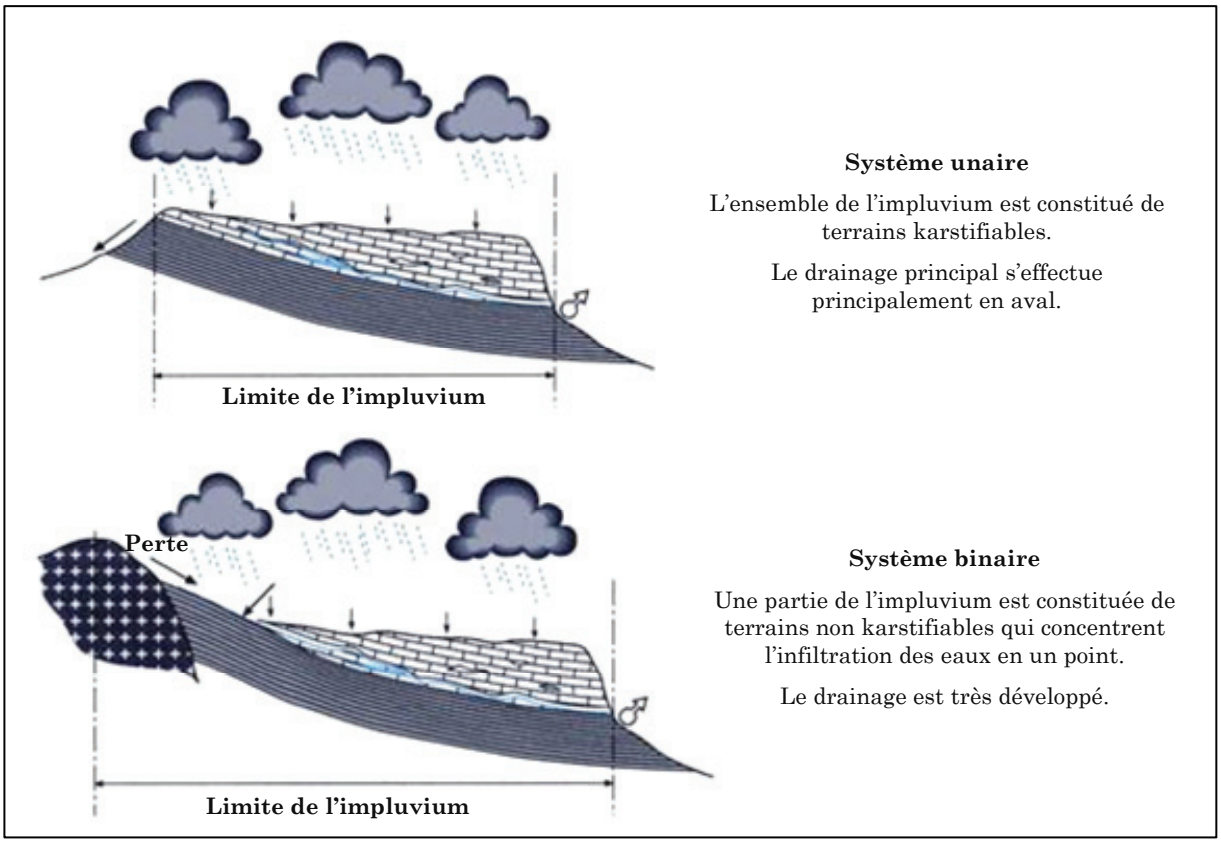


Figure 1.19 – Configuration des systèmes karstiques en fonction de la nature de l'impluvium.

De plus, selon la nature de l'impluvium on distingue deux configurations (Cf. figure 1.19) de systèmes karstiques :

- ⇨ les karsts unaires, pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques. L'infiltration diffuse à l'échelle du massif peut être lente ou rapide [Bakalowicz, 1999] ;
- ⇨ les karsts binaires, pour lesquels l'impluvium comprend des terrains non karstiques et imperméables qui sont le siège d'un ruissellement. Les écoulements de surface s'infiltrent au niveau de pertes situées au contact d'une formation imperméable et des formations calcaires. Ce type de fonctionnement concentre les eaux d'infiltration, ce qui a pour conséquence d'accélérer le développement de la structure drainante.

4 - SYSTEMES ETUDIES ET STRATEGIE D'ETUDE

4.1 - Choix des sites d'étude

Parmi les très nombreuses sources et points d'eau des chaînons béarnais (environ trois cents comptabilisés sur les cartes I.G.N.), le choix des sources à étudier s'est porté sur quatre ressources : la Fontaine d'Orbe à Arette, la source de l'Ourtau à Oloron-Sainte-Marie, la source des Mourtès à Sarrance et la source Gourgouch à Louvie-Juzon. La Fontaine d'Orbe étudiée depuis 2003 [Rey, 2003] étant le point de départ de cette étude et la base de la réflexion. Le choix des trois autres sources se justifie du fait de la répartition géographique homogène des sites sur l'ensemble des trois chaînons et du contexte géologique très proche de celui de la source d'Orbe.

Les sources ont été choisies en accord avec le Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne (copartenaires du projet avec le Conseil Régional d'Aquitaine) et les services de la D.D.A.S.S. des Pyrénées-Atlantiques.

Sources (commune)	Coordonnées géographiques (Lambert II étendu en km)		Altitude en mètres (NGF)	N° B.S.S.
	X	Y	Z	
Fontaine d'Orbe (Arette)	348,8	1 790,5	376	10508X0004
Ourtau (Oloron-Sainte-Marie)	365,4	1 792,7	582	10517X0013
Mourtès (Sarrance)	358,8	1 788,2	675	10516X0007
Gourgouch (Louvie-Juzon)	383,1	1 790,1	480	10525X0005

Tableau 1.3 – Coordonnées géographiques des quatre sites d'étude.

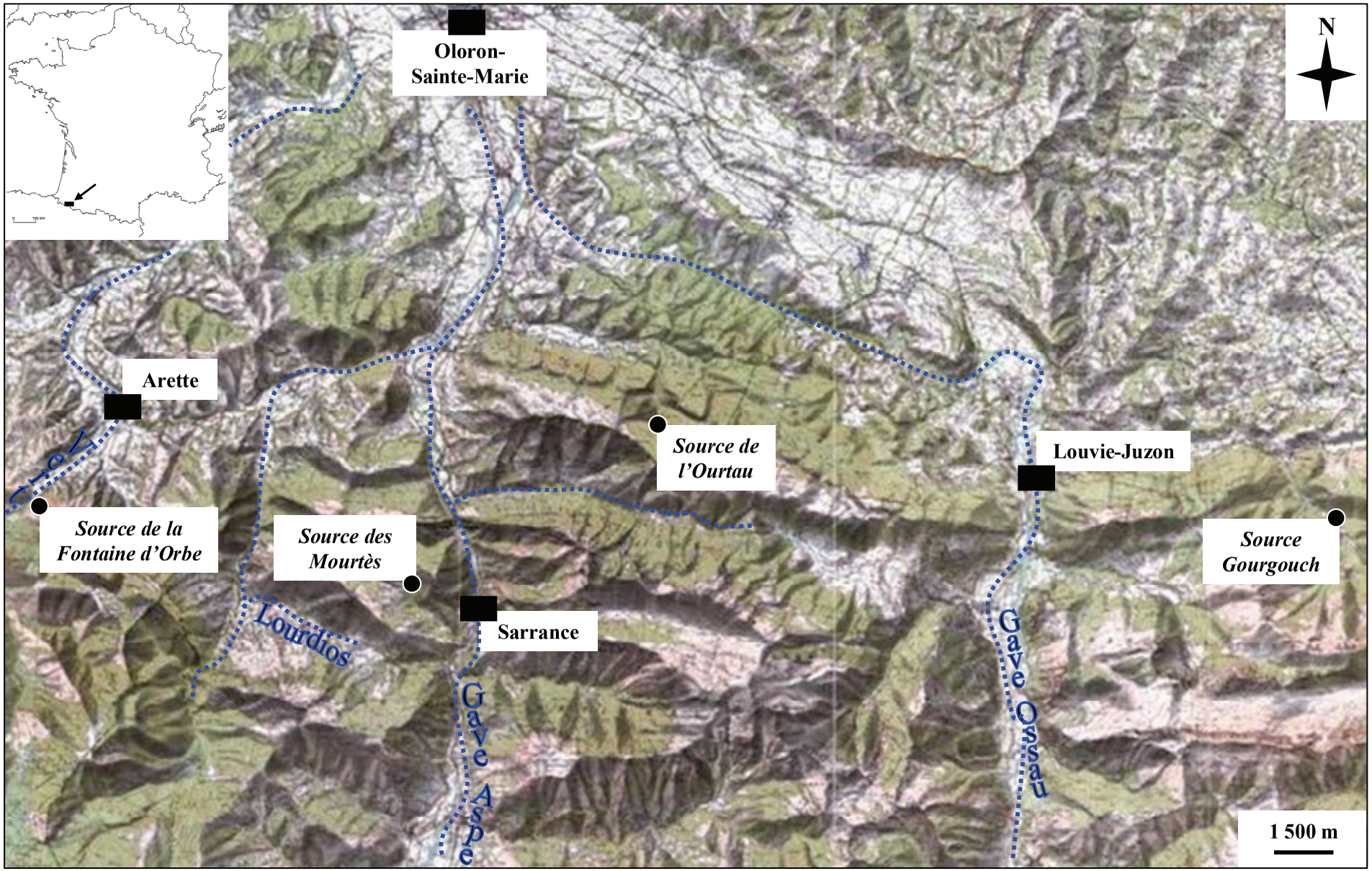


Figure 1.20 - Cadre géographique des chaînons béarnais et localisation des sources étudiées [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est].

4.2 - La source de la Fontaine d'Orbe

4.2.1 – Contexte général

Le captage de la source de la Fontaine d'Orbe est construit au bord de la route départementale 132, qui mène du village d'Arette (Cf. figure 1.20) au massif de la Pierre-Saint-Martin plus au sud, connu pour sa station de ski et surtout comme étant le plus grand réseau karstique d'Europe. Cette ressource alimente en eau potable les 1 500 habitants de la commune d'Arette ainsi qu'une pisciculture. La position géographique du captage pose de nombreux problèmes d'une part, de vulnérabilité de la ressource et d'autre part, d'endommagement de la chaussée qui se dégrade au rythme des crues et décrues de la source karstique d'Orbe [Lataste et *al.*, 2006] ; très fréquentée par les touristes notamment en hiver, un projet de rénovation de l'ouvrage et de la route est prévu au cours de l'année 2007.

4.2.2 - Cadre géologique

La Fontaine d'Orbe se trouve dans la partie la plus occidentale du troisième chaînon béarnais. L'orientation générale des structures géologiques locales (Cf. figure 1.21) est N130°E, elle concerne les couches du Trias supérieur au Crétacé ; de l'Aptien à l'Albien. La structure forme le troisième chaînon béarnais qui est recoupé par les vallées du Vert de Barlanès (vallée située à l'ouest) et d'Arette.

La source de la Fontaine d'Orbe naît au sein des calcaires urgoniens de l'Aptien, à la limite des marnes noires à spicules marquant la frontière entre l'Aptien supérieur et l'Albien. Le passage des marnes à spicules aux calcaires récifaux peut être brutal ou progressif, dans ce cas on observe au sein des marnes des lentilles calcaires qui deviennent vite coalescentes, avant de passer au massif calcaire sous-jacent. Au pied de la barre et plus bas dans la série, se trouve un niveau dolomitique facilement reconnaissable à son aspect "peau d'éléphant", daté de la limite Trias-Jurassique.

La barre calcaire, d'est en ouest, est limitée au sud par un important massif d'ophite. La transition entre ce corps magmatique et les calcaires mésozoïques est assimilée aux marnes bariolées gypsifères du Keuper (Cf. § 2.3.1.1 et 2.3.1.5 de ce chapitre), toutefois certains éléments nouveaux tendent à montrer que ces formations seraient d'origine hydrothermale (Cf. § 2.2.5 du chapitre 2).

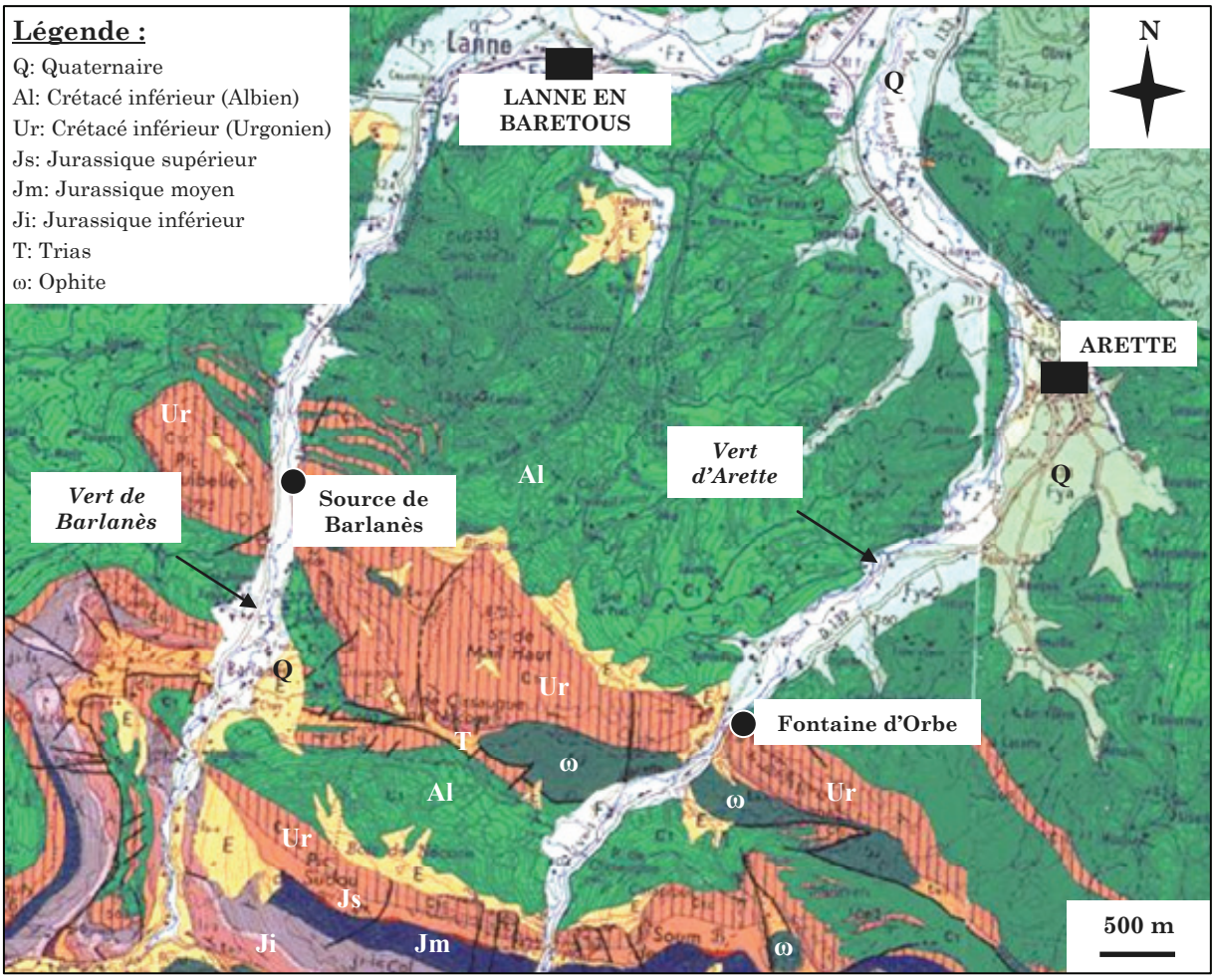


Figure 1.21 – Cadre géologique de la source de la Fontaine d'Orbe, extrait de la carte géologique de Tardets-Sorholus [Castéras, 1971].

4.3 - La source des Mourtès

4.3.1 - Contexte général

La source des Mourtès se situe en vallée d'Aspe, en contrebas du sommet du Trône du Roi (Cf. photographie 1.3). Cette source alimente en eau potable le village de Sarrance qui compte approximativement 300 habitants). Le secteur est un milieu de moyenne montagne peu habité, seuls quelques rares éleveurs d'ovins et de bovins arrivent encore à subsister. La source est pourtant régulièrement polluée (présence de nitrates et de bactéries) du fait de la proximité d'une ferme, la dernière en activité dans ce secteur [CETRA, 2006a]. Cette ressource est donc vulnérable malgré son isolement géographique.

4.3.2 - Cadre géologique

Cette ressource fait partie de l'ensemble du deuxième chaînon béarnais, dans sa partie occidentale. Dans cette zone les couches géologiques ont une direction N100°E à N120°E et plongent vers le nord avec des pendages proches de la verticale.

La source émerge à la limite des formations aquifères du Jurassique et imperméables du Trias. Le long de ce contact de nombreuses émergences ont été identifiées, possédant les mêmes caractéristiques physico-chimiques et parfois un débit comparable [CETRA, 2006a]. L'imposante masse d'argiles triasiques notée sur la carte (Cf. figure 1.22), accompagnée de quelques pointements d'ophites, n'est toutefois pas visible à l'affleurement, une formation de brèches de pente relativement épaisse (20 à 30 m) semble les recouvrir.

Les formations carbonatées aquifères du Jurassique sont donc limitées par les argiles imperméables du Trias au sud et par les marnes très peu perméables de « Sainte-Suzanne » au nord et donnent naissance à de nombreuses petites sources.

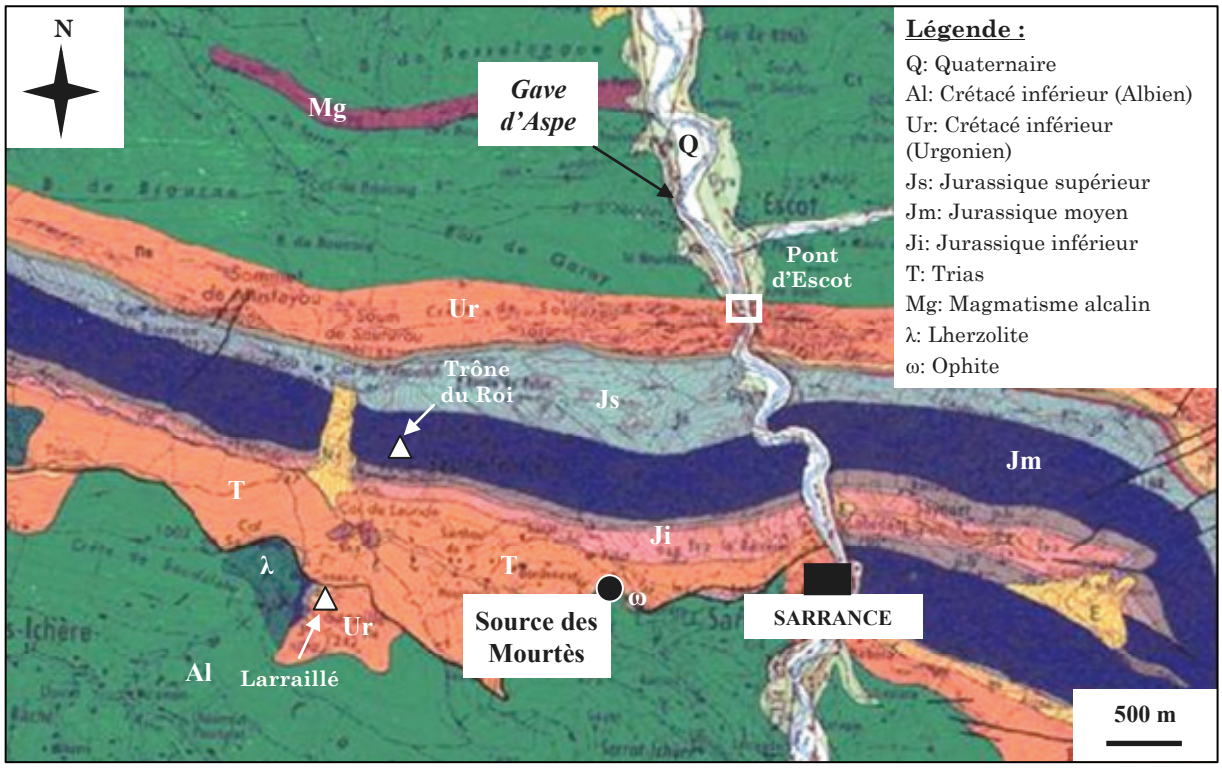


Figure 1.22 – Cadre géologique de la source des Mourtès, extrait de la carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie [Castéras, 1970a].

4.4 - La source de l'Ourtau

4.4.1 - Contexte général

La commune d'Oloron-Sainte-Marie est actuellement alimentée en eau potable à partir de la source de l'Ourtau et de forages en nappe alluviale. Pour des raisons de préservation de la qualité de l'eau distribuée, les deux systèmes d'alimentation fonctionnent en alternance. En période de crue, l'eau de la source de l'Ourtau se charge systématiquement en matières en suspension, ce qui rend l'eau impropre à la consommation (pendant plusieurs jours consécutifs dans certains cas) et oblige à utiliser la ressource alluviale. En période normale ou d'étiage, l'exploitation de la source suffit aux besoins de la commune et est préférée à la solution des puits en nappe alluviale, qui reste très vulnérable aux pollutions d'origine agricole.

4.4.2 - Cadre géologique

Le premier chaînon béarnais se dresse au sud d'Oloron-Sainte-Marie, avec les crêtes du Mail Arrouy et le sommet dominant des Escurets (Cf. figure 1.23). Le premier chaînon est le seul à présenter les séries complètes du Trias au Crétacé inférieur et forme une masse calcaréo-dolomitique épaisse d'au moins 1 000 m au total. Le pendage des couches est de 40 à 70° vers le nord-est, la structure géologique générale étant orientée N110°E à N130°E plus à l'est.

La source de l'Ourtau naît d'un complexe de dolomies (Dogger, Cf. § 2.3.1.2 de ce chapitre) et de calcaires (Kimméridgien), alors que la source de Médan émerge quelques dizaines de mètres plus bas, des calcaires dolomitiques du Portlandien à la limite de la formation des marnes de « Sainte-Suzanne » [Bauer, 2003].

Les eaux de ces deux résurgences sont, d'un point de vue chimique, très comparables, ce qui permet de penser qu'il n'existe qu'un seul aquifère [Pélissier Hermitte, 1982]. Entre les vallées d'Aspe et d'Ossau, les formations carbonatées du premier chaînon alimentent également les sources minérales d'Ogeu-Les-Bains (Cf. figure 1.23), exploitées à l'échelle industrielle.

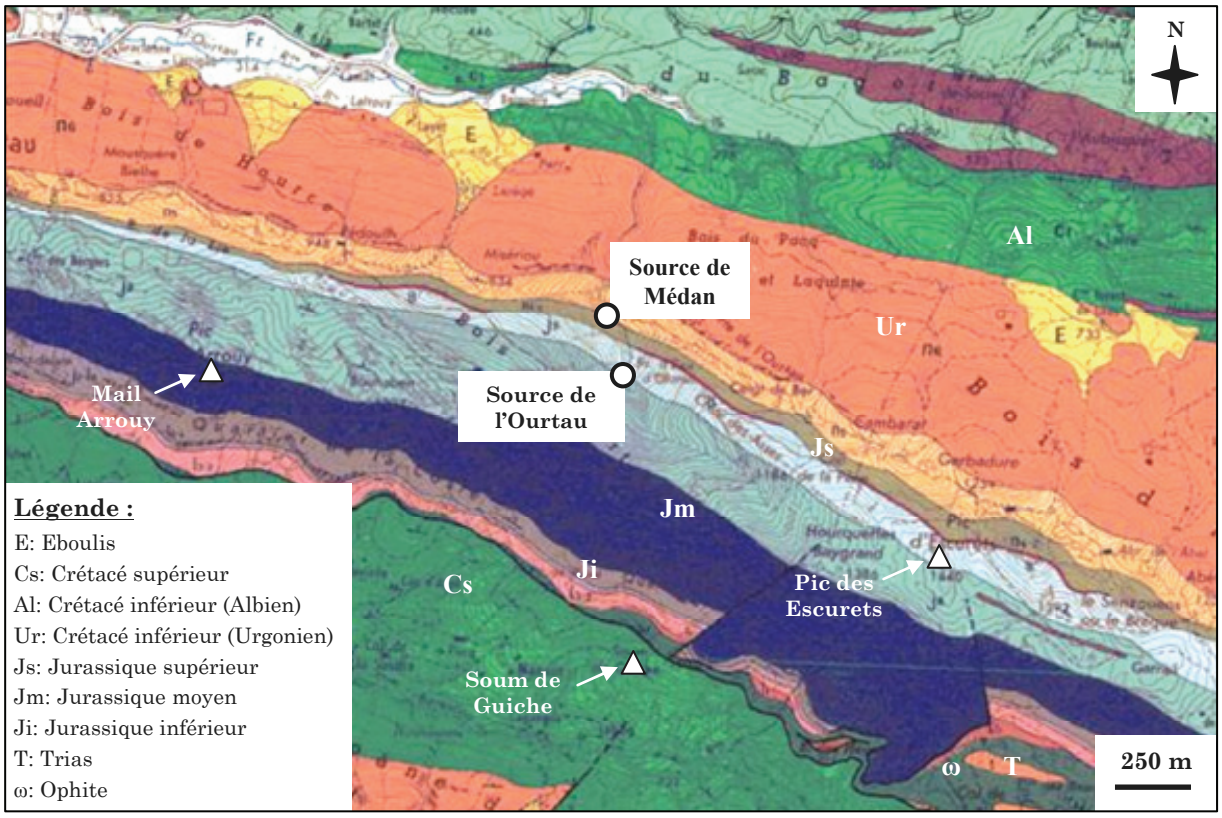


Figure 1.23 – Cadre géologique de la source de l'Ourtau, extrait de la carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie [Castéras, 1970a].

4.5 - La source Gourgouch

4.5.1 - Contexte général

La source de Gourgouch se trouve dans la partie la plus orientale des chaînons béarnais, entre la vallée d'Ossau et la vallée de l'Ouzom, à la limite du département des Hautes-Pyrénées (65). Le lieu-dit « Pédéhourat » est une petite vallée fermée entourée par des reliefs imposants (Pic Durban : 1 700 m, de Merdanson : 1 640 m et Lapeyrie : 1 679 m).

Cette source alimentait jusqu'en 2006 une salmoniculture appartenant à la Fédération de pêche des Pyrénées-Atlantiques (pisciculture de Pédéhourat), la qualité de l'eau est donc suivie régulièrement et considérée comme excellente. Toutefois, une pollution bactériologique récurrente due à l'épandage de lisier a été signalée il y a quelques années, se traduisant par un spectaculaire développement d'algues au niveau de l'émergence. L'interdiction de toute activité agricole dans le secteur a rapidement réglé le problème. En 1999, la création d'une piste forestière a provoqué des épisodes de turbidité importants à la source Caü de l'Aygue (captée pour les besoins en eau du Syndicat de la Vallée d'Ossau), située à quelques centaines de mètres de la source Gourgouch où aucune réaction n'a été observée.

4.5.2 - Cadre géologique

Au sein de l'aire anticlinale du cirque de Moncaut, comprise entre les failles du col de Nabails au sud et du col d'Isou au nord, la source Gourgouch émerge dans les calcaires du Kimméridgien à la limite du Portlandien. Les séries stratigraphiques complètes, du Trias au Crétacé inférieur, présentent un pendage vers le sud-ouest. De nombreux accidents tectoniques sont associés à des roches magmatiques, le Pic de Moncaut (Cf. figure 1.24) correspondant à un massif de lherzolites entouré de quelques pointements d'ophites. Le secteur est une vaste dépression, où des argiles versicolores affleurent abondamment, entourée des reliefs constitués par les séries carbonatées secondaires.

Le réseau hydrographique est très développé dans cette zone et un grand nombre de sources y est recensé. Les relations entre les différents aquifères sont complexes [Berre, 2000], à l'image de la structure géologique locale.

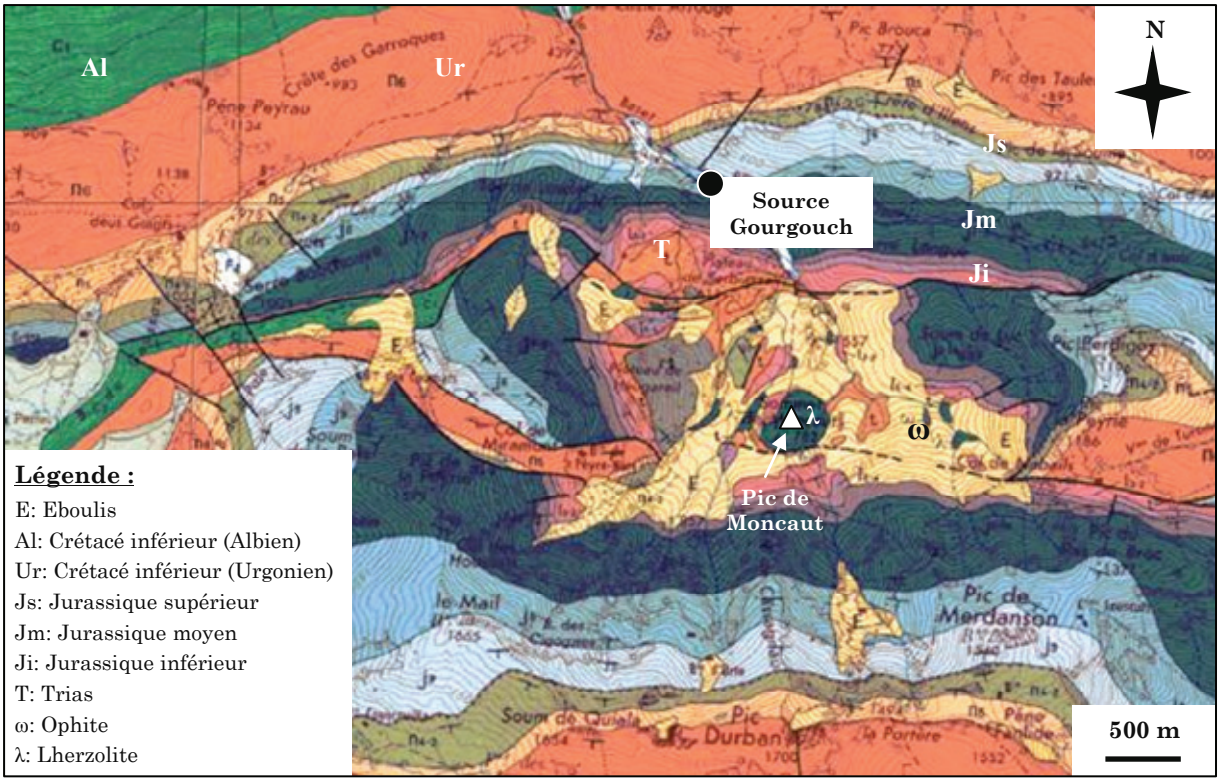


Figure 1.24 - Cadre géologique de la source Gourgouch, extrait de la carte géologique de Lourdes [Castéras, 1970a].

4.6 - Méthodes Analytiques

4.6.1 - Mesure *in situ* des paramètres physico-chimiques

Les mesures hebdomadaires *in situ* de conductivité (précision de ± 0,5 % de la valeur mesurée), de température (précision de ± 0,1 °C) et de pH (précision de ± 0,01 unité pH) ont été réalisées avec un conductimètre et un pH-mètre WTW 330i. De plus, trois des quatre sites d'étude ont été appareillés avec des sondes HYDROLAB MS5 (OTT) mesurant la conductivité, la température, le pH et la turbidité (Cf. tableau 1.6 et figure 1.25).

4.6.2 - Mesure du débit

La mesure du débit n'a été possible que sur deux sites, Mourtès et Gourgouch. Dans le premier cas, deux repères sur les parois dans le bassin de captage (représentant un volume de cent litres) permettent de mesurer le débit de la source. Dans le second cas, l'eau émergeant des dix griffons est conduite vers la pisciculture par l'intermédiaire d'un canal bétonné de section constante dans lequel est placé un enregistreur de niveau à flotteur (Thalimèdes, OTT) qui mesure la hauteur d'eau toutes les trente minutes. La vitesse moyenne de l'eau (trois points de mesure sur la largeur du canal à deux hauteurs d'eau différentes, soit six valeurs au total) a été mesurée chaque semaine à l'aide d'un Micromoulinet C2 (OTT), afin d'obtenir une droite de tarage et d'en déduire ainsi une valeur de débit.

4.6.3 - Les ions majeurs

Les échantillons ont été prélevés de manière hebdomadaire dans des flacons polyéthylène de 50 ml (avec acidification par l'ajout d'une goutte d'acide nitrique pour les cations) et conservés au réfrigérateur à une température d'environ 4°C.

Pour l'ensemble des sites, l'alcalinité (assimilable aux ions bicarbonates HCO_3^- aux valeurs de pH proches de la neutralité pour les eaux prélevées) a été systématiquement mesurée sur le terrain par dosage volumétrique (trousse HACH).

Les autres anions (Cl^-, NO_3^- et SO_4^{2-}) et cations (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ et Na^+) ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide à l'aide d'un appareil de type DIONEX (120 et 320), au laboratoire de l'EGID de l'université Bordeaux 3.

4.6.4 - Le Soufre-34 et l'Oxygène-18 des sulfates

Les échantillons d'eau (des quatre sources étudiées et d'eau de pluie) et de roches (gypse du Nord Pas de Calais) ont été prélevés et préparés par la suite au laboratoire à Bordeaux. Le protocole de préparation des échantillons d'eau est relativement long. Il faut tout d'abord filtrer l'eau (filtre à 0,7 µm) et l'acidifier (ajout de HCL jusqu'à obtenir un pH égal à 2), puis la mélanger avec une solution de chlorure de baryum ($BaCl_2$) et laisser précipiter le sulfate de Baryum ($BaSO_4$). Par la suite, le précipité est recueilli par filtration sur une membrane en nitrocellulose (dont les pores présentent un diamètre de 0,45µm) rincée abondamment avec de l'eau distillée avant d'être placée dans une étuve pour obtenir un échantillon sous forme de poudre. Les échantillons d'eau et de roches ont été analysés par l'*Isotope Science Laboratory* de l'Université de Calgary (Canada).

4.6.5 - Le Carbone-13

Les échantillons de carbone-13 ont été prélevés de manière hebdomadaire dans des flacons polyéthylène de 150 ml et conservés au réfrigérateur à 4°C. Ces échantillons ont par la suite été analysés au laboratoire Magmas et Volcans de l'Université de Clermont-Ferrand (UMR n°6524).

4.6.6 - La pluie

La hauteur des précipitations a été mesurée dans le secteur des quatre sources (Cf. tableau 1.6 et figure 1.25), soit avec un simple vase collecteur placé dans les secteurs d'Orbe (à la pisciculture située en aval de la source), des Mourtès et de Gourgouch (à la pisciculture de Pédéhourat), soit avec un pluviomètre OTT entièrement autonome (d'une capacité maximale de 250 mm) installé sur les bassins versants de l'Ourtau et d'Orbe (Cf. tableau 1.4). Cet appareil est capable de mesurer et d'enregistrer les hauteurs de pluie toutes les minutes grâce à un système électronique de pesée.

L'eau de pluie prélevée toutes les semaines, sur les sites équipés d'un pluviomètre à vase collecteur, a fait l'objet d'analyses chimiques (ions majeurs au laboratoire de l'EGID à Bordeaux).

	Secteur d'Orbe		Secteur des Mourtès	Secteur de l'Ourtau	Secteur de Gourgouch
	Collecteur	Automatique			
Position géographique par rapport à la source	Au nord, à la limite du bassin versant	Au sud, sur le bassin versant	Au nord, sur le bassin versant	Au sud, sur le bassin versant	Au nord en limite du bassin versant
Coordonnées (Lambert II étendu)	X = 349,1 Y = 1 790,8	X = 346,8 Y = 1 790,4	X = 358,8 Y = 1 788,6	X = 365,9 Y = 1 790,8	X = 382,8 Y = 1 790,4
Altitude en m (NGF)	360	565	855	1 000	460

Tableau 1.4 – Caractéristiques des pluviomètres installés dans le secteur d'étude.

4.6.7 - Périodicité des mesures et des prélèvements

Le choix du pas de temps des prélèvements et des mesures sur les quatre sites s'est porté sur une semaine. Les périodes de suivi sont récapitulées dans le tableau 1.5 et le tableau 1.6.

		Nombre de mesures (conductivité, température et pH) et d'échantillons prélevés par mois sur chaque site																											
		2004												2005												2006			
Source	Total échantillons	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A
Fontaine d'Orbe	109	-	4	5	3	4	4	5	4	5	4	4	4	4	4	5	4	4	3	4	4	6	3	3	4	4	3	4	4
Mourtès	96	-	-	3	3	4	4	5	4	5	4	4	4	3	3	3	5	3	2	5	4	5	3	3	2	3	4	4	4
Ourtau	98	-	-	3	3	4	4	5	4	5	3	4	4	3	3	5	4	4	3	4	4	5	3	4	3	2	4	4	4
Gourgouch	100	-	-	2	3	4	4	5	4	5	4	4	4	3	3	4	5	4	3	4	4	6	3	4	3	3	4	4	4

Tableau 1.5 – Récapitulatif du calendrier d'échantillonnage hydrochimique sur les quatre sites.

Sources	Période du suivi hydrochimique	Période d'enregistrement continu des paramètres physico-chimiques	Période de mesure de la pluviosité	
			Pluviomètre collecteur	Pluviomètre automatique
Fontaine d'Orbe	04/02/2004 au 28/04/2006	04/01/2005 au 06/09/2006 (Cond., T°, pH et Turb.).	Février 2004 à juillet 2005 (journalier)	Août 2005 à décembre 2006 (journalier)
Mourtès	10/03/2004 au 28/04/2006	04/08/2005 au 23/09/2006 (Cond., T°, pH et Turb.)	Mai 2005 à février 2006 (hebdomadaire)	-
Ourtau	22/03/2004 au 28/04/2006	07/04/2005 au 08/09/2006 (Cond., T°, pH et Turb.)	-	Mai 2005 à décembre 2006 (journalier)
Gourgouch	24/03/2004 au 28/04/2006	26/08/2005 au 14/12/2005 (Cond., T°)	Janvier 2005 à avril 2006 (hebdomadaire)	-

Tableau 1.6 – Récapitulatif des périodes de mesure et d'échantillonnage sur les quatre sites.

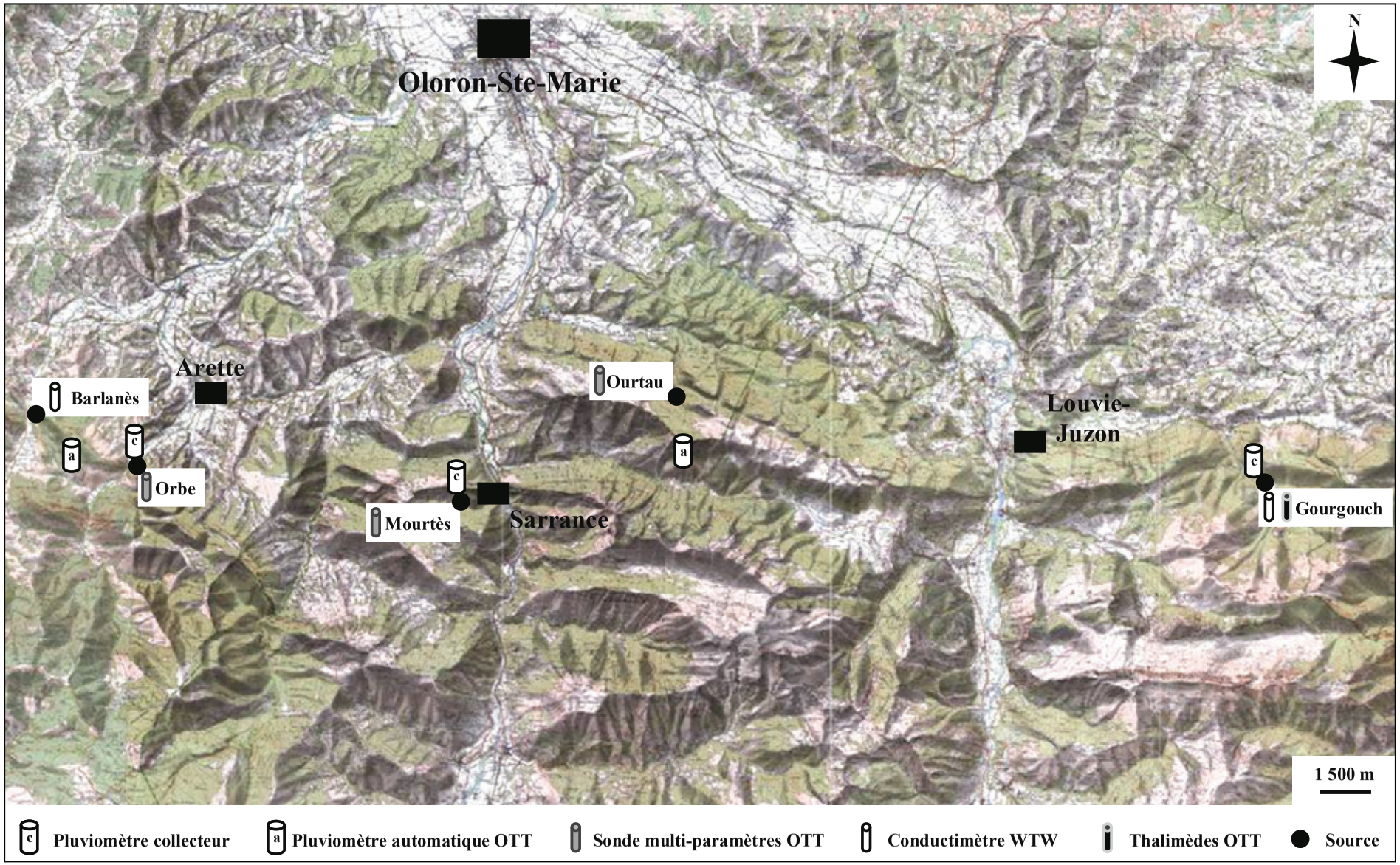


Figure 1.25 – Carte de positionnement des appareils de mesure [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est].

5 – CLIMATOLOGIE DES CHAINONS BEARNAIS

5.1 – Caractéristiques climatiques des chaînons béarnais

Les données de température, de précipitations et d'évapotranspiration potentielle (ou ETP, Cf. § 5.1.3.1 de ce chapitre) utilisées dans ce paragraphe, sont issues des bases de données Météo France disponibles sur le site Internet : **http://www.meteofrance.com**. Les coordonnées géographiques des stations météorologiques dont les données ont été utilisées dans ce paragraphe, sont présentées dans le tableau suivant :

Nom de la station	Indicatif Météo France	Coordonnées géographiques (Lambert II étendu)		Altitude en mètres (NGF)
		X	Y	
Accous	64006001	359,1	1 775,9	495
Arette	64040003	353,1	1 792,9	430
Asson	64068001	387,8	1 795,3	330
Buzy	64157001	372,2	1 796,4	303
Herrère	64261001	364,1	1 800,4	300
Iraty	64316002	325,4	1 787,6	1 327
Laruns (Hourat)	64320003	374,0	1 779,7	523
Lescun	64336004	357,0	1 774,8	907
Lestelle-Bétharram	64339001	392,6	1 794,7	315
Licq-Athérey	64342001	337,0	1 788,2	288
Lourdes	65286003	405,7	1 791,0	400
Oloron	64422004	361,5	1 800,8	235
Pau-Uzein	64549001	377,8	1 822,1	189
Pic du Midi de Bigorre	65059001	421,1	1 772,5	2 880
Trois-Villes	64537001	338,2	1 797,5	216

Tableau 1.7 – Coordonnées géographiques des stations météorologiques utilisées.

5.1.1 – Les précipitations

Les données de la pluviométrie sont essentielles à la compréhension du fonctionnement des aquifères souterrains, la pluie représente en effet ce qu'il est convenu d'appeler le signal d'entrée des systèmes hydrogéologiques, le débit étant le signal de sortie. Les chroniques fournies par

Météo France permettent de dresser un bilan de la pluviosité dans la région des chaînons béarnais. Onze stations météorologiques ont été choisies en fonction de leur répartition géographique régulière le long des chaînons (des frontières du Pays Basque à l'ouest aux limites des Hautes-Pyrénées à l'est).

D'après le bilan pluviométrique présenté (Cf. tableau 1.8), il pleut en moyenne plus de 1 450 mm par an sur la région des chaînons béarnais. Ce chiffre élevé s'explique par le fait de la proximité de l'Océan Atlantique qui amène de nombreuses perturbations et des Pyrénées qui jouent le rôle de barrière climatique. Au cours des vingt cinq dernières années, les années 1985 et 1989 ont été les plus sèches et l'année 1992 la plus humide.

Stations météorologiques	Précipitations annuelles moyennes (mm)	Précipitations annuelles minimales (mm) [*année*]	Précipitations annuelles maximales (mm) [*année*]
Licq-Athérey	1 515	1 044 [*1985*]	1 970 [*1992*]
Trois-Villes	1 311	893 [*1985*]	1 628 [*1981*]
Arette	1 547	1 074 [*1989*]	1 883 [*2002*]
Accous	1 692	1 135 [*1985*]	2 229 [*1992*]
Oloron	1 317	979 [*1989*]	1 602 [*1992*]
Herrère	1 351	1 244 [*1995*]	1 614 [*1996*]
Buzy	1 498	1 065 [*1989*]	1 798 [*2002*]
Laruns	1 676	1 091 [*1989*]	2 429 [*1981*]
Asson	1 325	947 [*1983*]	1 646 [*1980*]
Lestelle-Bétharram	1 307	982 [*1989*]	1 617 [*1980*]
Lourdes	1 488	1 054 [*1989*]	1 826 [*1996*]
Moyenne (mm)	**1 457**		
Médiane (mm)	**1 484**		
Ecart type	**132**		
Coefficient de variation	**9 %**		

Tableau 1.8 - Pluviométrie annuelle moyenne dans la région des chaînons béarnais (de 1980 à 2004).

Le graphe représentant les précipitations (Cf. figure 1.26) et le résumé statistique présenté dans le tableau 1.9 sont calculés à partir des données mensuelles moyennes (de 1980 à 2004) des onze stations météorologiques citées dans le tableau 1.8.

Le climat dans cette région du Sud-Ouest se caractérise par un printemps très pluvieux, particulièrement les mois d'avril et de mai (145 et 136 mm en moyenne) et des étés relativement secs (Cf. tableau 1.9). La pluviométrie aux mois de juin, juillet (le moins pluvieux de l'année, 87 mm en moyenne) et août n'est due qu'à trois ou quatre violents orages dans le mois. Le début et la

fin de l'année calendaire sont également très pluvieux notamment les mois de novembre (145 mm), décembre (le plus pluvieux de l'année, 148 mm en moyenne) et janvier (138 mm). La principale conséquence pour les ressources en eau souterraine de la région est qu'il existe deux grandes périodes de recharge pour les aquifères : le début de l'hiver et la fin du printemps (Cf. § 5.3 de ce chapitre).

Les mois de janvier, de mars et de décembre présentent un cœfficient de variation élevé (14,8 %, 13,0 % et 21,3 %, Cf. tableau 1.9) ainsi qu'un écart relatif positif important (5,2 %, 4,6 % et 4,6 %), l'écart relatif étant défini comme le rapport : $(moyenne - médiane) \div moyenne$. Les précipitations moyennes des mois de janvier, mars et décembre sont donc influencées par quelques valeurs extrêmes fortes à l'inverse du mois d'octobre qui montre également une grande variabilité (coefficient de variation de 13,7 %) mais un écart relatif négatif (– 3,2 %). En revanche, les mois d'été (mis à part le mois de juillet) présentent des coefficients de variation faibles et des écarts relatifs proches de zéro.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	137,6	118,7	112,7	145,5	136,2	99,6	87,4	91,9	101,2	133,6	145,4	147,7
Méd.	130,5	116,5	107,5	148,7	138,6	98,7	87,1	91,7	102,1	137,9	143,1	140,9
Ec. type	20,3	12,7	14,7	13,7	10,8	8,6	10,8	5,9	9,4	18,3	19,1	31,4
Coef. Var.	14,8%	10,7%	13,0%	9,4%	7,9%	8,7%	12,3%	6,5%	9,3%	13,7%	13,1%	21,3%
Min.	117,6	102,1	93,2	125,0	118,2	84,7	66,3	82,0	88,8	107,0	117,7	115,1
Max.	184,7	148,4	140,1	170,6	150,4	118,7	106,5	100,7	120,6	175,4	177,7	220,4
Ec. Rel.	5,2%	1,8%	4,6%	-2,2%	-1,8%	1,0%	0,3%	0,3%	-0,9%	-3,2%	1,6%	4,6%

Tableau 1.9 - Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la région des chaînons béarnais (de 1980 à 2004).
Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif.

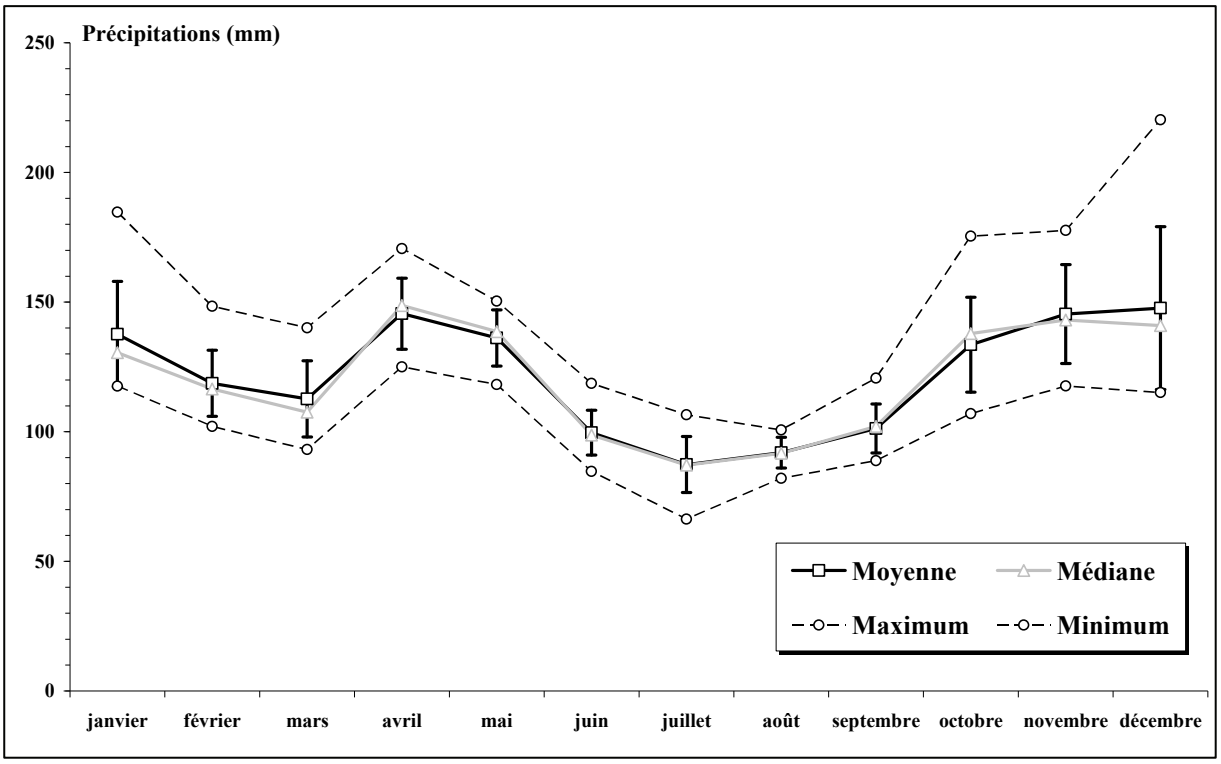


Figure 1.26 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de 11 stations météorologiques situées dans les chaînons béarnais (de 1980 à 2005).

5.1.2 - La température

5.1.2.1 - Température atmosphérique

Le tableau 1.10 et la figure 1.27 présentent les températures atmosphériques mensuelles moyennes dans la région des chaînons béarnais calculées à partir des données provenant des stations de Pau, Oloron-Sainte-Marie, Accous, Lescun, Laruns et Iraty de 1995 à 2005.

Le mois d'août est le plus chaud de l'année (18,7°C en moyenne) et janvier le plus froid (4,9°C en moyenne). A l'instar des précipitations, les températures du mois d'octobre au mois d'avril présentent une très grande variabilité, les coefficients de variation sont en effet compris entre 29,1 % (au mois d'avril) et 47,3 % (au mois de janvier). En revanche, les écarts relatifs sont négatifs tout au long de l'année et sont particulièrement élevés pour les mois d'octobre à avril, marqués par quelques valeurs de température très faibles.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	4,9	5,4	8,1	9,1	13,1	16,5	17,8	18,7	15,4	12,8	7,0	5,3
Méd.	5,3	5,6	8,5	9,4	13,3	16,7	18,0	18,8	15,6	13,1	7,2	5,6
Ec. type	2,3	2,4	2,5	2,6	2,6	2,4	2,5	2,3	2,4	2,4	2,4	2,2
Coef. Var.	47,3%	44,7%	30,5%	29,1%	19,7%	14,3%	13,8%	12,2%	15,6%	18,8%	33,9%	40,8%
Min.	1,6	2,2	4,4	5,0	8,9	12,5	13,6	15,1	11,7	9,2	3,5	2,3
Max.	7,7	8,3	10,7	12,2	16,2	19,3	20,5	21,4	18,2	15,5	9,8	7,9
Ec. Rel.	-6,5%	-2,7%	-5,2%	-3,1%	-1,5%	-1,3%	-1,3%	-0,5%	-1,0%	-2,6%	-3,0%	-4,4%

Tableau 1.10 – Résumé statistique des températures mensuelles dans la région des chaînons béarnais (de 1995 à 2005).
Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif.

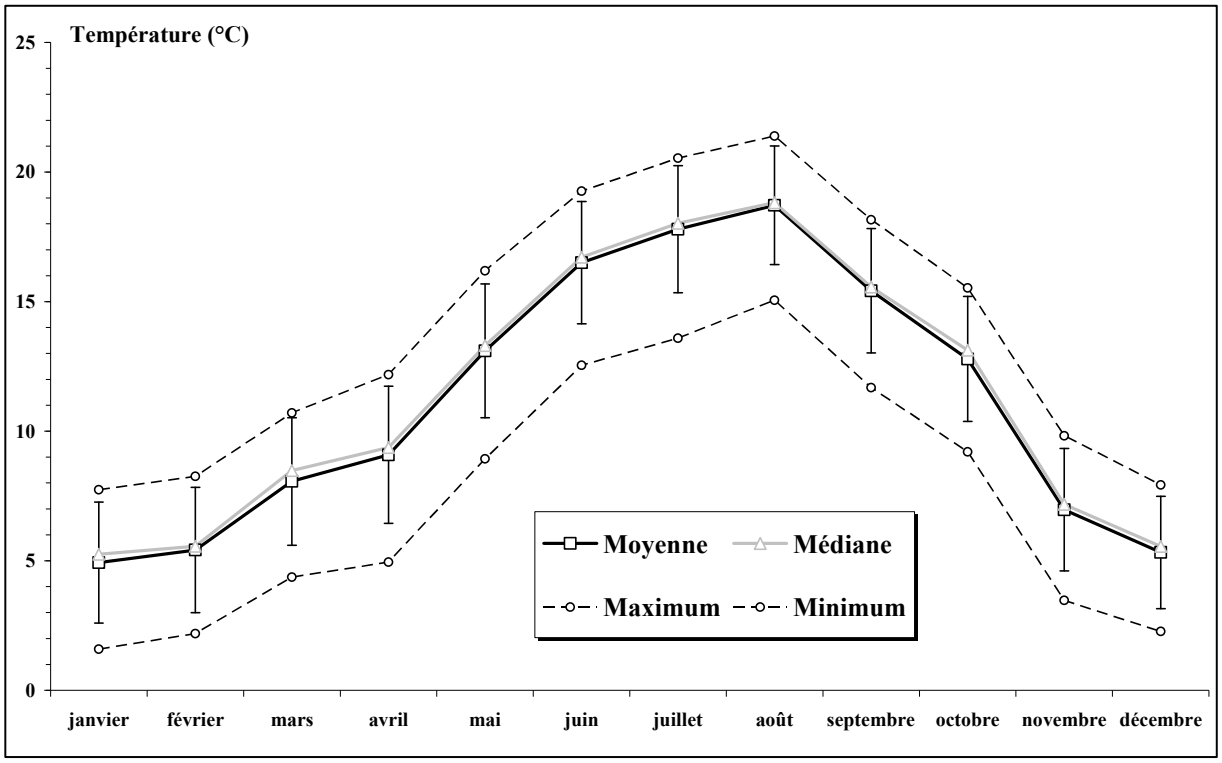


Figure 1.27 - Températures mensuelles moyennes calculées à partir de six stations météorologiques situées dans les chaînons béarnais de 1995 à 2004.

Les valeurs moyennes de température et des précipitations des mois d'hiver et de printemps sont donc très variables et influencées par des températures extrêmes faibles et quelques valeurs de précipitations fortes. Le climat des chaînons béarnais est donc caractérisé par des hivers doux et des printemps humides. Dans cette région tempérée, il est question de climat océanique atténué [**http://www.meteofrance.com**].

5.1.2.2 – Calcul du gradient température atmosphérique/altitude

Le gradient thermique en fonction de l'altitude dans la région des chaînons béarnais a pu être calculé à partir des températures atmosphériques moyennes annuelles (de 1995 à 2005) de six stations météorologiques de la région (Cf. figure 1.28) et s'établit à : - 0,54°C/100 m.

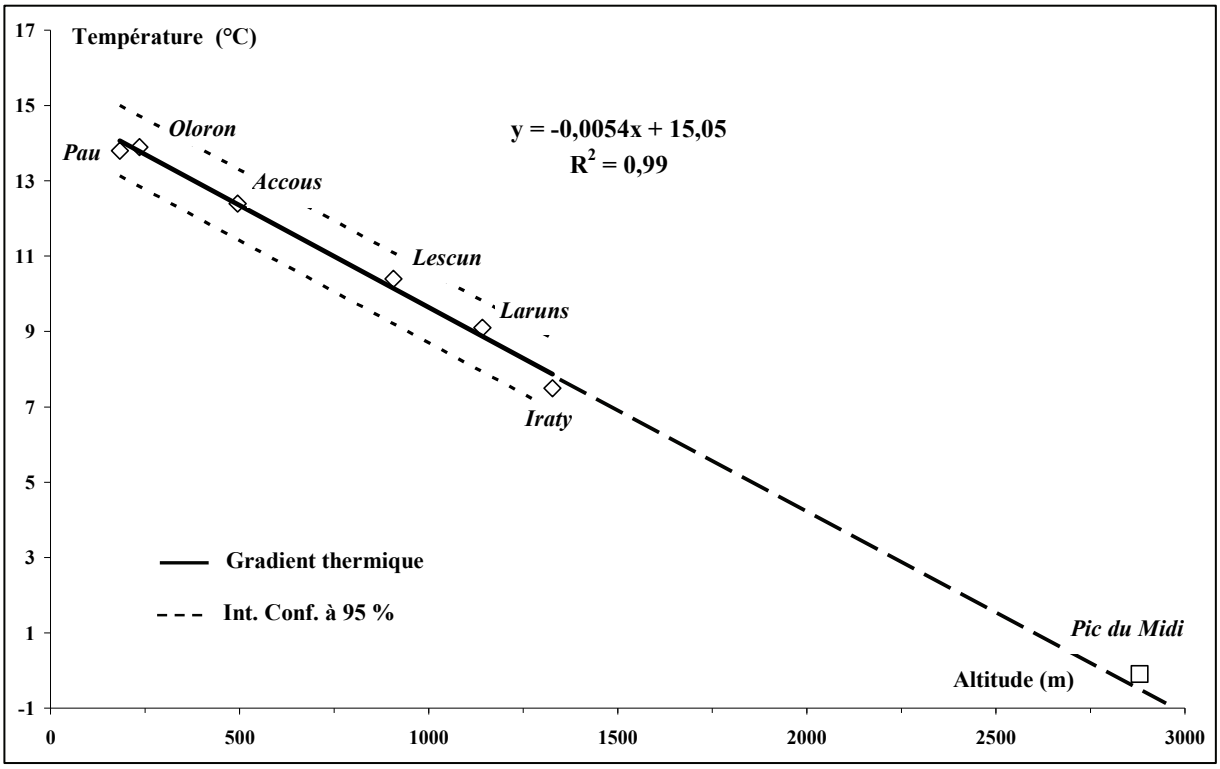


Figure 1.28 – Gradient température/altitude calculé à partir de six stations météorologiques situées dans les Pyrénées basco-béarnaises.

Le coefficient de détermination de la droite de régression caractérisant le gradient est égal à 0,99 (Cf. figure 1.28) et l'indépendance des variables *altitude* et *température atmosphérique* est rejetée de façon très hautement significative selon le test de l'hypothèse nulle H_0 ($F_{alt,\ T°} = 400,2$ et $F_{théorique} = 10,9$ pour un risque de 0,001). A titre de comparaison, cette valeur de gradient est équivalente à celle calculée dans le Nord de la Provence [Malzieu, 1987 ; Reynaud, 2000] : - 0,53 °C / 100 m et un peu plus élevée que dans la région Sud-Est [Mudry, 1987] : - 0,64°C / 100 m. D'après la figure 1.28, le point représentant la température annuelle moyenne au Pic du Midi de Bigorre (calculée sur la période 1995-2005) se situe dans le prolongement de la droite de régression calculée à partir des six stations, la relation *altitude / température atmosphérique* déterminée (- 0,54 °C/100 m) peut donc s'étendre à des altitudes bien plus élevées.

5.1.2.3 - Calcul du gradient température de l'eau / altitude

Les études sur les aquifères karstiques ont établi qu'en général la température moyenne d'une source est égale à la température moyenne annuelle de l'air à l'altitude d'émergence de cette source [Lastennet, 1994]. A partir de données (moyennes annuelles de la température de l'eau) portant sur 64 sources de la région des chaînons béarnais, provenant de la base de données du cabinet CETRA et du site internet **http://sigesaqi.brgm.fr**, le gradient thermique des eaux souterraines dans ce secteur a été défini (Cf. figure 1.29) : - 0,51 °C/100 m. Le choix des sources s'est limité à celles dont le nombre de données disponibles étaient supérieures à 20. Le coefficient de détermination de la droite de régression est égal à 0,68 et l'indépendance des variables *altitude* et *température atmosphérique* est rejetée de façon très hautement significative (selon le test de l'hypothèse nulle). La valeur moyenne du gradient thermique des eaux souterraines est supérieure à celle du gradient thermique atmosphérique (Cf. § 5.1.2.2 de ce chapitre) du fait des interactions eau/roche.

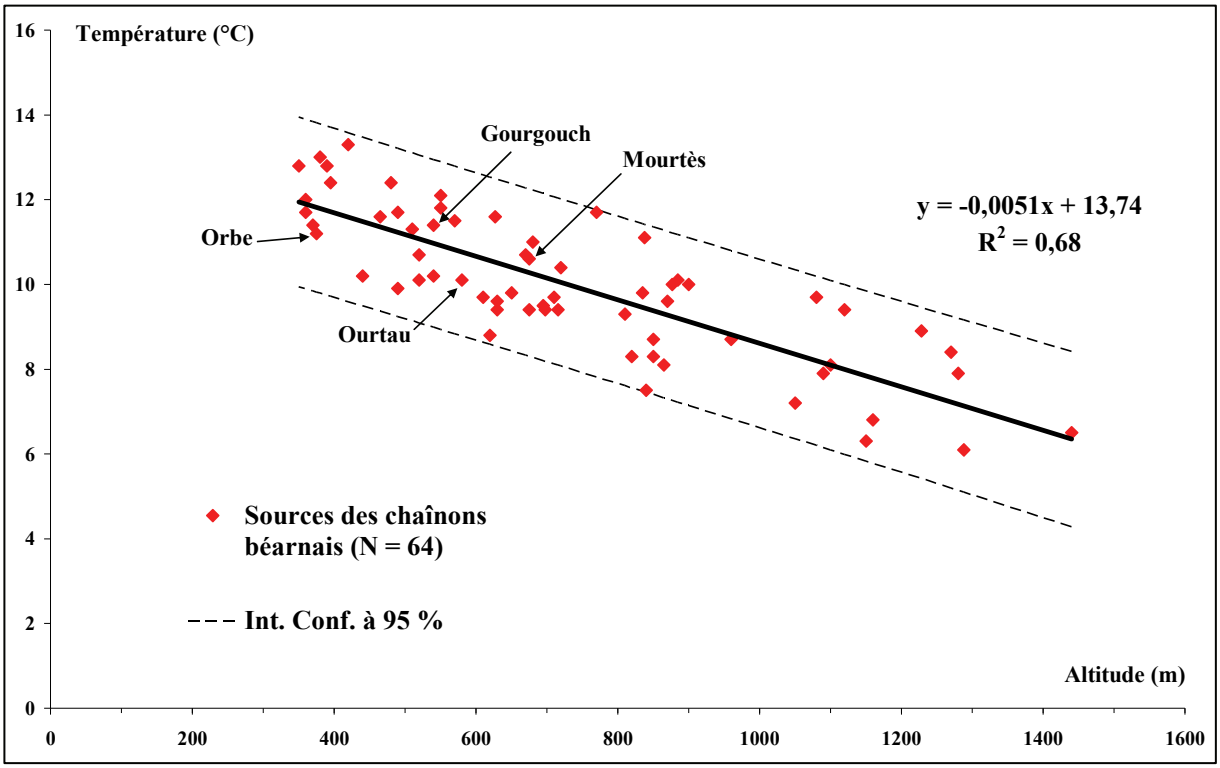


Figure 1.29 – Gradient thermique de l'eau dans les aquifères carbonatés des chaînons béarnais.

Les points représentant la température des eaux d'Orbe et de l'Ourtau sont situés légèrement en-dessous de la droite de régression (le résidu est égal à $T_{mesurée} - T_{calculée}$ soit 0,62 °C pour Orbe et 0,67 °C pour l'Ourtau), c'est-à-dire une eau plus froide que la moyenne à altitude égale. Les systèmes de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau ainsi qu'une majorité des systèmes hydrogéologiques des chaînons béarnais sont en outre de nature karstique. Lors des périodes de

crue, la température de l'eau à un exutoire karstique a tendance à chuter influençant ainsi la valeur de la température moyenne annuelle de l'eau. Ceci est dû en partie aux infiltrations rapides des eaux de pluie (« froides ») dans le système et en partie à d'importants volumes d'eau stockés dans des systèmes karstiques annexes situés plus en altitude (donc plus « froides ») qui vont se vidanger et faire diminuer brutalement la température de l'eau à l'émergence.

En revanche, les points représentant les systèmes de Mourtès et de Gourgouch se situent au-dessus de la droite, traduisant des eaux plus chaudes que la moyenne à altitude égale (résidus est égal à 0,32 °C pour Mourtès et 0,43 °C pour Gourgouch). Les paramètres physico-chimiques de ces deux sources, stables tout au long de l'année, sont caractéristiques d'aquifères carbonatés fissurés.

Afin de vérifier l'hypothèse selon laquelle les points représentant les systèmes karstiques seraient situés systématiquement en-dessous de la droite du gradient thermique régional (Cf. figure 1.29), les sources ayant un résidu négatif (température de l'eau « plus chaude » que le modèle) et positif (température de l'eau « plus froide » que le modèle) ont été traitées séparément. La figure 1.30 présente les droites de régression des points représentant les sources à résidus négatifs (en gris sur le graphe) et les sources à résidus positifs (en noir sur le graphe).

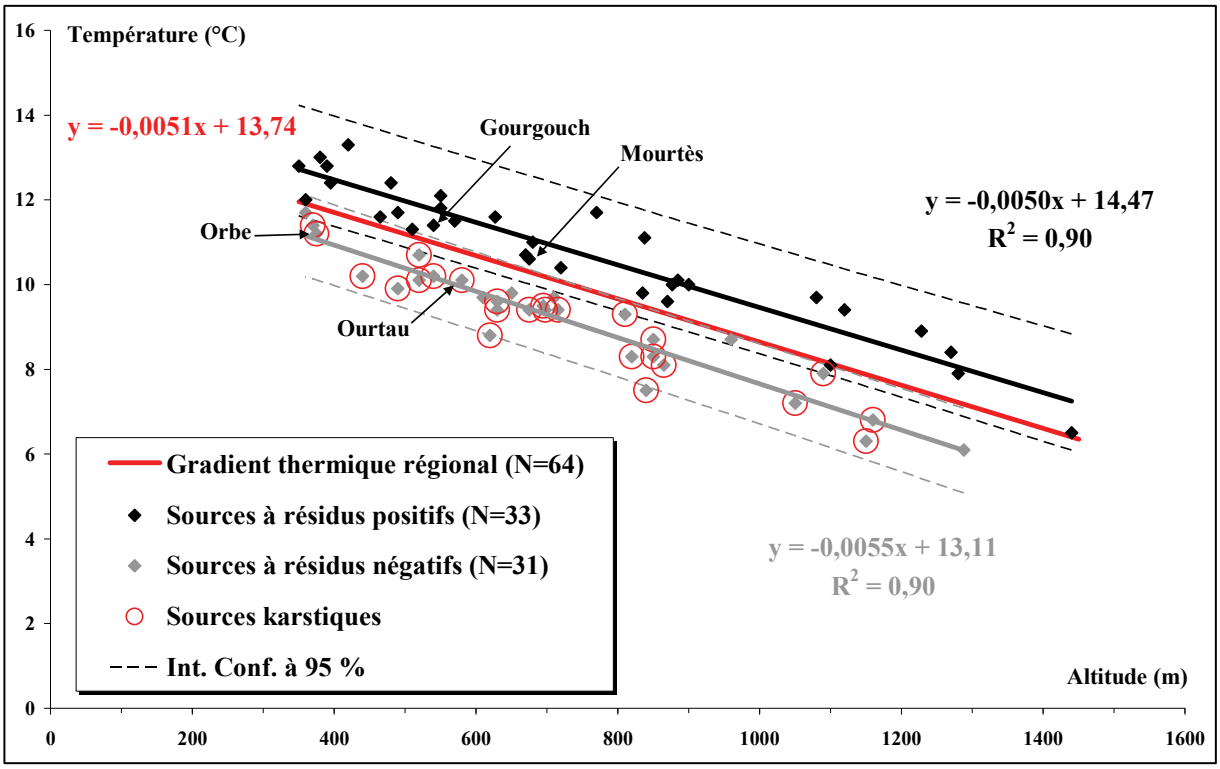


Figure 1.30 - Gradients thermiques de l'eau dans les aquifères karstiques et carbonatés fissurés des chaînons béarnais.

Les deux gradients de température obtenus sont -0,50 °C/100 m pour les sources ayant un résidu positif et - 0,55 °C/100 m pour les sources ayant un résidu négatif. Par ailleurs, les sources identifiées comme étant de nature karstique (27 sur les 31 sources ayant un résidu négatif) et signalées par un cercle rouge sur la figure 1.30, se situent toutes sous la droite représentant le gradient thermique régional (défini en figure 1.29). Ainsi, l'eau des sources karstiques serait caractérisée par un gradient thermique de -0,55 °C/100 m, proche du gradient thermique atmosphérique déterminé au paragraphe précédent comme étant égal à -0,54 °C/100 m. Cette remarque est cohérente avec le fait que le temps de séjour des eaux circulant au sein des systèmes karstiques est généralement très court, la durée des échanges thermiques eau/roche est en conséquence réduite et la température de l'eau émergeant de ce type d'aquifère est proche de la température atmosphérique.

5.1.3 – L'évapotranspiration

5.1.3.1 - Définition de l'évapotranspiration

L'évaporation (de l'eau du sol) et la transpiration (par les plantes), ou phénomène d'évapotranspiration, se traduisent par la transformation de l'eau liquide en eau gazeuse et jouent un rôle majeur dans le cycle de l'eau, tant à l'échelle de la planète qu'à celle d'un bassin versant (Cf. tableau 1.11).

Echelle spatiale	Précipitations	Evapotranspiration	Proportion d'eau évaporée
Planète	116 000 km^3	72 000 km^3	62%
Zone climatique	49 000 km^3	27 000 km^3	57%
Bassin versant	$2,2.10^6$ m^3	$1,2.10^6$ m^3	55%

Tableau 1.11 – Importance de l'évapotranspiration à différentes échelles spatiales [adapté de Musy et Higy, 2004].

L'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à estimer et il existe une grande variété de méthodes pour la mesurer. Suivant les objectifs de l'étude, certaines méthodes sont plus appropriées que d'autres du fait de leur coût ou de leur meilleure adaptation à des échelles de temps et d'espace données. Il existe deux types d'approche parmi les modèles d'estimation de l'évapotranspiration :

- ⇨ approche *empirique* : méthode basée sur le coefficient cultural et une estimation de l'évapotranspiration d'une culture de référence et le bilan hydrique du sol,

⇨ approche *analytique ou physique* : modèle combiné basé sur le bilan énergétique et le transfert de masse tels que l'équation de Penman-Monteith (Cf. équation 1.1).

D'un point de vue pratique, ces méthodes ont été établies sur des zones et des cultures bien particulières. Ainsi leur extrapolation à certaines conditions climatiques nécessite parfois quelques ajustements ; la relation proposée par Blaney et Criddle en 1970 (Cf. équation en annexe n°2) permet une estimation de l'évapotranspiration pour les régions arides ou semi-arides mais la surestime pour des climats tempérés, dans ce type de climat la formule de Turc établie en 1961 (Cf. équation en annexe n°2) est par exemple plus adaptée. La figure 1.31 illustre les variations des quantités mensuelles évapotranspirées déterminées selon différentes méthodes de calcul sur une prairie de 20 cm de hauteur et pour laquelle les paramètres météorologiques et culturaux sont parfaitement connus. Les différences des valeurs calculées par les méthodes de Penman-Monteith, Turc et Thornthwaite (dont le calcul est basé sur un indice thermique mensuel, Cf. annexe n°2), se situent principalement du mois d'avril au mois de septembre, période au cours de laquelle l'évapotranspiration est la plus forte.

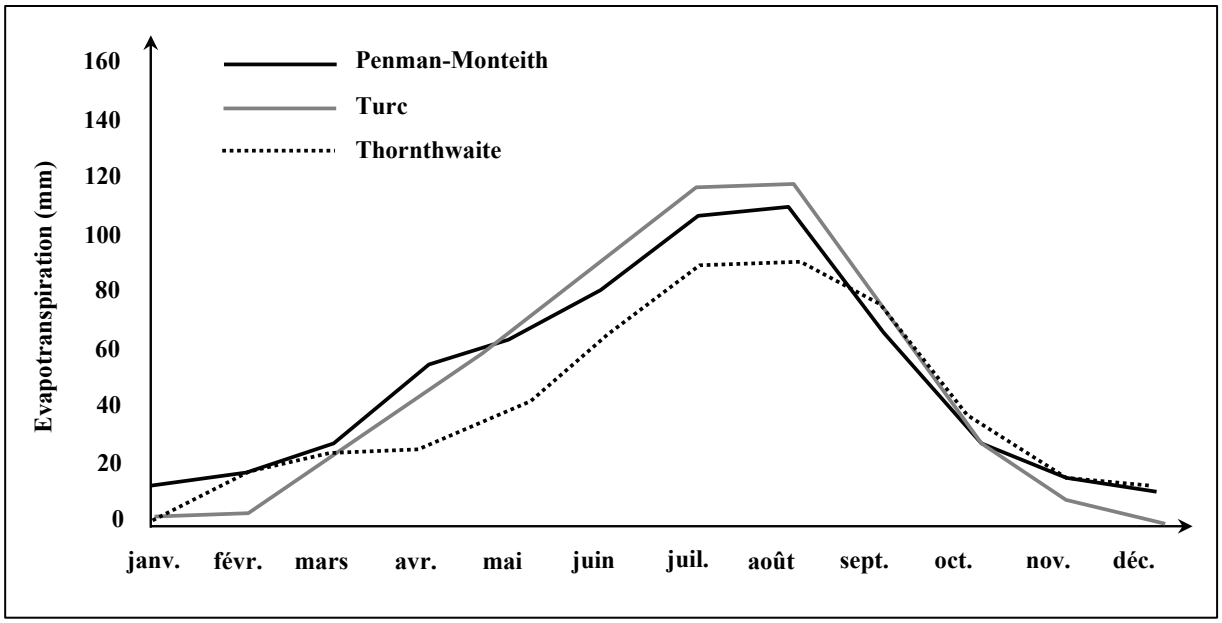


Figure 1.31 – Exemple de l'évolution des valeurs mensuelles d'évapotranspiration sur un site d'étude déterminées par différentes méthodes [tiré de Musy et Higy, 2004].

Penman en 1948 fut le premier à proposer un modèle combinant la théorie aérodynamique et les bilans d'énergie pour le calcul de l'évapotranspiration. La formule de Penman-Monteith (1981), adaptée de l'équation de Penman (Cf. annexe n°2), constitue l'approche la plus complète du processus d'évapotranspiration car elle inclut la physiologie de la plante par l'intermédiaire de la résistance de surface, ou résistance de la canopée.

$$ET_0 = \frac{R_n \cdot \Delta + \frac{\rho \cdot c_p \cdot \delta e}{r_a}}{\lambda\left[\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)\right]}$$

Équation 1.1 – Formule de Penman-Monteith.

où ET_0 est l'évapotranspiration de référence (mm/s), R_n le rayonnement net (W/m²), Δ la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa/C°), ρ la densité de l'air à pression constante, c_p la capacité thermique de l'air humide (kJ/kg/C°), δe la différence entre la pression de vapeur saturante e_s (kPa) et la pression de vapeur effective de l'air e_a (kPa) ($\delta e = e_s - e_a$), r_a la résistance aérodynamique (s/m), r_c la résistance de la canopée (ou résistance de surface), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg) et γ la constante psychrométrique (kPa/C°).

Il est important de noter que l'évapotranspiration de référence (ET_0) est depuis longtemps considérée comme une évaporation dite potentielle (ETP). Pourtant, d'un point de vue physique, cette terminologie pose problème car le qualificatif « potentielle » ne peut s'appliquer à une évapotranspiration calculée à partir de mesures faites dans des conditions météorologiques non « potentielles » (ou théoriques) [Lhomme, 1997] ; les données recueillies auprès de Météo France étant des valeurs d'« ETP », ce terme sera toutefois conservé dans ce mémoire pour éviter toute confusion.

Les données disponibles sur le site de Météo France, généralement destinées aux professionnels du milieu agricole, donnent l'évapotranspiration potentielle calculée à partir l'équation de Penman-Monteith (Cf. équation 1.1).

5.1.3.2 – L'ETP dans les chaînons béarnais

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle proposées dans le tableau 1.13 et sur la figure 1.32 sont calculées à partir de dix points de mesures répartis de manière homogène sur la région des chaînons béarnais (Cf. tableau 1.12) au cours des années 2004 et 2005.

Point de mesure		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Coordonnées Lambert II étendu	X	347,81	348,36	358,02	358,54	368,22	368,72	378,43	378,91	388,63	389,10
	Y	1 782,41	1 796,32	1 782,02	1 795,92	1 781,64	1 795,55	1 781,28	1 795,19	1 780,94	1 794,84
Altitude (mètre NGF)	Z	1 200	365	510	440	1 365	305	1 160	395	1 005	310

Tableau 1.12 – Coordonnées géographiques des points de mesure de l'ETP dans la région des chaînons béarnais (source Météo France).

En moyenne, l'évapotranspiration potentielle au mois de janvier est la plus faible (33,3 mm) et au mois de juin la plus forte (145,3 mm). Les mois d'automne et d'hiver présentent une grande variabilité et plus particulièrement le mois de janvier dont le coefficient de variation est égal à 44,2 % et l'écart relatif à 7,4 %. Les valeurs d'évapotranspiration potentielle des mois d'été sont en revanche beaucoup moins variables (les coefficients de variation sont compris entre 13,2 % et 14,7 %). Les bilans hydrologiques annuels du secteur d'étude auxquels les valeurs d'évapotranspiration sont nécessaires, sont établis au paragraphe 5.3 (Cf. tableau 1.19).

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	33,3	31,6	66,0	77,5	109,7	145,3	141,0	121,3	86,0	85,6	44,9	34,6
Méd.	30,9	31,5	67,9	76,5	105,3	142,0	139,7	117,7	84,9	87,5	45,6	33,3
Ec. type	14,7	4,3	17,7	15,7	20,3	19,1	19,8	16,3	12,7	14,5	10,7	7,0
Coef. Var.	44,2%	13,5%	26,8%	20,3%	18,5%	13,2%	14,1%	13,4%	14,7%	17,0%	23,8%	20,4%
Min.	13,0	24,6	40,2	52,3	77,3	112,8	108,7	97,0	61,9	57,6	24,7	22,7
Max.	63,6	41,1	91,5	111,8	155,2	188,6	181,0	162,9	114,9	110,3	60,8	48,6
Ec. Rel.	7,4%	0,3%	-2,9%	1,2%	4,0%	2,3%	0,9%	3,0%	1,3%	-2,3%	-1,4%	3,7%

Tableau 1.13 – Valeurs statistiques de l'ETP mensuelle dans la région des chaînons béarnais (de 2004 à 2005).

Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif.

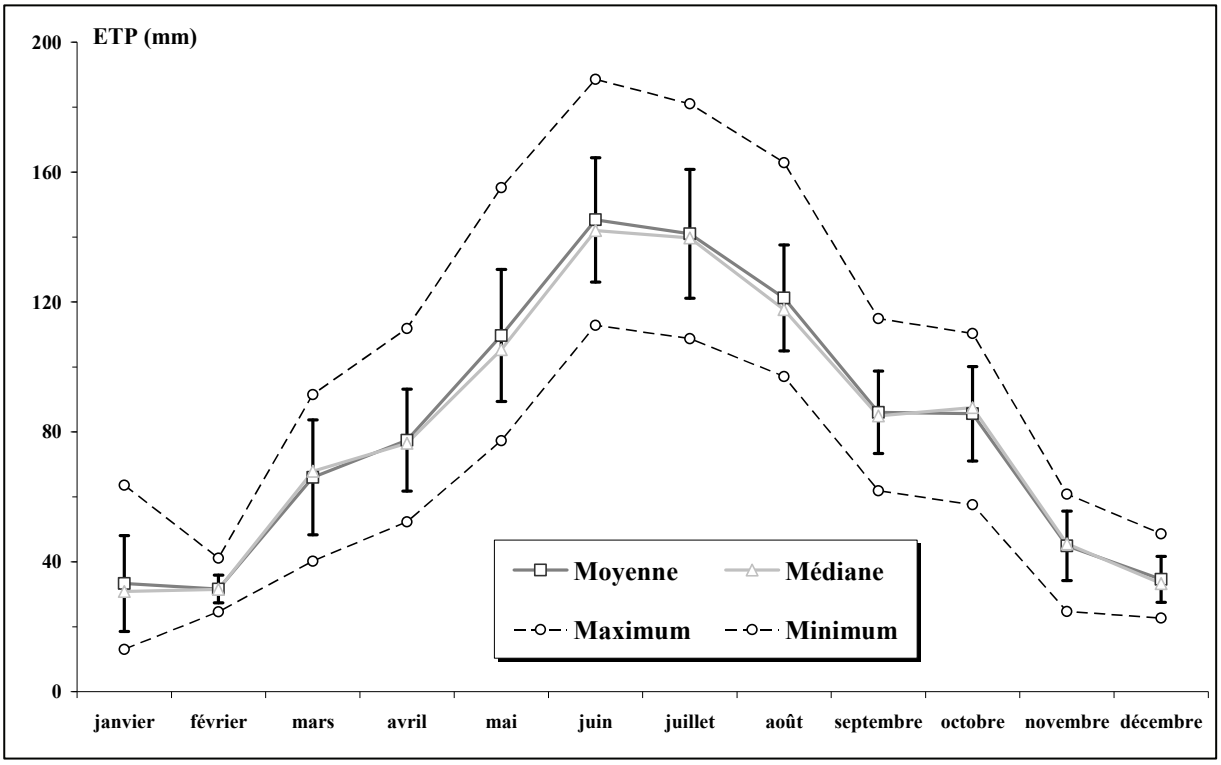


Figure 1.32 – Evapotranspiration mensuelle moyenne calculée à partir de dix points de mesure répartis dans les chaînons béarnais de 2004 à 2005.

5.2 – Evolution climatique

5.2.1 – Contexte global

Depuis 50 ans, l'homme modifie la composition de l'atmosphère et renforce l'effet de serre en émettant gaz carbonique (la grande majorité étant liée aux énergies fossiles), méthane et autres composés absorbant le rayonnement infrarouge émis par la Terre. Ces modifications résultent des activités humaines : industrie, agriculture et déforestation. En 2001, les derniers résultats rassemblés par le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC), créé en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE), prévoient un réchauffement de la planète de 1,4 à 5,8°C et concluent que la majeure partie (66 % exactement) du réchauffement des cinquante dernières années résulte des activités humaines.

Ce phénomène, qui s'accélère depuis 1975, aura des conséquences directes d'une part, comme la hausse générale du niveau marin, l'accentuation de l'intensité et de la fréquence des phénomènes climatiques extrêmes (impliquant eux-mêmes : inondations, glissements de terrain, etc.) et indirectes d'autre part, modifications des périodes de sécheresse et d'humidité. L'augmentation de la température atmosphérique pose donc de réels problèmes

environnementaux [Houghton et *al.*, 1990 ; Ye, 1992] et particulièrement pour la gestion des ressources en eau souterraine [Waggoner, 1990 ; Alley, 2001 ; Ma et *al.*, 2004]. Le renouvellement des stocks des aquifères souterrains est dépendant des périodes de recharges hivernales et printanières. Un accroissement significatif de la température pourrait entraîner une augmentation de l'évapotranspiration et donc une diminution de la quantité d'eaux météoriques infiltrées.

Svante Arrhénius, chimiste suédois de la fin du XIXème siècle, annonce en 1896 *qu'en brûlant du charbon les hommes vont réchauffer la planète par un effet de serre renforcé* [Arrhénius, 1896]. Plus d'un siècle après (2002), les 15 pays membres de l'Union Européenne (et 157 pays au total) ratifient le protocole de Kyoto (né de la convention signée en 1997) et s'engagent à réduire leurs émissions de gaz à effet de serre d'ici 2012 (de 5,9 % par rapport à 1990). Les Etats-Unis, le pays du monde qui rejette la plus grande quantité de gaz carbonique dans l'atmosphère, n'ont toujours pas adhéré au protocole de Kyoto…

Le paragraphe qui suit, décrit l'évolution de la température atmosphérique, des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle des cinquante dernières années dans la région des chaînons béarnais, en s'appuyant sur la base de données des stations météorologiques de Pau-Uzein, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous (Cf. tableau 1.8).

5.2.2 – Evolution de la température dans les chaînons béarnais depuis 50 ans

5.2.2.1 – Interprétation des données des stations météorologiques d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie

Les données présentées sur la figure 1.33 montrent l'évolution de la température atmosphérique annuelle depuis une cinquantaine d'années pour les stations météorologiques de Pau-Uzein (données disponibles depuis 1954), d'Oloron-Sainte-Marie (données disponibles depuis 1964) et d'Accous (données disponibles depuis 1952). La situation géographique des trois stations, l'une en plaine au nord (Pau, 189 m), l'autre en bordure nord des chaînons béarnais et au pied des Pyrénées (Oloron, 235 m) et la dernière plus au cœur de la chaîne pyrénéenne et en limite sud des chaînons (Accous, 495 m), va permettre de se faire une idée sur l'évolution de la température dans la région.

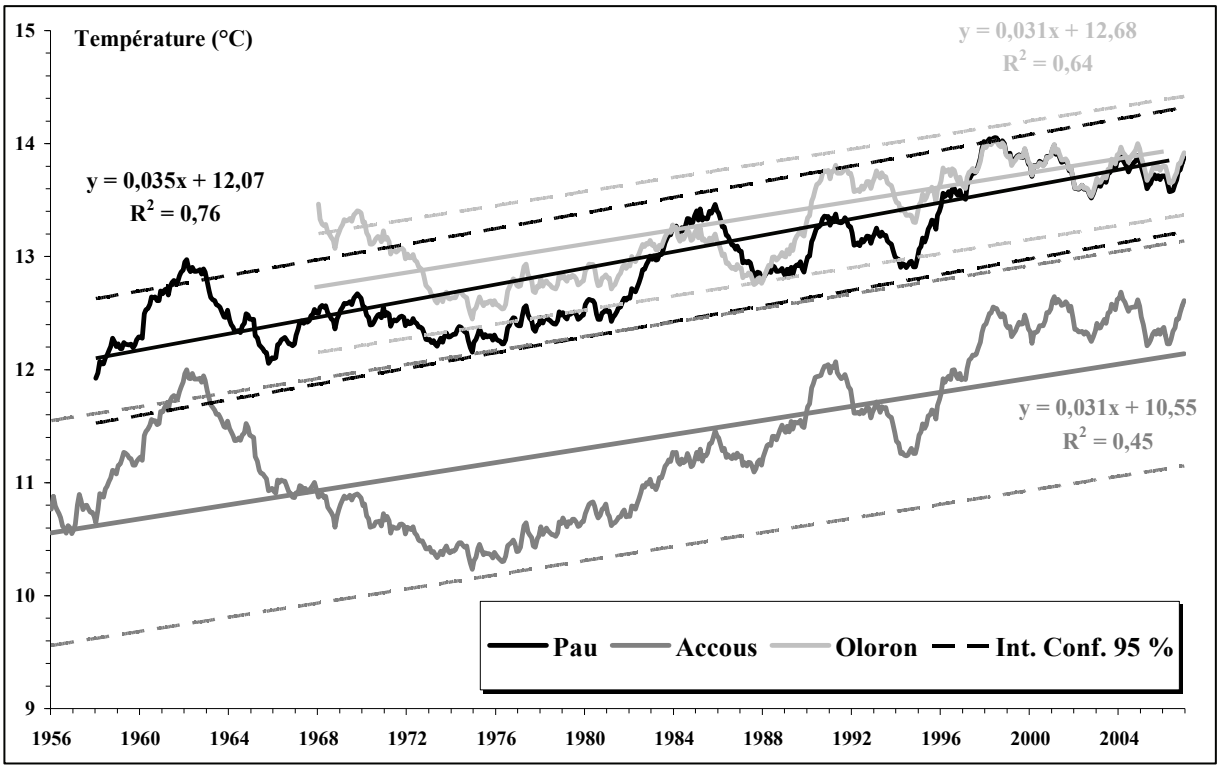


Figure 1.33 – Evolution de la température atmosphérique moyenne annuelle (moyenne lissée sur quatre ans, N-4) de 1956 à 2006 aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous.

Les moyennes présentées sur les graphes sont lissées sur une période de quatre ans, la valeur affectée à l'année N étant la moyenne calculée à partir des (N−4) années. Les droites de régression sont calculées à partir des valeurs de moyenne glissante et sont encadrées d'un intervalle de confiance de 95 %. Les coefficients de détermination des droites de régression sont de 0,76 pour Pau, de 0,64 pour Oloron-Sainte-Marie et de 0,45 pour Accous et l'indépendance des variables *temps* et *température* est rejetée de façon très hautement significative selon le test de l'hypothèse nulle H_0 pour l'ensemble des droites.

L'allure générale de l'évolution de la température atmosphérique est assez comparable d'une station à l'autre et montre une tendance générale à l'augmentation depuis les années 50 aux stations de Pau (+ 0,035 °C/an soit 1,8 °C sur 50 ans) et d'Accous (+ 0,031 °C/an soit 1,6 °C sur 50 ans) et depuis les années 60 à Oloron (+ 0,031 °C/an soit 1,2 °C depuis 40 ans).

Les courbes de Pau et d'Oloron s'entrecroisent indifféremment jusqu'à la fin des années 90, à partir de ce moment elles se confondent parfaitement. L'évolution de la température est toutefois beaucoup plus contrastée à Accous, où la température est logiquement plus basse du fait de la différence d'altitude des stations. L'évolution de la température depuis la fin des années 50 jusqu'au milieu des années 70 montre une baisse importante, notamment à la station d'Accous (-1,8 °C). En revanche, à partir de cette période et jusqu'à aujourd'hui la température enregistrée

aux trois stations n'a cessé d'augmenter. En effet, les spécialistes du climat parlent de l'accélération du phénomène de réchauffement global depuis 1975 (source GIEC).

La figure 1.34 montre l'évolution de la température (moyenne lissée sur 4 ans) aux trois stations depuis 1974. Les droites de régression (l'hypothèse de l'indépendance des variables est à rejeter de façon très hautement significative pour les trois séries de données) montrent clairement une tendance des températures à la hausse plus forte depuis trente ans : une augmentation de 0,052 °C/an à Pau soit 1,6 °C en 30 ans, de 0,046 °C/an à Oloron-Sainte-Marie soit 1,4 °C en 30 ans et de 0,074 °C/an à Accous soit 2,2 °C en 30 ans. En comparaison, la température moyenne mondiale a augmenté de 0,6 °C depuis un siècle [BRGM, 2006].

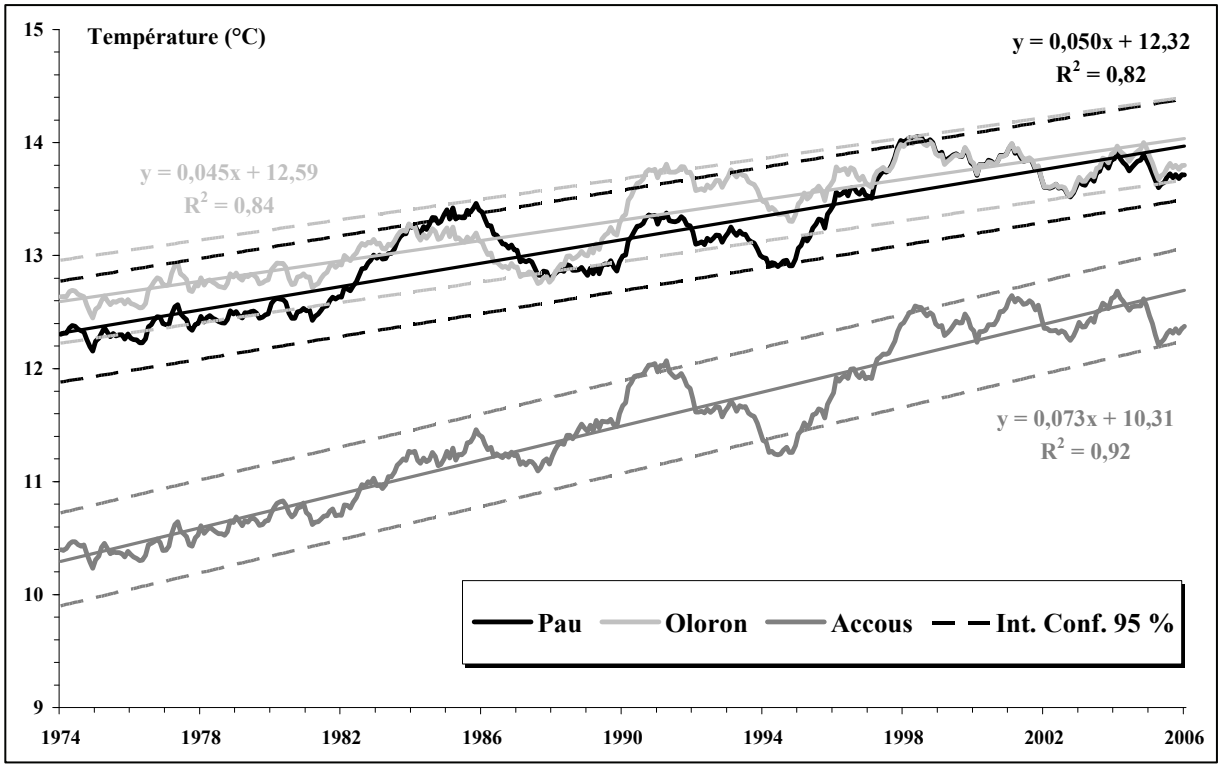


Figure 1.34 – Evolution de la température atmosphérique moyenne annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) depuis 1974 aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous.

Les figures 1.35, 1.36 et 1.37 présentent la distribution des fréquences des températures annuelles moyennes aux stations de Pau (Cf. figure 1.35), d'Oloron (Cf. figure 1.36) et d'Accous (Cf. figure 1.37). Les fréquences relatives ($\mathbf{f_{rel}}$) d'une série statistique comprenant x_i valeurs (de température dans ce cas) sont définies par la relation suivante :

$$\mathbf{f_{rel}(x_i) = \frac{f_{abs}(x_i)}{N}}$$

avec $\mathbf{f_{abs}(x_i)}$: fréquences absolues, le nombre de fois où la valeur x_i est prise et $\mathbf{N = \sum f_{abs}(x_i)}$: taille de l'échantillon.

Les graphes (Cf. figure 1.35, 1.36 et 1.37) illustrent parfaitement les observations précédentes, à savoir que les cinq premières années du XXIème siècle sont parmi les plus « chaudes » depuis 50 ans. Aux trois stations météorologiques, les températures moyennes des années 2003 et 2006 sont deux des trois plus élevées jamais enregistrées depuis un demi-siècle, 2006 étant même l'année la plus chaude à Accous.

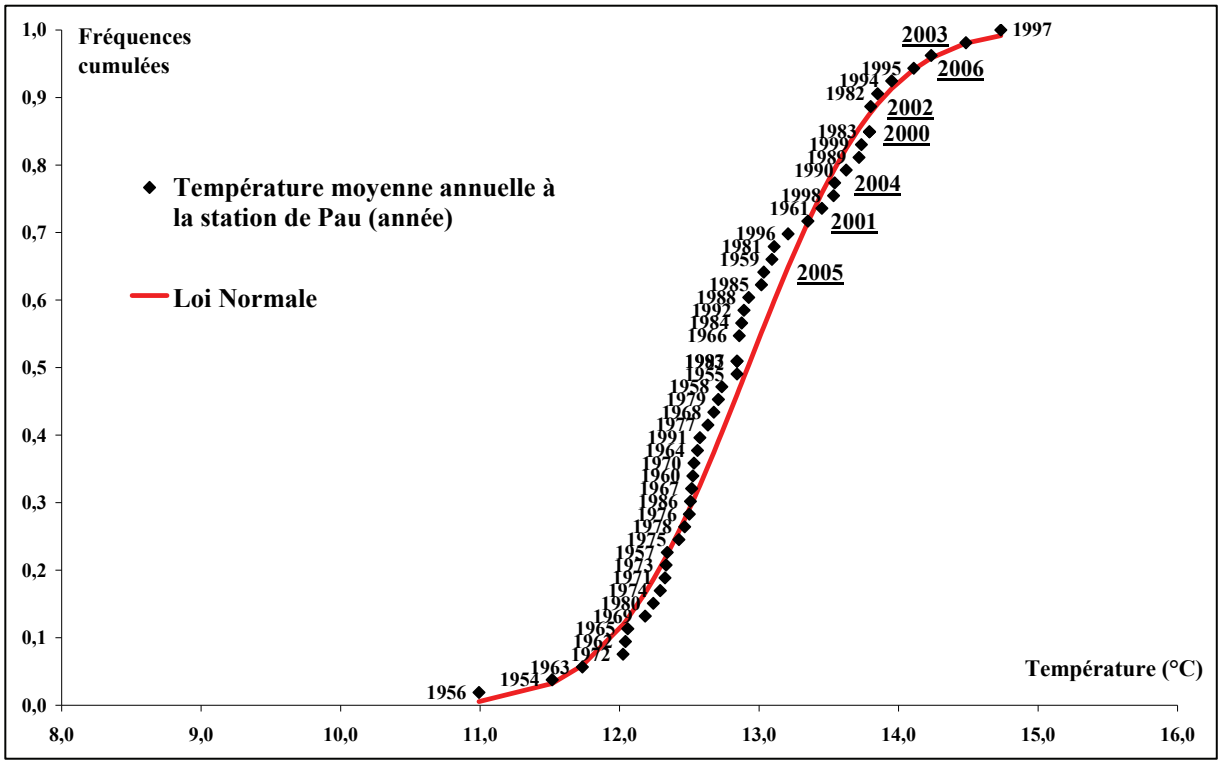


Figure 1.35 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1954 à la station météorologique de Pau.

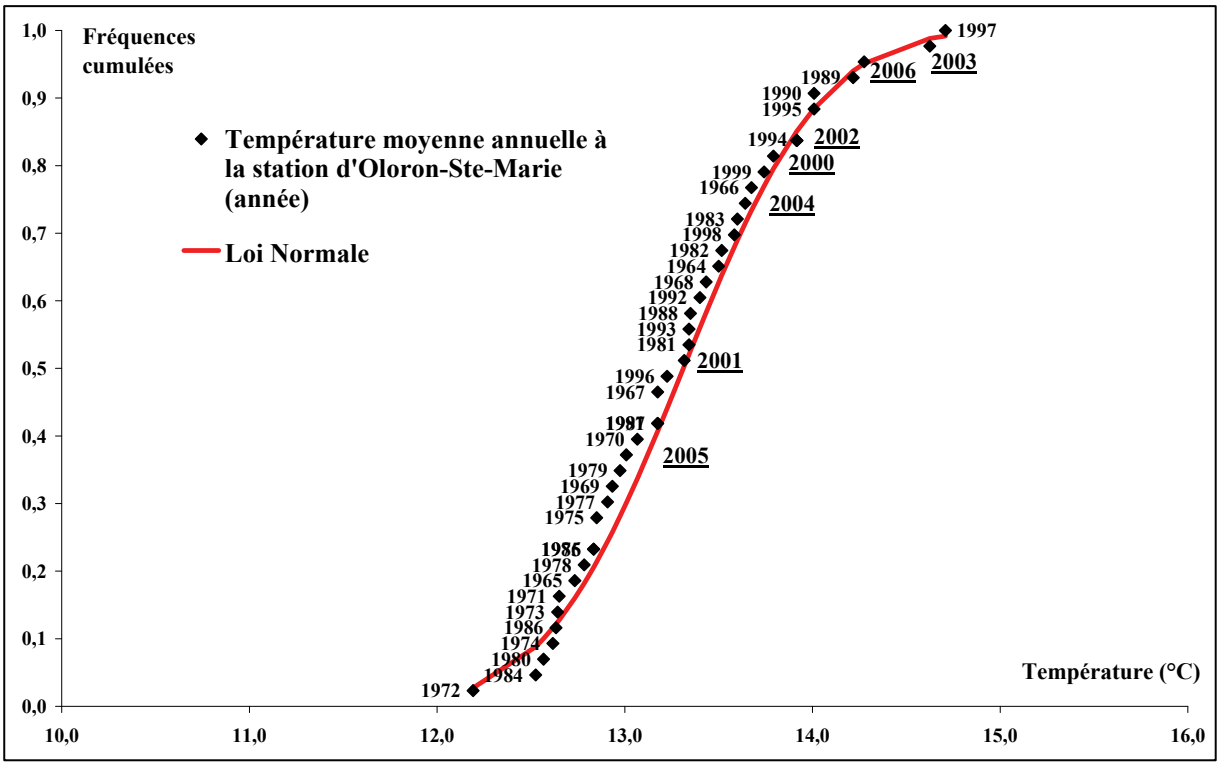


Figure 1.36 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1964 à la station météorologique d'Oloron-Ste-Marie.

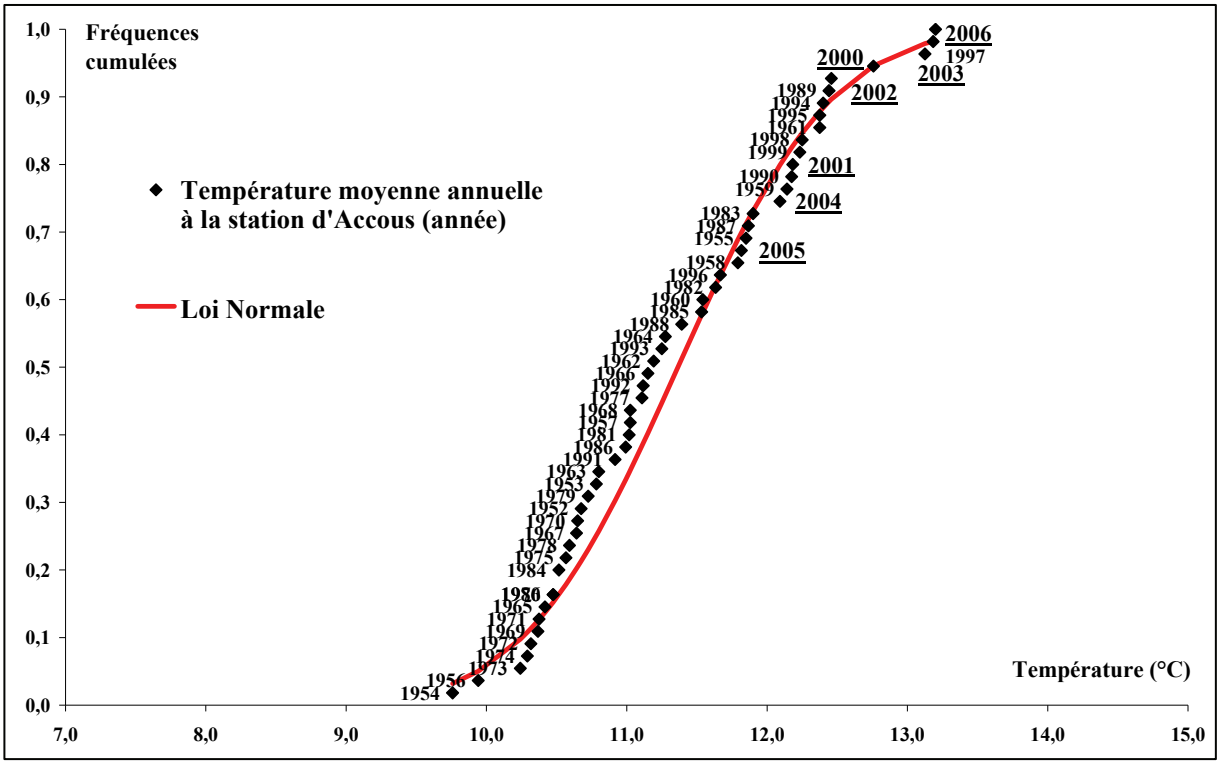


Figure 1.37 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1952 à la station météorologique d'Accous.

5.2.2.2 - Analyse statistique des températures mensuelles

Le paragraphe précédent a présenté la tendance générale de l'évolution des températures moyennes annuelles, marquée par une augmentation significative depuis un demi-siècle. Cependant, afin de comprendre comment l'accroissement global est structuré, une analyse statistique des températures mensuelles est proposée ci-après. Elle comprend une synthèse des paramètres descriptifs et les résultats de la régression linéaire des grandeurs *temps* et *température mensuelle,* déterminant ainsi un accroissement de la température (correspondant au coefficient de régression) pour chaque mois de l'année au cours des 50 et des 30 dernières années.

Le tableau 1.14 présente les paramètres statistiques descriptifs et les coefficients de la régression linéaire des séries de données concernant les températures mensuelles enregistrées de 1952 à 2006 et de 1974 à 2006 à la station météorologique d'Accous. Les mois de janvier, février, mars, novembre et décembre présentent la plus grande variabilité, les coefficients de variation sont compris entre 22,0 % (novembre) et 47,1 % (février) depuis 1952 et entre 19,6 % (novembre) et 34,4 % (décembre) depuis 1974. Pour l'ensemble de ces cinq mois, la variabilité est en revanche plus faible depuis 1974, à l'inverse des autres mois de l'année.

Les résultats d'une analyse par régression linéaire (*temps/température atmosphérique mensuelle*) réalisée mois par mois (Cf. tableau 1.14) montrent clairement que l'accroissement de la température moyenne annuelle à Accous depuis 50 ans, observée au paragraphe précédent (0,030 °C/an), n'est dû qu'à une augmentation de la température moyenne de certains mois de l'année. En effet, les mois d'avril et de septembre n'ont aucune influence sur cette tendance, l'augmentation de la température est en revanche particulièrement marquée et significative (Cf. les lignes R^2 et Test H_0 du tableau 1.14) pour les mois de janvier (0,042 °C/an), de février (0,048 °C/an), de mars (0,030 °C/an), de mai (0,035 °C/an), de juin (0,045 °C/an), de juillet (0,033 °C/an), d'août (0,035 °C/an), d'octobre (0,050 °C/an), de novembre (0,035 °C/an) et de décembre (0,034 °C/an).

N = 55 N = 33		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	1952	4,8	5,6	8,2	9,6	13,1	16,0	18,3	18,4	16,2	12,7	7,9	5,4
	1974	5,2	6,3	8,5	9,6	13,1	16,4	18,6	18,7	16,3	13,0	8,3	6,0
Méd.	1952	5,1	5,9	7,9	9,9	13,2	16,1	18,5	18,2	16,0	12,5	7,7	5,5
	1974	5,2	6,1	8,3	9,7	13,3	16,6	18,7	18,5	15,8	13,2	7,8	6,0
Ec. type	1952	2,0	2,6	1,9	1,5	1,7	1,6	1,3	1,5	1,6	1,8	1,8	2,1
	1974	1,8	2,0	1,8	1,5	1,8	1,7	1,4	1,6	1,5	2,1	1,7	2,1
Coef. Var.	1952	41,1%	46,9%	23,1%	15,5%	12,6%	10,1%	7,1%	8,1%	9,9%	14,6%	22,6%	38,3%
	1974	34,3%	31,6%	21,0%	16,1%	13,4%	10,5%	7,6%	8,4%	9,4%	16,2%	20,5%	34,4%
Min.	1952	-0,3	-2,8	3,0	5,9	9,2	12,8	15,9	15,6	13,2	6,9	-0,3	1,0
	1974	1,2	1,8	4,8	5,9	9,2	13,4	16,0	15,6	13,2	6,9	5,5	1,7
Max.	1952	8,5	11,2	12,6	12,5	16,2	21,4	21,7	23,2	19,8	17,3	8,5	10,2
	1974	8,5	11,2	12,6	12,5	16,2	21,4	21,7	23,2	19,8	17,3	11,8	10,2
Ec. Rel.	1952	-6,0%	-4,6%	3,1%	-2,9%	-0,7%	-0,4%	-0,8%	1,0%	1,5%	1,4%	3,0%	-1,5%
	1974	0,5%	3,1%	1,9%	-1,1%	-1,3%	-1,2%	-0,5%	1,1%	2,8%	-1,7%	5,7%	-0,6%
Accr.	1952	0,042	0,048	0,030	0,012	0,035	0,045	0,033	0,035	0,009	0,050	0,035	0,034
	1974	0,029	-0,021	0,102	0,084	0,046	0,122	0,076	0,094	0,056	0,126	0,046	0,010
R^2	1952	11,3%	8,2%	6,5%	1,6%	5,0%	19,1%	15,8%	14,1%	0,8%	18,8%	11,3%	6,6%
	1974	2,4%	1,0%	29,8%	27,0%	49,4%	45,2%	26,3%	32,7%	12,2%	32,7%	6,6%	0,2%
Test H_0	1952	RS	RS	R	I	R	RTHS	RHS	RHS	I	RTHS	RS	R
	1974	I	I	RTHS	RHS	RTHS	RTHS	RHS	RTHS	RS	RTHS	R	I

Tableau 1.14 - Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique d'Accous depuis 1952 à 2006 (noir) et depuis 1974 à 2006 (gris).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Accr. : accroissement de la température (coefficient de régression) ; R^2 : coefficient de détermination ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; R : rejetée ; I : indépendance des variables.

De 1974 à 2006 l'augmentation de la température moyenne annuelle à Accous, déterminée au paragraphe précédent (0,074 °C/an), est due à une hausse de la température aux mois de mars (0,102 °C/an), d'avril (0,084 °C/an), de mai (0,046 °C/an), de juin (0,122 °C/an), de juillet (0,076 °C/an), d'août (0,094 °C/an), de septembre (0,056 °C/an), d'octobre (0,126 °C/an) et de novembre (0,046 °C/an). Les valeurs de l'accroissement de la température de certains mois précités sont extrêmement élevées, si par exemple cette situation se prolongeait trente ans de

plus la température atteindrait : 11,6 °C au mois de mars (au lieu de 8,5° C en moyenne de nos jours), 12,1 °C au mois d'avril (au lieu de 9,6 °C), 20,1 °C au mois de juin (au lieu de 16,4 °C), 20,9 °C au mois de juillet (au lieu de 18,6 °C), 21,5 °C au mois d'août (au lieu de 18,7 °C) et 16,8 °C au mois d'octobre (au lieu de 13,0 °C). Les périodes de sécheresse rencontrées ces dernières années seraient alors sans nul doute plus longues et plus intenses. Il n'existe en revanche aucune relation significative entre la température et le temps qui s'écoule pour les mois de janvier, de février, de septembre, de novembre et de décembre (Cf. les valeurs de R^2 et les résultats du Test H_0 du tableau 1.14). L'augmentation de la température atmosphérique à la station météorologique d'Accous n'est donc pas globale, elle dépend seulement de l'accroissement de la température de quelques mois de l'année (sept ou huit selon la période étudiée) et a tendance à s'accélérer depuis une trentaine d'années.

Le tableau 1.15 présente les résultats de l'analyse statistique réalisée sur les données de température mensuelle enregistrées à la station météorologique de Pau de 1954 à 2006. Les résultats sont semblables à ceux d'Accous, les mois de janvier, de février, de mars, de novembre et de décembre montrent en effet une grande variabilité au cours de la période de 1954 à 2006 (Cf. tableau 1.15) : les coefficients de variation sont compris entre 17,5 % (mars) et 33,4 % (février) et les écarts relatifs entre - 4,9 % (décembre) et 2,8 % (novembre) ; la plupart de ces valeurs ont par ailleurs tendance à diminuer de 1974 à 2006. L'accroissement de la température, déterminé par régression linéaire (*temps / température atmosphérique mensuelle)* pour chaque mois depuis 1954, ne peut pas être pris en considération pour les mois de janvier, février, septembre, novembre et décembre compte tenu des résultats du test de l'indépendance des variables (Cf. tableau 1.15). La tendance à la hausse des températures moyennes annuelles définie au paragraphe 5.2.2.1 (0,030 °C/an) est donc la conséquence d'une augmentation des températures aux mois de mars (0,041 °C/an), d'avril (0,024 °C/an), de mai (0,048 °C/an), de juin (0,051 °C/an), de juillet (0,042 °C/an), d'août (0,052 °C/an) et d'octobre (0,047 °C/an). De la même manière, de 1974 à 2006 cette tendance à la hausse s'exprime sur certains mois de l'année mais avec des valeurs d'accroissement plus élevées : 0,074 °C/an au mois de mars, 0,060 °C/an au mois d'avril, 0,110 °C/an au mois de mai, 0,087 °C/an au mois de juin, 0,055 °C/an au mois de juillet, 0,067 °C/an au mois d'août et 0,088 °C/an au mois d'octobre. L'augmentation de la température observée à la station météorologique de Pau est donc la conséquence d'une hausse significative des températures principalement au printemps et en été.

N = 53 N = 33		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	1954	6,3	7,0	9,4	11,3	14,9	17,9	20,0	20,0	17,9	14,2	9,3	6,9
	1974	6,5	7,4	9,9	11,4	15,2	18,4	20,4	20,4	18,1	14,5	9,6	7,3
Méd.	1954	6,5	7,0	9,3	11,2	14,8	17,8	19,9	19,8	17,7	14,1	9,0	7,2
	1974	6,7	7,1	9,6	11,5	15,3	18,3	20,3	20,2	17,9	14,7	9,4	7,6
Ec. type	1954	1,6	2,4	1,6	1,3	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,6	1,6	1,8
	1974	1,7	1,9	1,5	1,3	1,6	1,5	1,4	1,4	1,4	1,7	1,5	1,7
Coef. Var.	1954	25,7%	33,6%	17,5%	11,3%	9,8%	7,9%	6,8%	7,1%	8,2%	11,5%	17,6%	25,7%
	1974	26,4%	24,9%	15,2%	11,6%	10,5%	7,9%	6,6%	7,0%	7,8%	11,9%	16,0%	23,0%
Min.	1954	2,1	-2,3	4,8	7,8	12,0	15,4	16,9	17,4	14,9	9,3	6,2	3,8
	1974	2,1	3,9	7,2	7,8	12,0	16,0	18,0	17,9	15,8	9,3	6,9	3,8
Max.	1954	9,6	11,5	12,9	13,6	17,6	22,4	23,5	25,3	20,9	17,7	12,4	10,0
	1974	9,6	11,5	12,9	13,6	17,6	22,4	23,5	25,3	20,9	17,7	12,4	10,0
Ec. Rel.	1954	-3,0%	0,2%	1,5%	0,6%	0,7%	0,7%	0,6%	0,8%	1,1%	0,5%	2,8%	-4,9%
	1974	-3,1%	4,5%	2,6%	-0,8%	-0,8%	0,4%	0,3%	1,2%	1,0%	-1,5%	2,2%	-4,1%
Accr.	1954	0,017	0,026	0,041	0,024	0,048	0,051	0,042	0,052	0,019	0,047	0,034	0,023
	1974	0,008	-0,032	0,074	0,060	0,110	0,087	0,055	0,067	0,032	0,088	0,019	-0,012
R^2	1954	2,6%	2,8%	14,6%	8,6%	24,6%	30,4%	21,8%	31,0%	3,8%	19,4%	10,4%	3,9%
	1974	0,2%	2,7%	22,2%	18,8%	42,9%	32,5%	15,0%	20,1%	4,8%	23,9%	1,4%	0,4%
Test H_0	1954	I	I	RHS	RS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	I	RTHS	I	I
	1974	I	I	RHS	RS	RTHS	RTHS	RS	RHS	I	RHS	I	I

Tableau 1.15 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique de Pau de 1954 à 2006 (noir) et de 1974 à 2006 (gris).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Accr. : accroissement de la température (coefficient de régression) ; R^2 : coefficient de détermination ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; R : rejetée ; I : indépendance des variables.

Le tableau 1.16 synthétise l'analyse statistique des données de la température atmosphérique mensuelle enregistrée à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie de 1964 à 2006. A l'instar des stations d'Accous et de Pau les mois de janvier, février, mars, novembre et décembre montrent la plus grande variabilité que ce soit au cours de la période 1964-2006 ou 1974-2006 (les valeurs des coefficients de variation s'étendant de 15,3 % au mois de mars à 25,8 % au mois de février). L'accroissement de la température annuelle depuis 40 ans (0,031 °C/an) et depuis 30 ans

(0,046 °C/an) à la station d'Oloron, n'est dû qu'à la hausse des températures de six mois de l'année : le mois de mars (0,060 °C/an et 0,071 °C/an), d'avril (0,041 °C/an sur la période 1974-2006), de mai (0,042 °C/an et 0,092 °C/an), de juin (0,052 °C/an et 0,066 °C/an), d'août (0,040 °C/an et 0,046 °C/an) et d'octobre (0,040 °C/an et 0,091 °C/an). La tendance à la hausse des températures à Oloron-Sainte-Marie reste toutefois plus faible que celle des deux autres stations étudiées.

N = 43 N = 33		**Janv.**	**Fév.**	**Mars**	**Avril**	**Mai**	**Juin**	**Juil.**	**Août**	**Sep.**	**Oct.**	**Nov.**	**Déc.**
Moy.	1964	6,8	7,7	9,7	11,4	15,0	18,1	20,4	20,4	18,2	14,6	9,8	7,4
	1974	6,8	7,7	10,0	11,4	15,1	18,4	20,5	20,6	18,2	14,7	9,9	7,7
Méd.	1964	6,9	7,7	9,5	11,2	15,1	17,9	20,4	20,4	17,9	14,9	9,8	7,6
	1974	6,9	7,7	9,5	11,5	15,2	18,1	20,5	20,6	18,3	14,9	9,8	7,7
Ec. type	1964	1,6	2,0	1,6	1,2	1,5	1,4	1,2	1,4	1,5	1,6	1,6	1,8
	1974	1,7	1,9	1,5	1,2	1,6	1,3	1,2	1,4	1,4	1,7	1,6	1,8
Coef. Var.	1964	23,8%	25,8%	16,7%	10,7%	9,8%	7,5%	5,7%	6,8%	8,1%	11,3%	16,2%	24,5%
	1974	25,0%	24,2%	15,3%	10,8%	10,3%	7,3%	5,7%	7,0%	7,6%	11,3%	16,2%	23,2%
Min.	1964	2,4	3,8	5,6	7,6	11,5	15,4	18,0	17,9	15,2	9,6	6,6	3,9
	1974	2,4	3,9	7,0	7,6	11,5	16,1	18,0	17,9	15,9	9,6	6,9	3,9
Max.	1964	9,8	12,0	13,1	13,6	17,7	22,2	23,1	25,1	21,4	17,8	12,6	11,1
	1974	9,8	11,8	13,1	13,6	17,7	22,2	23,1	25,1	21,0	17,8	12,6	11,1
Ec. Rel.	1964	-1,0%	0,2%	1,8%	1,8%	-0,4%	1,3%	0,2%	0,2%	1,6%	-1,7%	0,3%	-3,0%
	1974	-0,9%	0,3%	4,7%	-1,0%	-1,0%	1,4%	0,0%	0,0%	-0,3%	-1,7%	0,8%	-0,3%
Accr.	1964	0,011	-0,018	0,060	0,015	0,042	0,052	0,020	0,040	0,011	0,040	0,011	0,029
	1974	0,022	-0,033	0,071	0,041	0,092	0,066	0,032	0,046	0,019	0,091	0,033	-0,003
R^2	1964	0,7%	1,2%	21,2%	2,4%	12,7%	22,5%	4,3%	12,7%	0,8%	9,0%	2,3%	3,9%
	1974	1,4%	2,8%	19,5%	9,9%	32,0%	22,0%	6,9%	9,3%	1,6%	27,2%	3,8%	0,0%
Test H_0	1964	I	I	RHS	I	RS	RHS	I	RS	I	R	I	I
	1974	I	I	RS	R	RTHS	RHS	I	R	I	RHS	I	I

Tableau 1.16 - Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie de 1964 à 2006 (noir) et de 1974 à 2006 (gris).

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Accr. : accroissement de la température (coefficient de régression) ; R2 : coefficient de détermination ; Test H0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; I : indépendance des variables.

La tendance à la hausse des températures annuelles est donc avérée dans la région des chaînons béarnais depuis un demi-siècle. Cependant, l'analyse par régression linéaire des températures mois par mois des stations d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie a montré que l'augmentation des températures annuelles depuis 50 ans était uniquement la conséquence d'un accroissement significatif de la température des mois de mars, mai, juin, juillet (mis à part à la station d'Oloron-Sainte-Marie), août et d'octobre. Par ailleurs, le même type d'analyse réalisé sur les données de températures enregistrées aux stations d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie depuis 1974 indique une accentuation de la tendance à la hausse des températures annuelles marquée par l'augmentation de l'accroissement moyen de la température calculé pour les six mois de l'année précités.

Si cette tendance à l'accroissement devait perdurer ou même s'accélérer au cours des prochaines années voire des prochaines décennies, les problèmes d'approvisionnement d'eau rencontrés dans le département des Pyrénées-Atlantiques ces dernières années (irrigation, alimentation en eau potable) devraient se répéter, s'accentuer et bouleverser le mode de vie de cette région agricole. Cette situation pourrait, par exemple, conduire dans un futur proche à l'abandon de la culture de certaines plantes céréalières tel que le maïs, dont la croissance nécessite de grandes quantités d'eau.

5.2.2.3 - Comparaison des températures mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et des températures mensuelles moyennes enregistrées depuis 50 ans

Compte tenu des variations de la température au cours des dernières décennies (Cf. figure 1.33), il paraît nécessaire de comparer les températures moyennes mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude (2004-2006) à la valeur moyenne calculée sur plusieurs années. La taille de la base de données variant d'une station météorologique à l'autre, les températures moyennes mensuelles sont calculées depuis 1952 à Accous, 1954 à Pau et 1964 à Oloron.

Pour la station météorologique d'Accous, les mois de février et de décembre ont été plus chauds en moyenne depuis 50 ans, que lors de la période d'étude 2004-2006 (Cf. figure 1.38), la plus forte augmentation des températures est à attribuer aux mois de juillet et d'octobre avec + 3,2 °C en moyenne. La tendance à la hausse des températures de ces trois dernières années est ainsi tout à fait remarquable.

Pour les stations de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie, la tendance à l'augmentation des températures est beaucoup moins marquée qu'à Accous. La période estivale reste toutefois plus chaude ces trois dernières années que durant la période 1954-2006 (Pau) et 1964-2006 (Oloron-

Sainte-Marie) : + 2,8 °C en 2004-2006 au mois de juin à Pau et + 2,2 °C en 2004-2006 à Oloron-Sainte-Marie. En revanche, les températures des mois de janvier, février et décembre sont plus basses au cours de la période d'étude : - 1,7 °C en moyenne au mois de février de 2004 à 2006 à la station de Pau et – 1,9 °C à la station d'Oloron-Sainte-Marie.

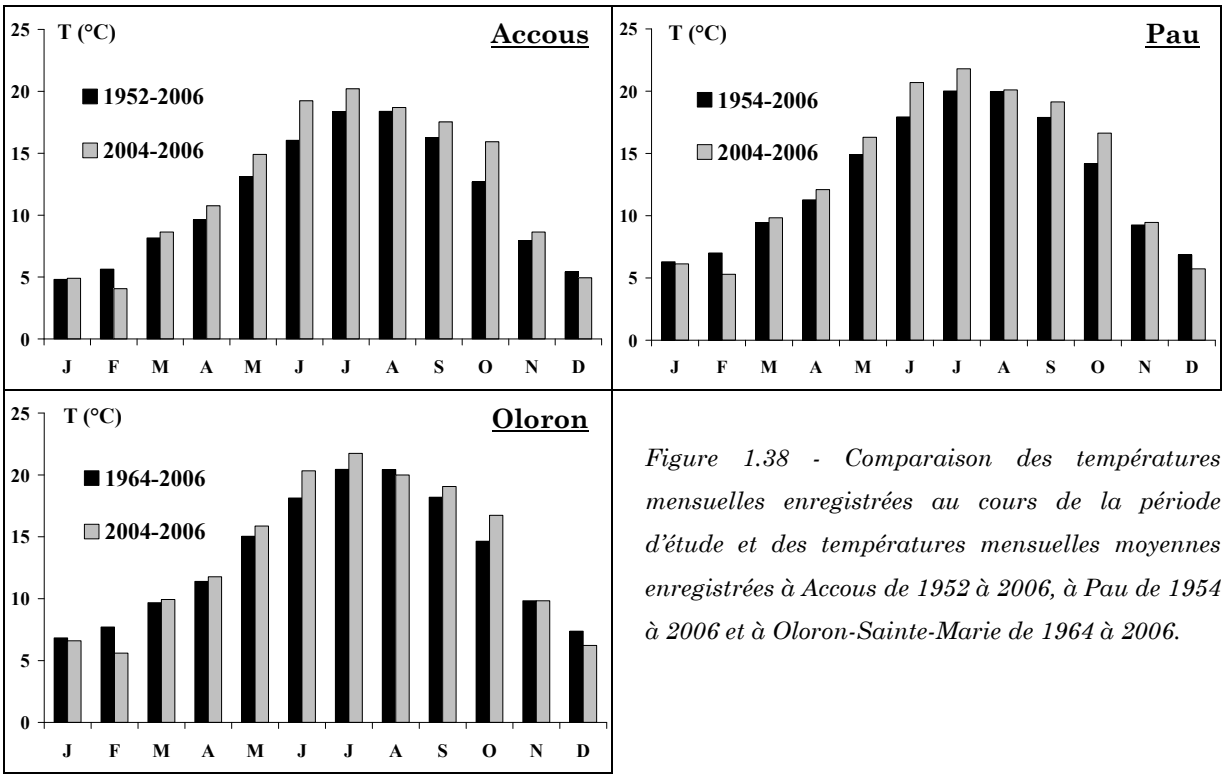


Figure 1.38 - Comparaison des températures mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et des températures mensuelles moyennes enregistrées à Accous de 1952 à 2006, à Pau de 1954 à 2006 et à Oloron-Sainte-Marie de 1964 à 2006.

Les observations réalisées précédemment confirment la tendance à la hausse à l'échelle des trois années qui viennent de s'écouler. L'accroissement général est nettement plus marqué pendant les mois d'été et d'octobre mais s'inverse de façon moins nette en hiver, l'amplitude thermique d'une saison à l'autre est donc bien plus marquée de nos jours.

5.2.3 - Evolution des précipitations dans les chaînons béarnais

5.2.3.1 - Interprétation des données des stations météorologiques d'Accous, de Pau et d'Oloron-Sainte-Marie

L'évolution des précipitations annuelles aux stations de Pau (depuis 1954), d'Oloron-Sainte-Marie (depuis 1964) et d'Accous (depuis 1951) est présentée sur la figure 1.39. Les moyennes sont lissées sur quatre années, la valeur attribuée à l'année N étant la moyenne des $(N-4)$ années. Contrairement à la température, aucune tendance particulière ne se dégage de l'évolution annuelle des pluies depuis 50 ans (coefficients de corrélation inférieurs à 0,15 pour les trois séries

de données et l'hypothèse de l'indépendance des données n'est pas rejetée). L'allure des courbes d'évolution des précipitations aux trois stations est très comparable, les variations sont plus prononcées à Accous comme pour les températures.

Toutefois, trois phases d'évolution majeure se distinguent assez nettement sur les courbes de la figure 1.39 (celle d'Accous est donnée comme exemple, la base de données disponible étant la plus ancienne) :

- ⇨ la première, de 1951 à 1983, montre une augmentation non négligeable des précipitations (≈ 600 mm),
- ⇨ la deuxième, de 1984 à 1991, se marque par une période très sèche (baisse des précipitations annuelles de plus de 700 mm),
- ⇨ la troisième, de 1992 à 1995, se caractérise par une nouvelle « phase pluvieuse » (+ 700 mm), les précipitations annuelles reviennent à des valeurs proches de celles de 1982 (≈ 2 000 mm/an),
- ⇨ la quatrième, de 1996 à 2006, illustre la tendance actuelle c'est-à-dire une période peu pluvieuse associée à un accroissement général des températures.

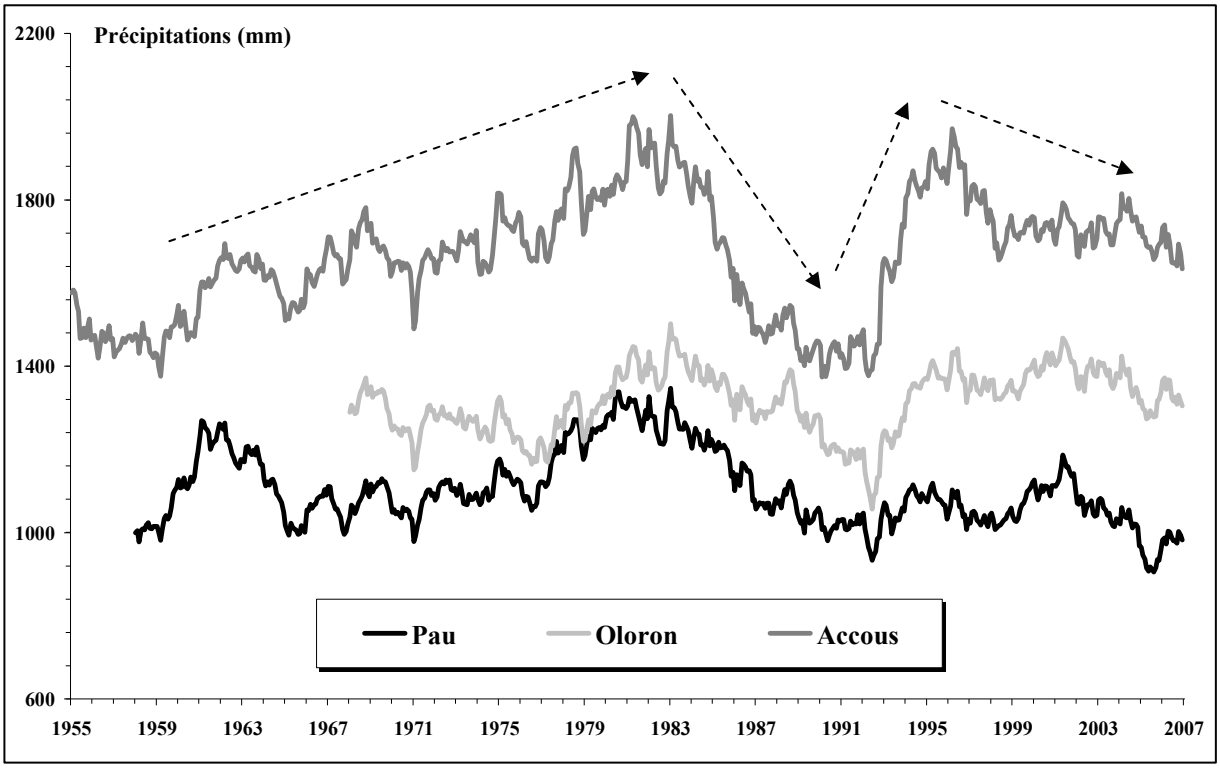


Figure 1.39 - Evolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous.

Il existe donc une alternance de périodes pluvieuses et de périodes sèches depuis 50 ans, sans qu'il n'y ait toutefois de cycle régulier au cours du temps. La période de 1984 à 1995 a donc été particulièrement pauvre en précipitations (Cf. figure 1.39) ; de 1988 à 1992 la France est exposée à des sécheresses à répétition et tout particulièrement au cours de l'année 1989 (Cf. tableau 1.8). Cette sécheresse est considérée comme une des plus importantes du XXème siècle ainsi que celles de 1921 et 1976 (sources Météo France).

Cependant, il existe une relation linéaire significative (au sens statistique du terme) entre le temps qui passe et les précipitations annuelles au cours de la période 1974-2006 à la station météorologique de Pau. Les précipitations annuelles diminuent en effet de 6,6 mm/an (Cf. figure 1.40).

La distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1954 illustre bien cette tendance à la baisse, les précipitations annuelles du début de ce siècle étant situées parmi les cumuls les plus faibles depuis 50 ans (Cf. figure 1.41). Aux stations météorologiques d'Accous et d'Oloron-Sainte-Marie, les distributions de fréquence (Cf. figure 1.42 et figure 1.43) ne révèlent en revanche aucune tendance particulière pour les précipitations au cours des six dernières années, mis à part le fait que les années 2001 et 2006 (voire 2004) ont été particulièrement sèches.

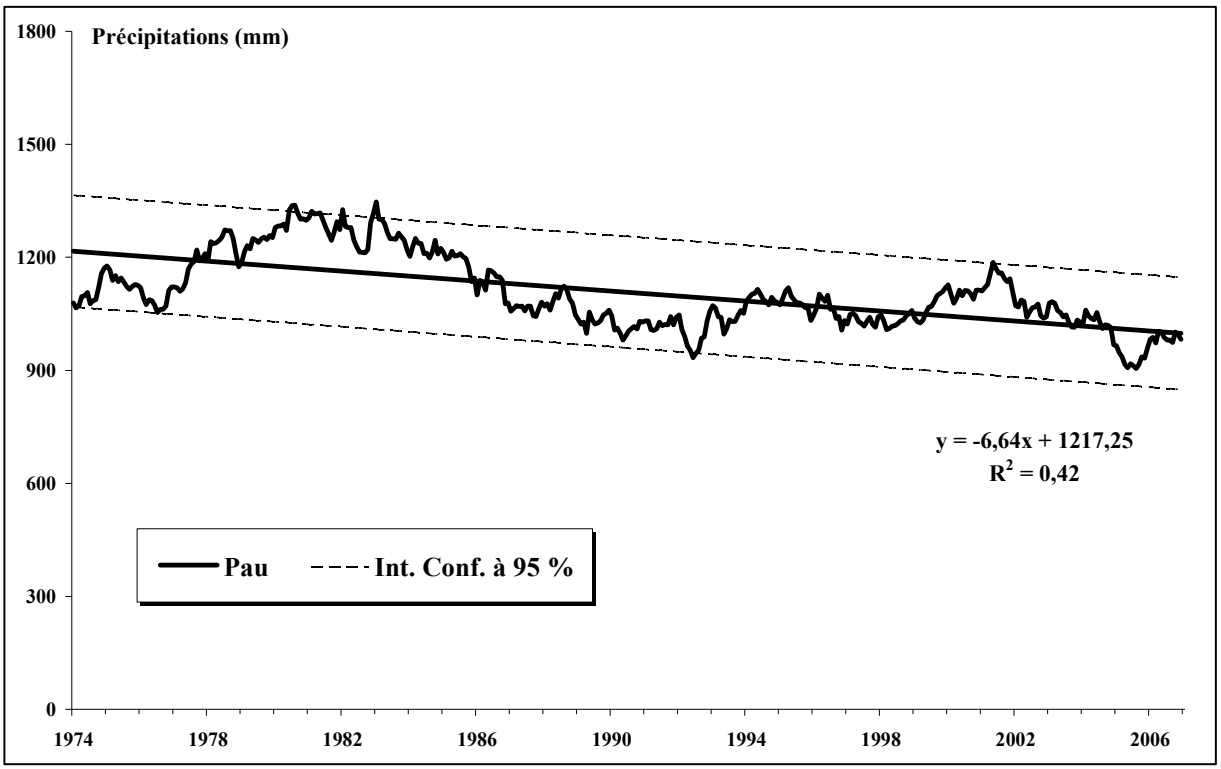


Figure 1.40 - Evolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) à la station de Pau de 1974 à 2006.

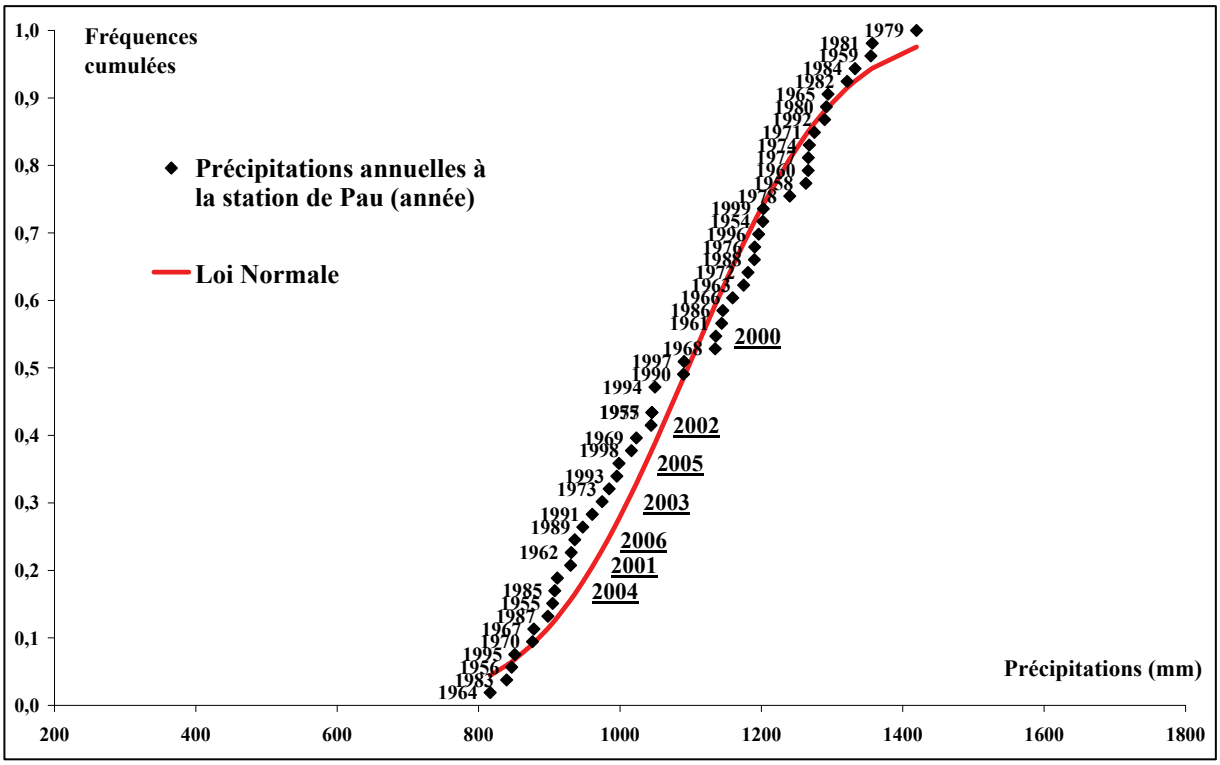


Figure 1.41 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1954 à la station météorologique de Pau.

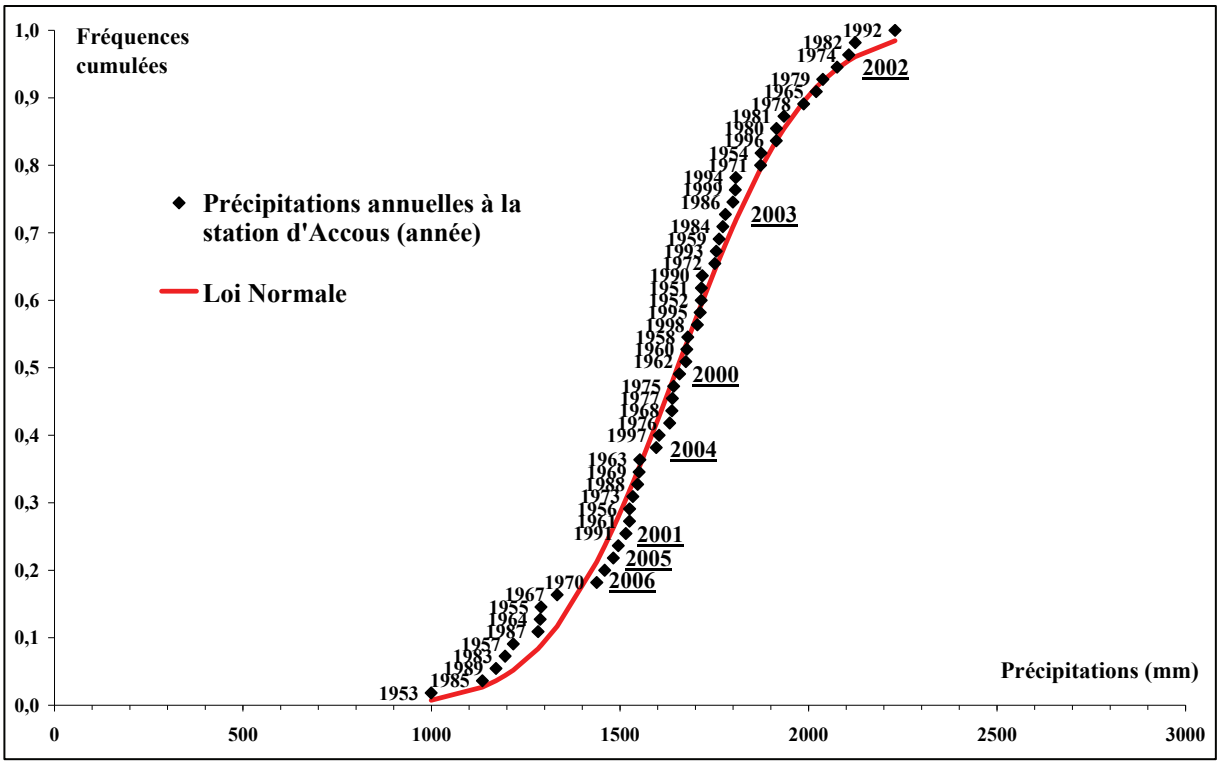


Figure 1.42 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1951 à la station météorologique d'Accous.

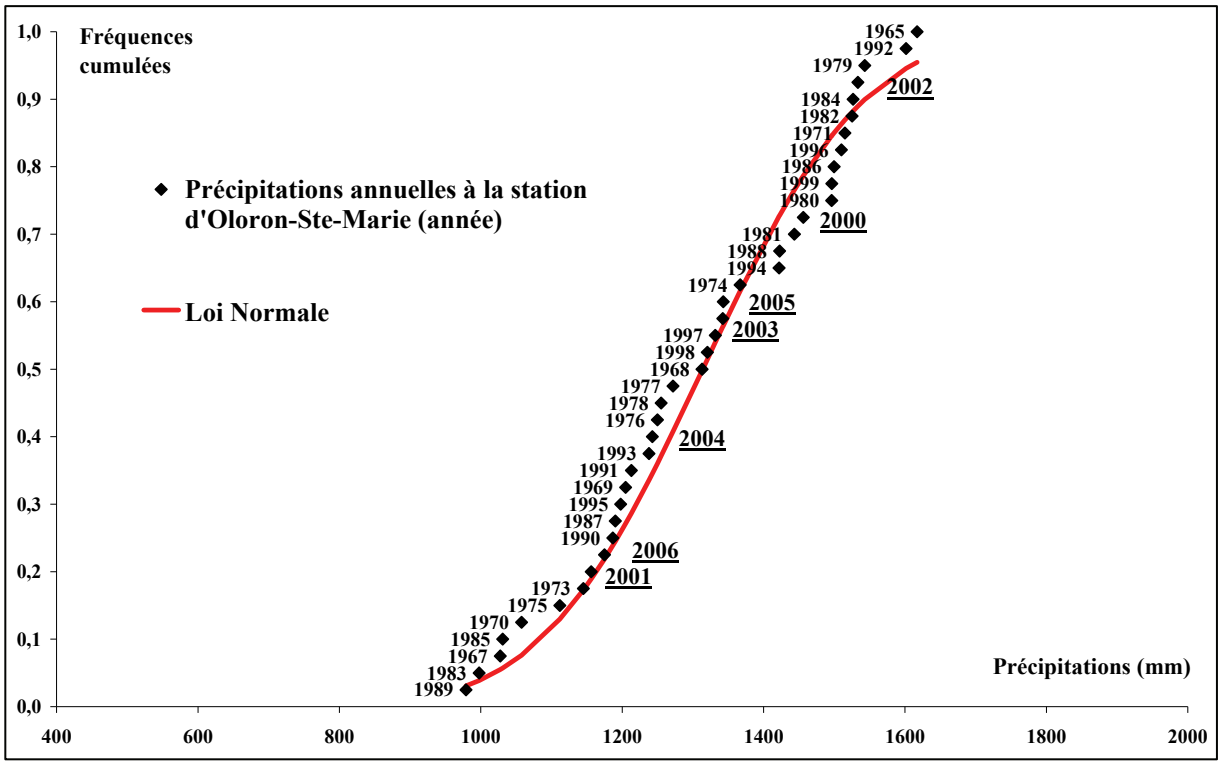


Figure 1.43 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1965 à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie.

5.2.3.2 – Analyse statistique des précipitations mensuelles

Le tableau 1.17 présente une synthèse des paramètres statistiques de la série de données concernant les précipitations mensuelles de 1974 à 2006 à la station météorologique de Pau.

L'ensemble des mois de l'année montre une très grande variabilité, les valeurs des coefficients de variation allant de 46,3 % au mois de février à 63,9 % au mois de janvier. De plus, les écarts relatifs calculés pour les mois de janvier (21,2 %), de juin (9,9 %), de juillet (10,5 %), d'août (11,2 %) et d'octobre (18,2 %) sont élevés et caractérisent des valeurs extrêmes fortes.

D'après les résultats, la diminution des précipitations annuelles observée sur la figure 1.40 (- 6,6 mm/an) est due à une baisse significative (Cf. tableau 1.17) des pluies aux mois de février (- 1,29 mm/an), de mars (- 2,45 mm/an) et de mai (- 2,38 mm/an) enregistrées au cours de la période 1974-2006 ; les neuf autres mois de l'année ne participent en aucune manière à cette tendance (l'indépendance des variables *temps* et *précipitations mensuelles* n'est pas rejetée). Sur la même période aux stations d'Accous et d'Oloron-Sainte-Marie le mois de mars est également le moment d'une diminution significative (- 3,39 mm/an et - 2,14 mm/an, Cf. annexe n°3) des précipitations.

L'analyse statistique des données de précipitations à la station météorologique de Pau montre donc une tendance à la baisse depuis une trentaine d'années liée à une diminution des cumuls de

pluie enregistrées aux mois de février, de mars et de mai. Depuis 1974 à la station de Pau, les mois de mars et de mai sont les deux seuls mois de l'année pour lesquels une hausse des températures (Cf. § 5.2.2.2 de ce chapitre) et une baisse des précipitations ont été observées conjointement. Cette situation pourrait avoir de sérieuses conséquences sur le long terme, en effet ces deux mois font partie classiquement des périodes de recharge des aquifères souterrains de la région (Cf. § 5.3 de ce chapitre).

N = 33	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	96,7	87,0	94,7	112,0	109,2	74,7	60,1	70,4	81,8	105,7	109,9	98,7
Méd.	76,2	93,6	91,4	108,2	109,2	67,3	53,8	62,5	77,2	86,4	106,8	100,0
Ec. type	61,8	40,3	50,4	60,6	52,2	44,6	29,3	36,3	44,5	67,4	52,6	56,0
Coef. Var.	63,9%	46,3%	53,2%	54,1%	47,8%	59,7%	48,8%	51,6%	54,4%	63,8%	47,8%	56,7%
Min.	6,2	21,6	8,0	6,5	40,6	19,0	15,2	16,0	1,0	20,2	13,8	18,6
Max.	253,9	178,0	181,2	287,4	277,0	214,2	150,7	187,0	172,2	311,5	218,8	260,3
Ec. Rel.	21,2%	-7,5%	3,5%	3,4%	0,0%	9,9%	10,5%	11,2%	5,6%	18,2%	2,9%	-1,3%
Accr.	-1,074	-1,290	-2,445	-0,086	-2,378	-0,484	0,081	-0,454	0,316	-1,123	0,569	-0,340
R^2	2,7%	9,3%	21,4%	0,0%	18,8%	1,1%	0,1%	1,4%	0,5%	2,5%	1,1%	0,3%
Test H_0	I	R	RHS	I	RS	I	I	I	I	I	I	I

Tableau 1.17 - Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Accr. : accroissement de la température (coefficient de régression) ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; R : rejetée ; I : indépendance des variables.

5.2.3.3 - Comparaison des précipitations enregistrées au cours de la période d'étude et des précipitations moyennes enregistrées depuis 50 ans

Les graphes présentés sur la figure 1.44 permettent de comparer la pluviométrie mensuelle moyenne des années 2004-2006 à la moyenne calculée depuis environ 50 ans, selon les stations. A la station de Pau, la période 2004-2006 a été particulièrement peu pluvieuse en comparaison de la période 1954-2006. Les sept premiers mois de l'année ainsi que les mois de novembre et de décembre ont été systématiquement plus secs en moyenne que depuis une cinquantaine d'année. En revanche à Oloron-Sainte-Marie, les précipitations mesurées lors de la période d'étude sont comparables aux moyennes de référence (1954-2006). A Accous, du mois de février au mois de

juillet et du mois d'octobre au mois de décembre les précipitations ont été plus faibles de 2004 à 2006 que lors de la période 1951-2006. Les valeurs des précipitations annuelles à Accous, à Oloron-Sainte-Marie et à Pau en 2004, 2005 et 2006 se situent en dessous de la moyenne annuelle des hauteurs de pluie cumulée, excepté à Oloron en 2005 (Cf. figure 1.41, figure 1.42 et figure 1.43).

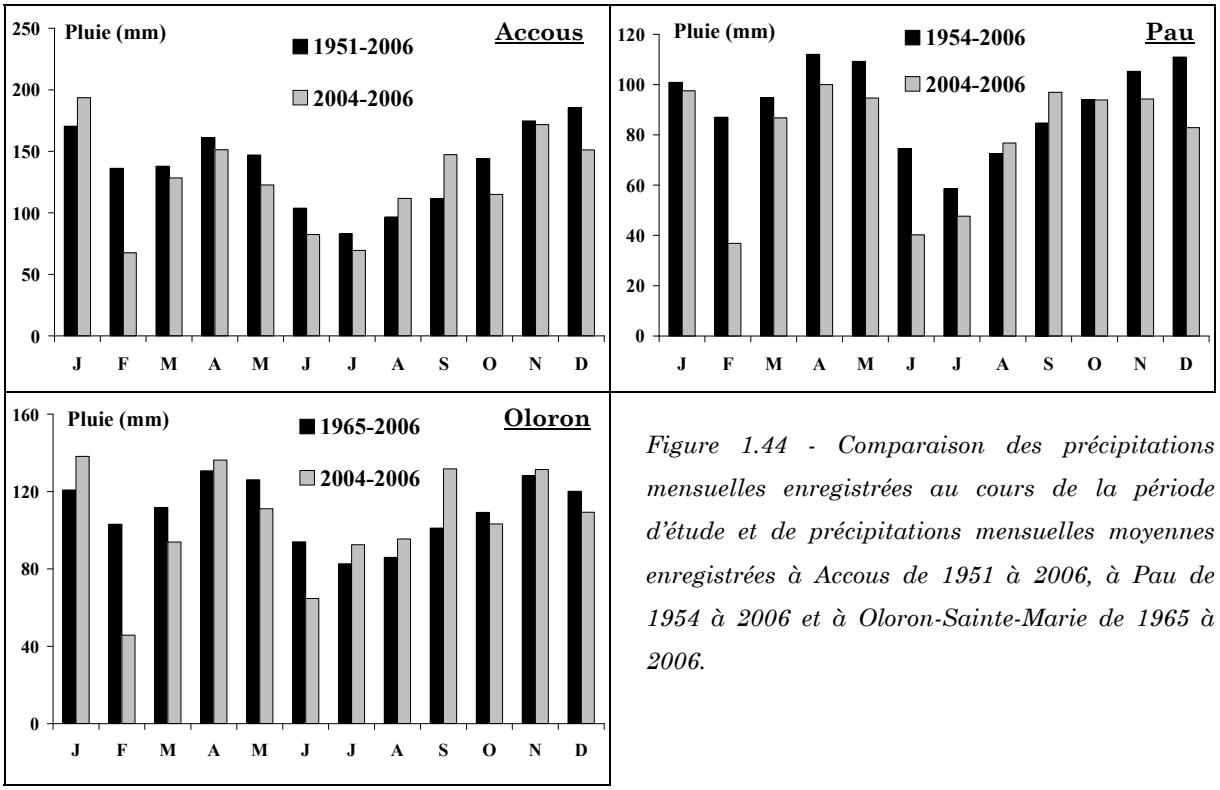


Figure 1.44 - Comparaison des précipitations mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et de précipitations mensuelles moyennes enregistrées à Accous de 1951 à 2006, à Pau de 1954 à 2006 et à Oloron-Sainte-Marie de 1965 à 2006.

5.2.4 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle depuis 50 ans

5.2.4.1 - Evolution de l'ETP à la station météorologique de Pau depuis 1955

Les données d'évapotranspiration disponibles sont quasi inexistantes pour la plupart des stations météorologiques de la région, le calcul de cette grandeur nécessitant la mesure de nombreux paramètres climatiques (Cf. équation 1.1). Seule la base de données de la station de Pau-Uzein, disponible depuis 1955, a pu être exploitée.

L'évolution des valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle depuis 1955 est présentée sur la figure 1.45. La valeur annuelle de l'année N est une moyenne des années $N-4$. Le graphe montre une tendance significative (au sens statistique du terme, Cf. tableau 1.18) à la hausse des valeurs d'évapotranspiration potentielle annuelles : 3,3 mm/an. La valeur moyenne annuelle a ainsi augmenté de près de 18 % au cours des cinquante dernières années, passant de 720 à 875 mm/an en moyenne. Cette évolution est cohérente avec celle de la température

moyenne annuelle présentée au paragraphe 5.2.2.1 ; le calcul de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman-Monteith tient compte de la température atmosphérique (Cf. équation 1.1).

La distribution des fréquences cumulées des valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle (Cf. figure 1.46) illustre parfaitement la hausse de l'ETP depuis un demi-siècle et que les valeurs en ce début de XXIème siècle sont parmi les plus élevées.

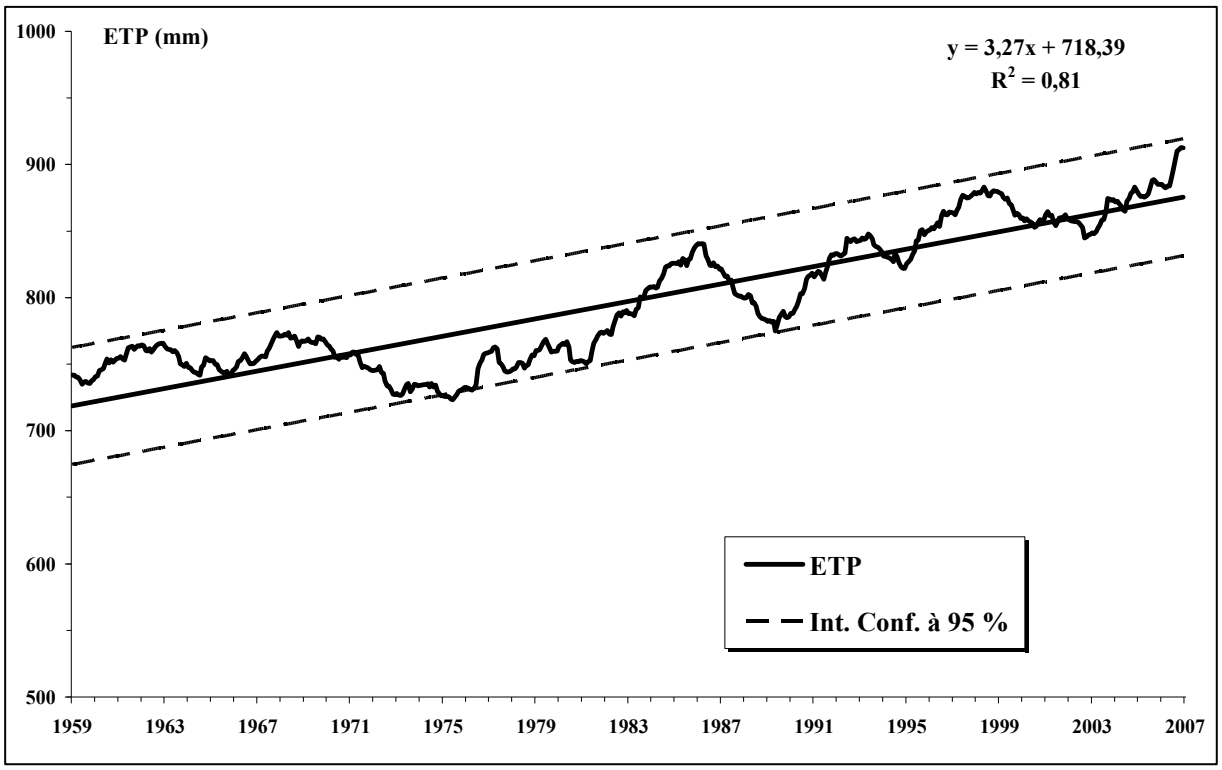


Figure 1.45 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) mesurée à la station météorologique de Pau de 1955 à 2006.

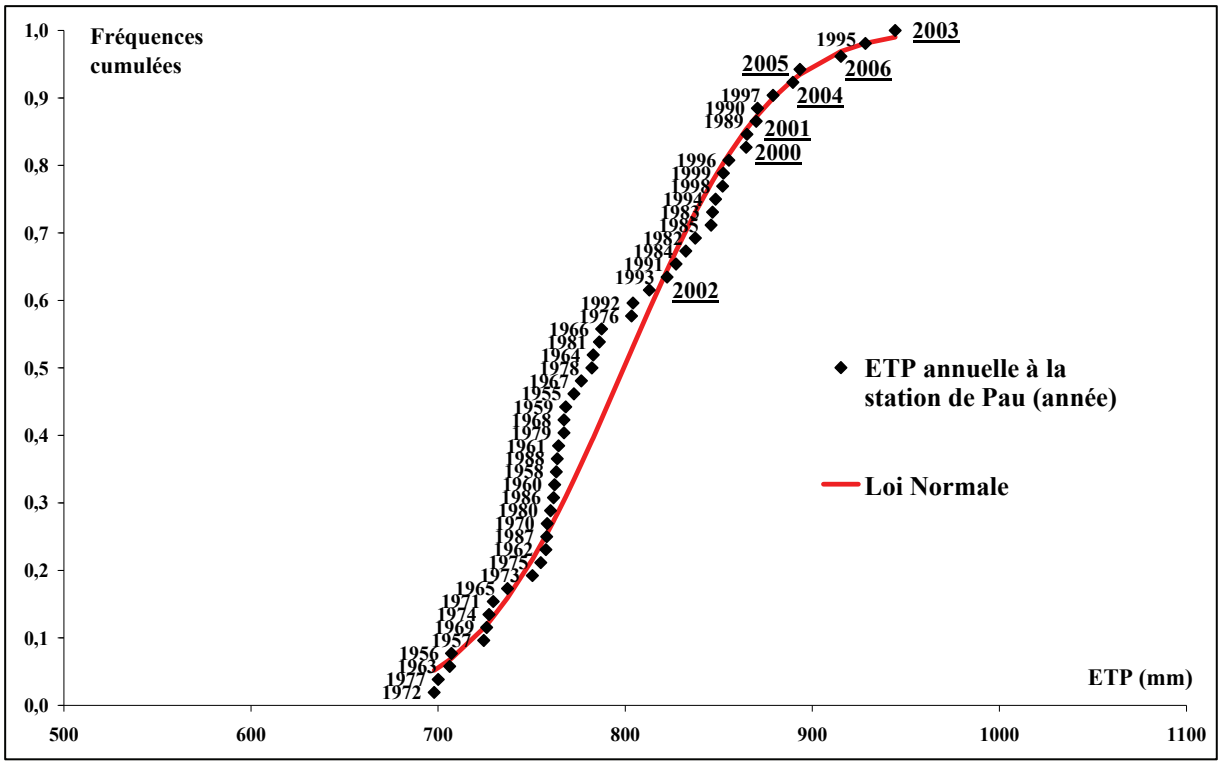


Figure 1.46 - Distribution des fréquences des valeurs d'ETP annuelles depuis 1955 à la station météorologique de Pau.

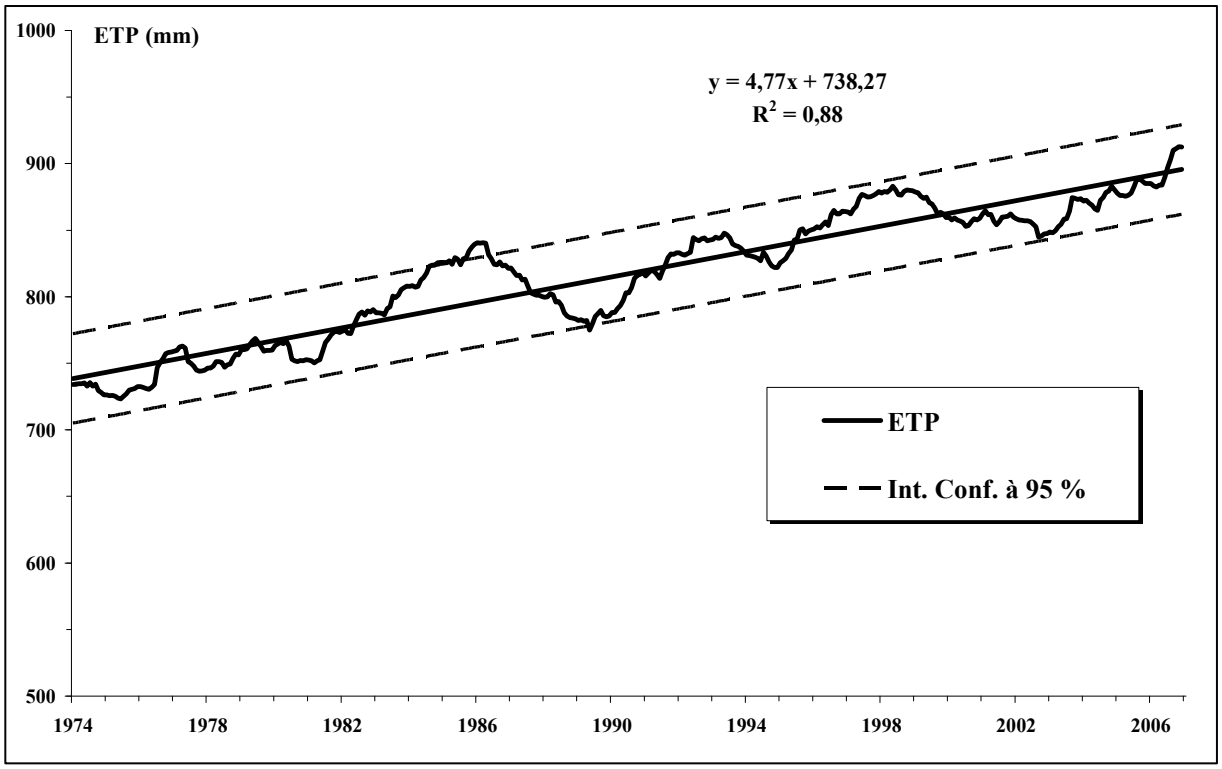


Figure 1.47 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) enregistrée à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006.

Par ailleurs, il faut noter que cette tendance à l'augmentation s'accroît de manière significative depuis le début des années 70. La figure 1.47 montre l'évolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle (moyenne lissée sur 4 ans) de 1974 à 2006. L'accroissement annuel passe ainsi de 3,27 mm/an au cours de la période 1955-2006 à 4,77 mm/an sur les trente dernières années.

L'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, mises en parallèle (Cf. figure 1.48), montre une tendance inverse depuis le début des années 70. La baisse des précipitations conjuguée à l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle implique des volumes d'eau météorique infiltrée plus faibles et donc un déficit de recharge des réservoirs des aquifères souterrains de la région qui s'accroît d'année en année. Si cette tendance devait perdurer, les valeurs annuelles des précipitations et de l'ETP seraient alors égales aux environs de l'année 2016.

A la station météorologique de Pau les tendances des principaux paramètres climatiques sont les suivantes : une hausse de la température atmosphérique (0,035 °C/an depuis 1955 et 0,050 °C/an depuis 1974, Cf. § 5.2.2.1 de ce chapitre), une diminution des précipitations (- 6,64 mm/an Cf. § 5.2.3.1 de ce chapitre) et une hausse de l'évapotranspiration potentielle (3,27 mm/an depuis 1955 et 4,77 mm/an depuis 1974).

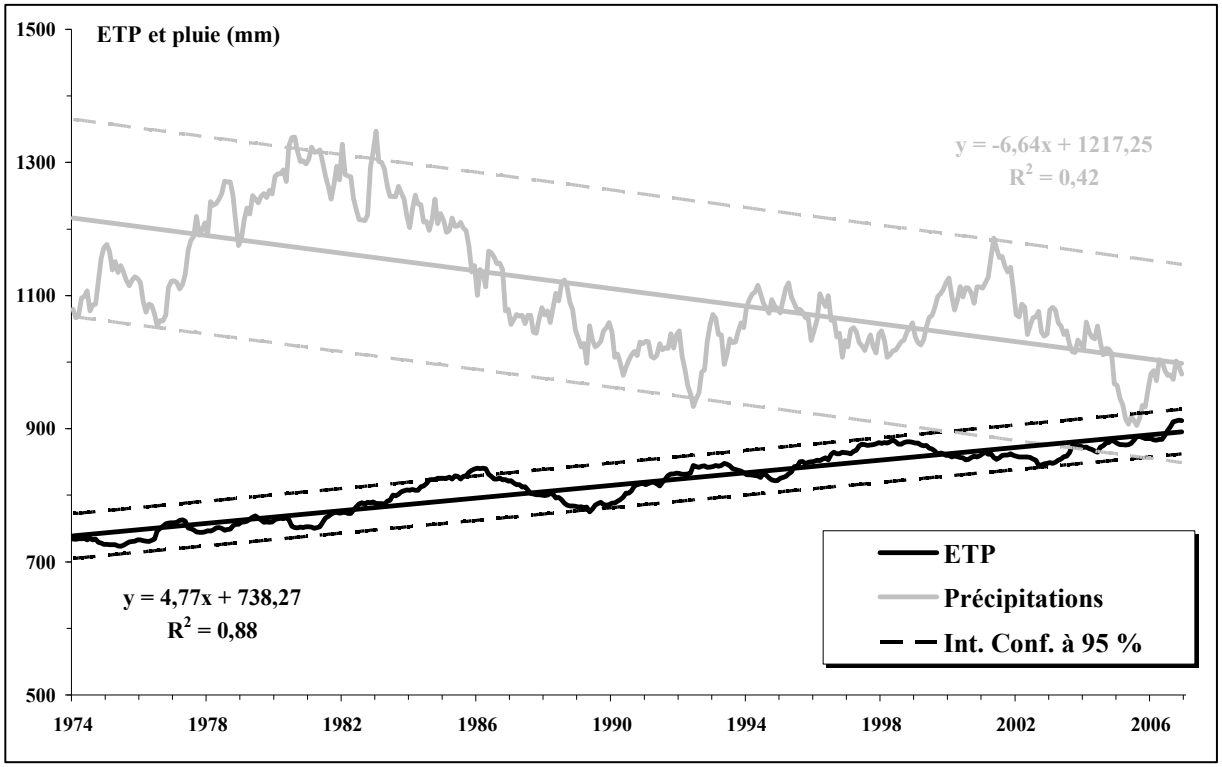


Figure 1.48 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) enregistrée à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006.

5.2.4.2 - Analyse statistique de l'ETP mensuelle

Le tableau 1.18 présente un résumé des paramètres statistiques de l'analyse mois par mois des données de l'évapotranspiration potentielle enregistrée à la station météorologique de Pau de 1955 à 2006.

Les résultats des mois de janvier, de février, de novembre et de décembre montrent une variabilité bien supérieure aux mois d'été, à l'identique de ce qui a été observé pour les températures atmosphériques (Cf. § 5.2.2.2 de ce chapitre) et pour les précipitations (Cf. § 5.2.3.2 de ce chapitre). La gamme de valeur des coefficients de variation de ces quatre mois de l'année s'étale de 19,2 % (février) à 36,5 % (décembre). Les valeurs des coefficients de variation sont par ailleurs en baisse sur la période 1974-2006 pour l'ensemble des mois de l'année (mis à part au mois de mai).

L'analyse de la relation *temps / évapotranspiration potentielle* révèle que lors de la période 1955-2006, l'accroissement global de l'ETP déterminé précédemment (3,27 mm/an) est la conséquence d'une hausse généralisée aux douze mois de l'année. En effet, l'indépendance des variables étudiées est rejetée de façon significative (voire très hautement significative pour certains mois, Cf. tableau 1.18) du mois de janvier au mois de décembre. Les accroissements mensuels de l'ETP varient de 0,12 mm/an au mois de janvier et de février à 0,46 mm/an au mois de juin.

Sur la période allant de 1974 à 2006, la hausse de l'évapotranspiration potentielle moyenne est en revanche significative pour les mois de mars à octobre seulement. L'accroissement global déterminé au cours des trente dernières années (4,77 mm/an, Cf. § 5.2.4.1 de ce chapitre) est donc réduit à la hausse de l'évapotranspiration potentielle de huit mois de l'année. Les valeurs sont cependant bien plus élevées que lors de la période 1955-2006, elles varient ainsi de 0,33 mm/an au mois d'octobre à 0,98 mm/an au mois de mai. Les mois de mars et de mai sont donc les seuls mois de l'année à présenter à la fois une baisse des précipitations (- 2,45 mm/an et - 2,38 mm/an, Cf. § 5.2.3.2 de ce chapitre) et à la fois une augmentation de l'évapotranspiration potentielle (0,52 mm/an et 0,98 mm/an) significatives au cours des trente dernières années. La conjugaison de ces deux tendances depuis 1974 fait que les précipitations moyennes sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle moyenne depuis 1992 au mois de mai et depuis 2003 au mois de mars.

N = 52 N = 33		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	1955	17,1	27,4	57,3	78,4	105,8	119,5	128,1	110,2	76,9	44,1	19,6	14,9
	1974	18,3	28,7	59,3	80,5	107,7	123,5	131,4	113,5	80,7	46,8	21,0	16,7
Méd.	1955	16,9	27,3	56,5	77,6	104,5	117,6	127,6	108,3	77,4	43,4	19,7	14,7
	1974	18,3	28,2	58,0	80,2	105,7	124,3	129,7	110,5	80,8	45,6	20,6	16,1
Ec. type	1955	4,0	5,2	6,9	9,9	12,6	13,2	12,3	11,3	9,3	6,1	4,3	5,4
	1974	3,8	4,5	7,0	10,2	14,0	14,2	13,0	12,0	7,7	5,7	3,3	5,4
Coef. Var.	1955	23,2%	19,2%	12,1%	12,7%	11,9%	11,1%	9,6%	10,2%	12,0%	13,9%	22,0%	36,5%
	1974	21,1%	15,6%	11,8%	12,7%	13,0%	11,5%	9,9%	10,6%	9,6%	12,1%	15,6%	32,6%
Min.	1955	8,3	14,9	44,0	58,9	76,0	95,3	104,0	90,3	57,2	32,3	12,0	6,7
	1974	8,3	17,4	44,1	58,9	76,0	99,5	104,0	95,6	60,9	32,3	15,7	7,3
Max.	1955	24,8	38,4	72,9	101,4	135,5	154,9	161,1	151,7	97,3	57,6	28,5	33,4
	1974	24,8	38,4	72,9	101,4	135,5	154,9	161,1	151,7	97,3	57,6	28,5	33,4
Ec. Rel.	1955	1,2%	0,5%	1,4%	1,1%	1,2%	1,6%	0,4%	1,7%	-0,6%	1,6%	0,0%	1,7%
	1974	-0,2%	1,9%	2,2%	0,4%	1,8%	-0,7%	1,3%	2,6%	-0,2%	2,5%	2,1%	3,5%
Accr.	1955	0,115	0,115	0,264	0,229	0,396	0,464	0,422	0,376	0,361	0,291	0,119	0,118
	1974	0,063	0,065	0,518	0,384	0,981	0,743	0,631	0,608	0,364	0,327	0,017	-0,013
R^2	1955	19,1%	10,8%	32,7%	12,0%	22,2%	27,8%	26,5%	25,2%	34,2%	51,1%	17,1%	10,6%
	1974	2,4%	1,9%	49,6%	12,8%	44,4%	25,0%	21,4%	23,1%	20,2%	30,2%	0,2%	0,1%
Test H_0	1955	RHS	RS	RTHS	RS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	RHS	RS
	1974	I	I	RTHS	RS	RTHS	RHS	RHS	RHS	RHS	RTHS	I	I

Tableau 1.18 - Résumé statistique des valeurs d'ETP mensuelles à la station météorologique de Pau de 1955 à 2006 (en noir) et de 1974 à 2006 (en gris).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Accr. : accroissement de la température (coefficient de régression) ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative.

5.2.4.3 - Comparaison des valeurs d'ETP calculées au cours de la période d'étude et des valeurs d'ETP moyennes calculées depuis 50 ans

La figure 1.49 montre clairement que l'évapotranspiration potentielle enregistrée lors de la période d'étude suit la tendance moyenne calculée depuis un demi-siècle. Les valeurs sont

cependant plus élevées ces trois dernières années que la moyenne, mis à part aux mois de janvier, de novembre et de décembre.

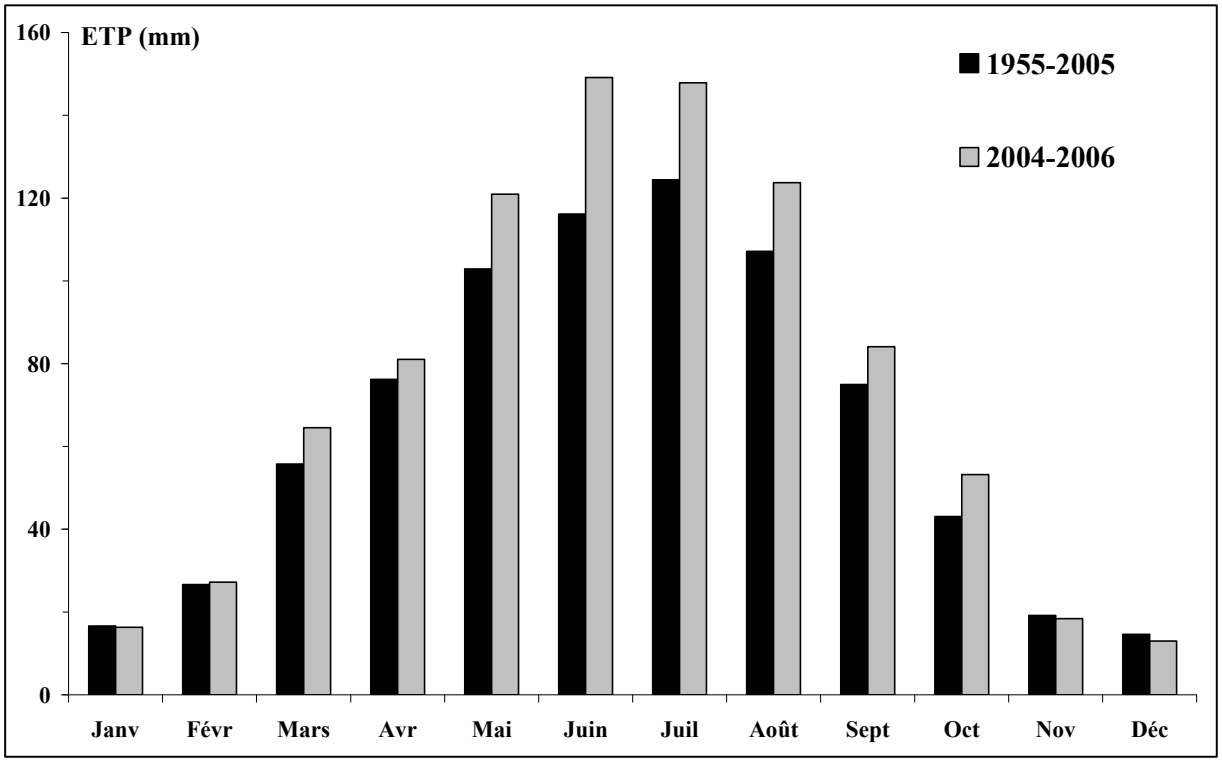


Figure 1.49 – Comparaison des valeurs d'ETP au cours de la période d'étude (2004-2006) et des valeurs moyennes mensuelles enregistrées à Pau de 1955 à 2006.

5.3 – Bilan des précipitations

5.3.1 - La méthode de Thornthwaite

A partir des données d'évapotranspiration potentielle et des précipitations annuelles, il est possible de dresser un bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite (Cf. ci-dessous) et d'évaluer ainsi la proportion d'eau météorique évaporée et infiltrée, ou efficace (Cf. figure 1.50 et tableau 1.19). Ce calcul permet de déterminer les mois de l'année où l'infiltration est maximale et donc de connaître les périodes de recharge des réservoirs souterrains.

La méthode de calcul de Thornthwaite est basée sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (exprimée en mm et notée par la suite RFU) qui correspond à la quantité d'eau pouvant être stockée par le sol et évaporée ensuite par l'intermédiaire des plantes. Les valeurs de la RFU sont comprises entre 0 (RFU vide) et 200 mm suivant les sols et les sous-sols [Lambert, 1996].

Lors du bilan l'évaporation doit être prise en compte avant l'écoulement (ou l'infiltration), c'est-à-dire qu'il faut satisfaire la relation : ETR (réelle) = ETP. Par ailleurs, la RFU est également prioritaire sur l'écoulement. Ainsi, il est possible d'établir un bilan à l'échelle mensuelle (en considérant une RFU égale à 100 mm) de la manière suivante :

- si Pluie > ETP alors :
  - $ETR = ETP$,
  - si RFU < 100, l'excédent ($Pluie - ETR$) est affecté à la RFU jusqu'à atteindre la valeur de 100, puis part en écoulement (ou infiltration).
- si Pluie < ETP alors :
  - la Pluie est entièrement évaporée,
  - $ETR = Pluie + RFU$,
  - la RFU est utilisée jusqu'à atteindre la valeur d' $ETR = ETP$,
  - écoulement (ou infiltration) nul.

5.3.2 - Résultats

La figure 1.50 présente le bilan hydrique des années 2004 et 2005 réalisé sur quatre secteurs des chaînons béarnais, aux environs des sources étudiées : Arette (Fontaine d'Orbe), Sarrance (source Mourtès), Oloron-Sainte-Marie (source de l'Ourtau) et Louvie-Juzon (source Gourgouch). L'évapotranspiration potentielle de chaque site est calculée comme étant la moyenne de deux valeurs mesurées dans le secteur concerné (base de données Météo France) ; la valeur de l'évapotranspiration dite des chaînons béarnais (Cf. figure 1.50) est donc la moyenne de huit valeurs.

Les résultats de l'infiltration notés dans le tableau 1.19 sont obtenus en considérant une RFU (Cf. § 5.3.1 de ce chapitre) égale à 100 mm, valeur généralement admise sous nos climats tempérés, le calcul a également été réalisé avec une RFU égale à 75 mm les valeurs d'infiltration étant alors de 3 à 5 % supérieures. Les hauteurs de pluies utilisées sont issues de la station météorologique d'Arette et du pluviomètre installé à la pisciculture (Cf. § 4.6.6 de ce chapitre) pour la Fontaine d'Orbe, de la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie pour la source de l'Ourtau, de la station météorologique d'Accous et du pluviomètre collecteur installé à Sarrance (Cf. § 4.6.6 de ce chapitre) pour la source des Mourtès, de la station météorologique de Buzy et du pluviomètre installé à la pisciculture Pédéhourat (Cf. § 4.6.6 de ce chapitre) pour la source Gourgouch.

Les graphes (Cf. figure 1.50) montrent que l'infiltration des eaux météoriques se fait exclusivement du mois de janvier à mai et du mois de novembre à décembre (environ 85 % de l'infiltration annuelle totale) sur l'ensemble de la région étudiée. En effet, l'évapotranspiration réelle est largement supérieure aux précipitations en période estivale (Cf. tableau 1.19). Toutefois, quand il s'agit d'aquifères karstiques, les orages d'été participent activement à la réalimentation des systèmes (Cf. chapitre 3) même si cela n'apparaît pas dans les bilans hydriques de ce type. En effet, les formes d'érosion karstique de surface tels que les avens ou les champs de lapiaz (Cf. figure 1.14) permettent l'infiltration immédiate des eaux de pluie dans le système avant que le phénomène d'évapotranspiration n'agisse ; lors de pluies estivales les variations brutales des paramètres physico-chimiques de l'eau des sources en sont la preuve.

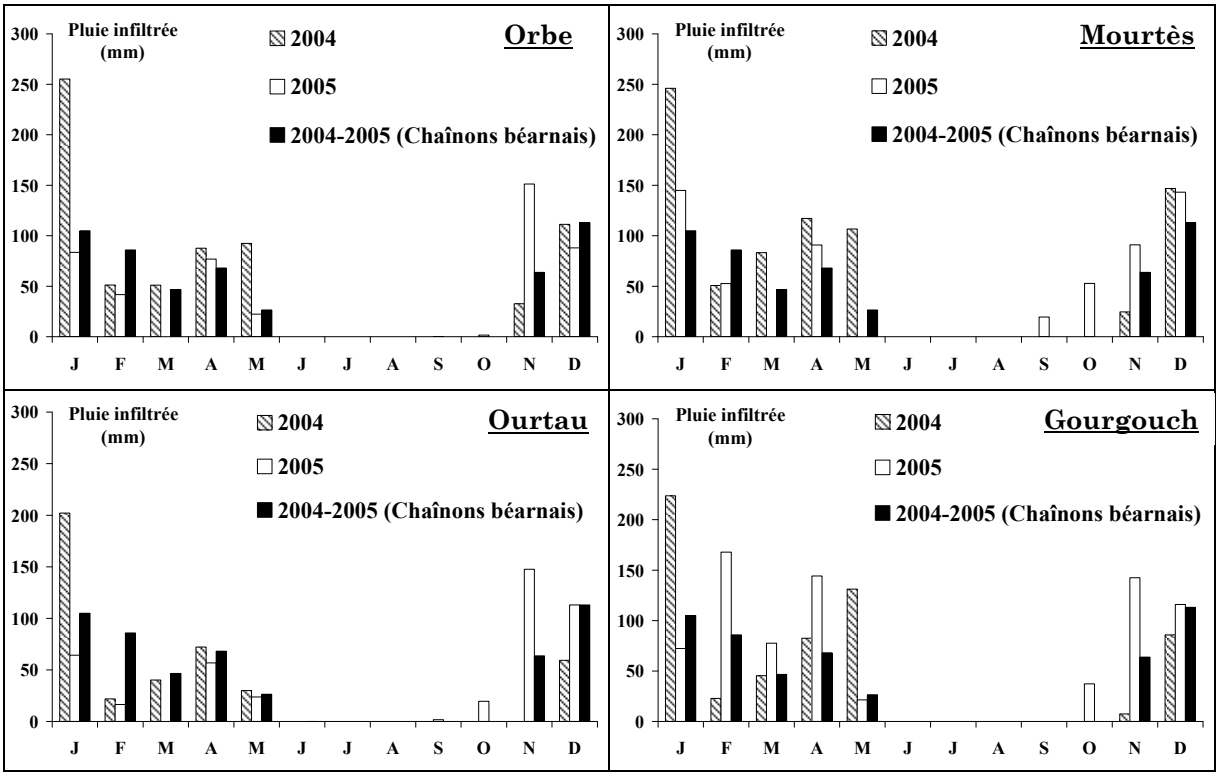


Figure 1.50 – Bilan des précipitations mensuelles infiltrées dans les secteurs d'Orbe, de Mourtès, de l'Ourtau et de Gourgouch.

Le tableau 1.19 synthétise les pourcentages d'eau de pluie infiltrée. Il indique que l'année 2004 a été plus propice que l'année 2005 (plus chaude en moyenne en hiver et au printemps) au réapprovisionnement des réservoirs souterrains, notamment dans le secteur Est des chaînons béarnais (Orbe et Mourtès). Les mois de février et mars ont été particulièrement pauvres en précipitations efficaces, ce qui est cohérent avec la tendance décrite au paragraphe 5.2. Les périodes de recharge des aquifères locaux sont ainsi mises en évidence.

Valeurs en mm		Janvier				Février				Mars				Avril				Mai				Juin				Juillet			
		Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go
ETP	2004	18,9	20,2	19,1	23,0	30,0	30,4	29,7	34,3	47,0	49,2	47,1	50,9	61,5	64,7	60,3	69,4	88,0	93,4	87,9	100,9	124,3	130,7	124,9	140,4	119,6	123,5	119,0	131,6
	2005	56,9	39,8	47,2	43,1	30,8	29,8	28,8	36,1	91,1	79,0	82,0	81,8	103,1	84,1	90,4	87,0	144,3	116,2	125,7	120,3	178,9	149,7	159,1	152,4	175,0	147,5	156,5	153,7
Pluie	2004	274,1	222,2	265,1	246,7	81,2	52,2	80,5	57,2	98,0	89,3	130,3	96,2	149,2	136,8	177,5	151,8	180,5	123,4	194,6	232,0	16,7	19,8	56,1	26,0	73,4	66,2	59,7	73,0
	2005	140,4	104,2	192,2	115,4	72,5	46,2	81,4	203,8	60,3	44,9	64,8	159,3	210,7	175,1	198,3	231,1	166,6	140,0	111,3	141,7	55,7	46,7	68,0	42,4	53,5	87,1	104,5	127,8
RFU	2004	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	0,0	0,0	31,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	2005	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	69,2	65,9	82,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	85,7	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ETR	2004	18,9	20,2	19,1	23,0	30,0	30,4	29,7	34,3	47,0	49,2	47,1	50,9	61,5	64,7	60,3	69,4	88,0	93,4	87,9	100,9	116,7	119,8	124,9	126,0	73,4	66,2	90,9	73,0
	2005	56,9	39,8	47,2	43,1	30,8	29,8	28,8	36,1	91,1	79,0	82,0	81,8	103,1	84,1	90,4	87,0	144,3	116,2	125,7	120,3	155,7	146,7	153,7	142,4	53,5	87,1	104,5	127,8
Inf.	2004	255,2	202,1	246,0	223,7	51,3	21,9	50,8	23,0	51,0	40,2	83,2	45,4	87,7	72,1	117,3	82,5	92,5	30,1	106,8	131,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0,	0,0	0,0	0,0
	2005	83,6	64,4	145,0	72,4	41,7	16,5	52,6	167,8	0,0	0,0	0,0	77,5	76,8	56,9	90,9	144,2	22,3	23,8	0,0	21,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Valeurs en mm		Août				Septembre				Octobre				Novembre				Décembre				Totaux			
		Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go
ETP	2004	106,7	109,3	105,0	116,9	70,6	82,5	72,0	92,7	99,3	93,8	94,4	86,6	53,7	54,1	52,4	47,4	43,9	33,6	37,6	33,5	863,2	885,1	849,1	927,3
	2005	152,6	121,2	132,4	127,4	106,4	81,0	90,5	85,4	98,8	71,8	81,3	70,5	49,5	33,5	40,0	36,1	40,8	28,6	33,7	31,9	1 227,3	982,0	1 067,3	1 025,3
Pluie	2004	144,1	122,7	119,1	154,5	66,3	70,6	57,5	56,6	130,7	144,2	118,9	141,9	121,8	91,0	152,3	98,0	155,3	104,2	184,4	119,4	1 491,2	1 242,6	1 596,0	1 453,3
	2005	123,2	101,9	113,0	87,8	191,6	182,7	210,0	181,7	115,2	91,3	134,0	111,5	200,7	181,1	131,0	178,4	128,8	141,7	176,8	148,0	1 519,2	1 342,9	1 585,3	1 728,9
RFU	2004	37,4	13,4	14,1	37,6	33,1	1,5	0,0	1,5	64,5	51,9	24,6	56,9	100,0	88,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	-	-	-	-
	2005	0,0	0,0	0,0	0,0	85,2	100,0	100,0	96,3	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	-	-	-	-
ETR	2004	106,7	109,3	105,0	116,9	70,6	82,5	71,6	92,7	99,3	93,8	94,4	86,6	53,7	54,1	52,4	47,4	43,9	33,6	37,6	33,5	809,6	817,0	820,7	854,4
	2005	123,2	101,9	113,0	87,8	106,4	81,0	90,5	85,4	98,8	71,8	81,3	70,5	49,5	33,5	40,0	36,1	40,8	28,6	33,7	31,9	1 053,8	899,3	990,5	949,9
Inf.	2004	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	32,6	0,0	24,6	7,5	111,4	59,4	146,9	85,9	681,6	425,6	775,4	598,9
	2005	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	19,6	0,0	1,7	19,6	52,7	37,3	151,3	147,7	91,1	142,4	88,1	113,1	143,2	116,1	465,4	443,6	594,8	779,0
															Pourcentage de pluie infiltrée par année						**2004**	**45,7**	**34,3**	**48,6**	**41,2**
																						2005	**30,6**	**33,0**	**37,5**	**45,1**

Tableau 1.19 – Bilan hydrique dans le secteur des chaînons béarnais, moyenne des années 2004 et 2005.

***Or** : Fontaine d'Orbe ; **Ou** : source de l'Ourtau ; **Mo** : source des Mourtès ; **Go** : source Gourgouch ; **ETP** : évapotranspiration potentielle ; **RFU** : réserve facilement utilisable ; **ETR** : évapotranspiration réelle, **Inf.** : pluie infiltrée.*

5.4 – Chimie des précipitations à Arette

L'objectif de ce paragraphe est de caractériser le « signal d'entrée » des systèmes hydrogéologiques étudiés d'après les concentrations en éléments chimiques des précipitations. Les pluies ont été recueillies (Cf. § 4.6.6 de ce chapitre) pendant un peu plus d'une année du mois de février 2004 au mois de juillet 2005 sur le secteur d'Arette, le nombre de prélèvements total d'échantillons de pluie s'élève à 47. Ils ont été réalisés en parallèle aux prélèvements d'eau souterraine. Le pluviomètre collecteur situé à la pisciculture en amont de la source de la Fontaine d'Orbe (Cf. § 4.2 de ce chapitre) était placé en deçà de la limite nord du bassin versant.

5.4.1 - Paramètres statistiques

5.4.1.1 – Statistique descriptive

Le tableau 1.20 présente une synthèse des résultats des analyses chimiques des précipitations recueillies à la pisciculture d'Arette (360 m) du mois de février 2004 au mois de juillet 2005.

Il est intéressant de noter que pour la plupart des éléments, les médianes sont particulièrement plus faibles que les moyennes, ces dernières étant très influencées par quelques grandes valeurs au cours de l'année (25 % des plus fortes valeurs sont très dispersées). Les écarts relatifs présentent en effet des valeurs positives très élevées notamment pour les nitrates (59,2 %), les sulfates (34, 6 %), le potassium (52,0 %) et le magnésium (26,1 %). Les coefficients de variation sont de plus très élevés (de 65,3 % pour les chlorures à 158,1 % pour les sulfates) et montrent ainsi la grande variabilité des concentrations chimiques dans les précipitations.

N = 47 H = 1 992 mm	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Moy.	1,5	1,2	3,6	1,4	1,9	0,3	2,0
Moy. Pond.	1,6	0,8	2,7	1,4	2,1	0,3	1,7
Méd.	1,3	0,5	2,4	1,4	0,9	0,2	1,7
Méd. Pond.	1,1	0,5	2,2	0,8	0,8	0,2	1,2
Ecart type	1,0	1,8	3,7	0,8	2,1	0,3	1,6
Coeff. Var.	65,3%	158,1%	102,0%	58,2%	113,1%	86,2%	77,8%
Max.	4,9	11,1	22,3	3,7	10,0	1,4	7,6
Min.	0,2	0,1	0,9	0,3	0,2	0,1	0,3
Ec. Rel.	14,6%	59,2%	34,6%	0,3%	52,0%	26,1%	16,5%
Quart. 0,25	0,7	0,2	1,5	0,7	0,3	0,2	0,9
Quart. 0,75	1,9	1,4	3,9	1,8	2,7	0,3	2,8
Int. Interq.	1,2	1,2	2,4	1,1	2,3	0,2	2,0
Coef. Asym.	1,2	3,8	3,3	0,8	1,9	2,3	1,5
Coef. Aplat.	1,6	18,4	13,7	0,4	3,7	5,8	2,5

Tableau 1.20 – Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données chimiques des précipitations à Arette du mois de février 2004 au mois de juillet 2005.
N : taille ; H : hauteur totale des précipitations ; Moy. : moyenne arithmétique ; Moy.Pond. : moyenne pondérée par les hauteurs de pluie ; Méd. : médiane ; Méd. Pond. : médiane pondérée ; Coeff. Var. : coefficient de variation ; Max. : maximum ; Min. : minimum ; Ec. Rel. : écart relatif ; Quart. 0,25 : premier quartile ; Quart. 0,75 : troisième quartile ; Int. Interq. : intervalle interquartile ; Coef. Asym. : coefficient d'asymétrie ; Coef. Aplat. : coefficient d'aplatissement.

Les ions dominants (Cf. tableau 1.20 et figure 1.51) sont les sulfates (3,6 mg/l en moyenne) et le calcium (2,0 mg/l en moyenne). La prédominance du calcium étant certainement due soit à l'environnement carbonaté du secteur d'Arette (dissolution de particules calcaires provenant de l'érosion éolienne), soit à l'activité minière omniprésente dans le secteur des chaînons béarnais, dans lesquels plusieurs carrières de calcaires et de dolomies sont dénombrées (dans le premier chaînon basque à l'ouest ou béarnais plus à l'est). Les valeurs des moyennes pondérées (par la hauteur des pluies, 1 992 mm en l'occurrence, Cf. tableau 1.20) sont moins élevées que les moyennes arithmétiques pour certains éléments (nitrates, sulfates et calcium), ceci est dû aux épisodes caractérisés par de faibles cumuls de précipitations et qui sont la plupart du temps très concentrées en ces trois éléments (Cf. les valeurs *maximum* du tableau 1.20), ce qui influence la moyenne.

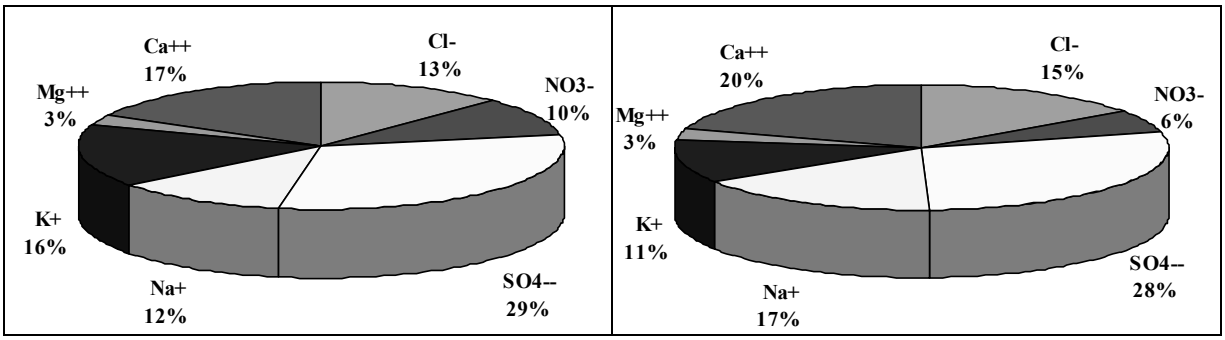


Figure 1.51 – Répartition des teneurs des différents éléments dans les précipitations à Arette à partir des moyennes (à gauche) et des médianes (à droite).

La composition chimique des précipitations dépend de la nature et de la quantité de composés contenus dans l'atmosphère. Ils proviennent des processus naturels ou d'origine anthropique tels que la mise en suspension par le vent, les embruns marins, les émissions par les végétaux, les sols et les émissions industrielles [Celle, 2000]. Les principales sources des composés chimiques présents dans l'atmosphère, qui constituent par la suite les précipitations, sont définies par trois pôles d'influence majeurs [Loÿe-Pilot, 1995] :

- ⇨ origine marine : Cl^-, Na^+, Mg^{2+}, K^+, SO_4^{2-}
- ⇨ origine continentale : Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}
- ⇨ origine anthropique : SO_4^{2-}, NO_3^-, Cl^-, K^+

Les concentrations en chlorures et en sodium présentent peu de variabilité (coefficient de variation les plus faibles, 65,3 % et 58,2 % pour les chlorures et le sodium, Cf. tableau 1.20) dans la composition chimique des précipitations à Arette. Le fait que la grande majorité des épisodes pluvieux dans la région provient des dépressions formées au-dessus de l'Océan Atlantique (dans lequel les précipitations trouvent une source quasi intarissable de chlorures et de sodium) peut expliquer le fait que les chlorures et le sodium aient une variabilité plus faible que les autres éléments. Les coefficients d'aplatissement et d'asymétrie de ces deux éléments sont les plus faibles, particulièrement pour le sodium dont le coefficient d'asymétrie est égal à 0,8 et le coefficient d'aplatissement à 0,4, la distribution des concentrations suit quasiment une loi normale. Ces deux premiers éléments sont essentiellement d'origine marine et le rapport des concentrations $[Cl^-]/[Na^+]$ est généralement égal à 1,8. Si le rapport est inférieur à cette valeur, comme dans le cas des précipitations à Arette ($[Cl^-]_{moy}/[Na^+]_{moy}$ = 1,1), l'excès de chlorures est attribué à l'activité humaine telles que la combustion d'ordures et l'industrie de la papeterie [Sanusi et *al.*, 1996] présente au nord-ouest dans le département des Landes qui utilise l'abondante ressource en bois de la plus grande forêt d'Europe.

Le potassium présente (comme les chlorures) une moyenne pondérée supérieure à la moyenne arithmétique dans les précipitations d'Arette. Il peut avoir une origine marine mais, loin des côtes

océaniques, il est bien souvent lié aux activités humaines telles que l'incinération d'ordures ou la combustion d'essence.

Les sulfates et les nitrates dans les pluies d'Arette ont sans doute une origine commune, la pollution anthropique. Elle proviendrait des oxydes de soufre et de l'azote rejetés par l'industrie, notamment par le bassin pétrochimique de Lacq et par les villes (développement accéléré de l'urbanisation de la Côte Basque). En effet, les nitrates sont généralement issus des émissions d'oxyde d'azote par les véhicules à moteurs thermiques, transformé en acide nitrique gazeux qui lui-même réagit par la suite avec des particules ou des gaz présents dans l'atmosphère pour donner des composés solubles dans l'eau de pluie [Klein, 1998].

La composition chimique des eaux de pluie à Arette résulte donc de l'influence prépondérante de l'Océan Atlantique, marquée par la présence des ions chlorures et sodium. Les masses d'air d'origine océanique sont cependant « contaminées » au cours de leur trajet par divers éléments (particulièrement les sulfates et les nitrates) liés à l'activité humaine de la région telle que l'industrie de la papeterie, l'incinération d'ordures ou encore la combustion d'énergie fossile.

5.4.1.2 - Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales en données centrées réduites, réalisée sur les données des précipitations d'Arette soit 47 analyses chimiques (39 individus pris en compte dans les calculs et 8 supplémentaires car statistiquement atypiques) et 7 variables (les valeurs propres et les saturations sont données en annexe n°3), permet de mettre en évidence les corrélations entre les différents éléments mesurés et ainsi de distinguer les pluies d'origine diverse à Arette. Le tableau 1.21 et la figure 1.52 présentent la matrice des coefficients de variation entre variables et le cercle de corrélation (ions majeurs, sauf bicarbonates) et l'espace des individus (le numéro noté à côté du point correspond au mois du prélèvement de l'eau de pluie) sur l'ensemble des données (les plans F1-F2 et F2-F3 sont présentés ci-après, le plan F1-F4 peut être consulté en annexe n°3).

Cl^-	**1,00**	-0,06	0,25	0,62	0,12	0,23	0,02
NO_3^-	-0,06	**1,00**	0,14	-0,12	-0,16	-0,22	-0,12
SO_4^{2-}	0,25	0,14	**1,00**	0,16	0,20	0,23	0,29
Na^+	**0,62**	-0,12	0,16	**1,00**	0,18	0,50	0,37
K+	0,12	-0,16	0,20	0,18	**1,00**	0,83	0,15
Mg^{2+}	0,23	-0,22	0,23	**0,50**	**0,83**	**1,00**	0,25
Ca^{2+}	0,02	-0,12	**0,29**	**0,37**	0,15	0,25	**1,00**
	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}

Tableau 1.21 – Matrice des coefficients de corrélation entre variables (les valeurs significatives sont en gris).

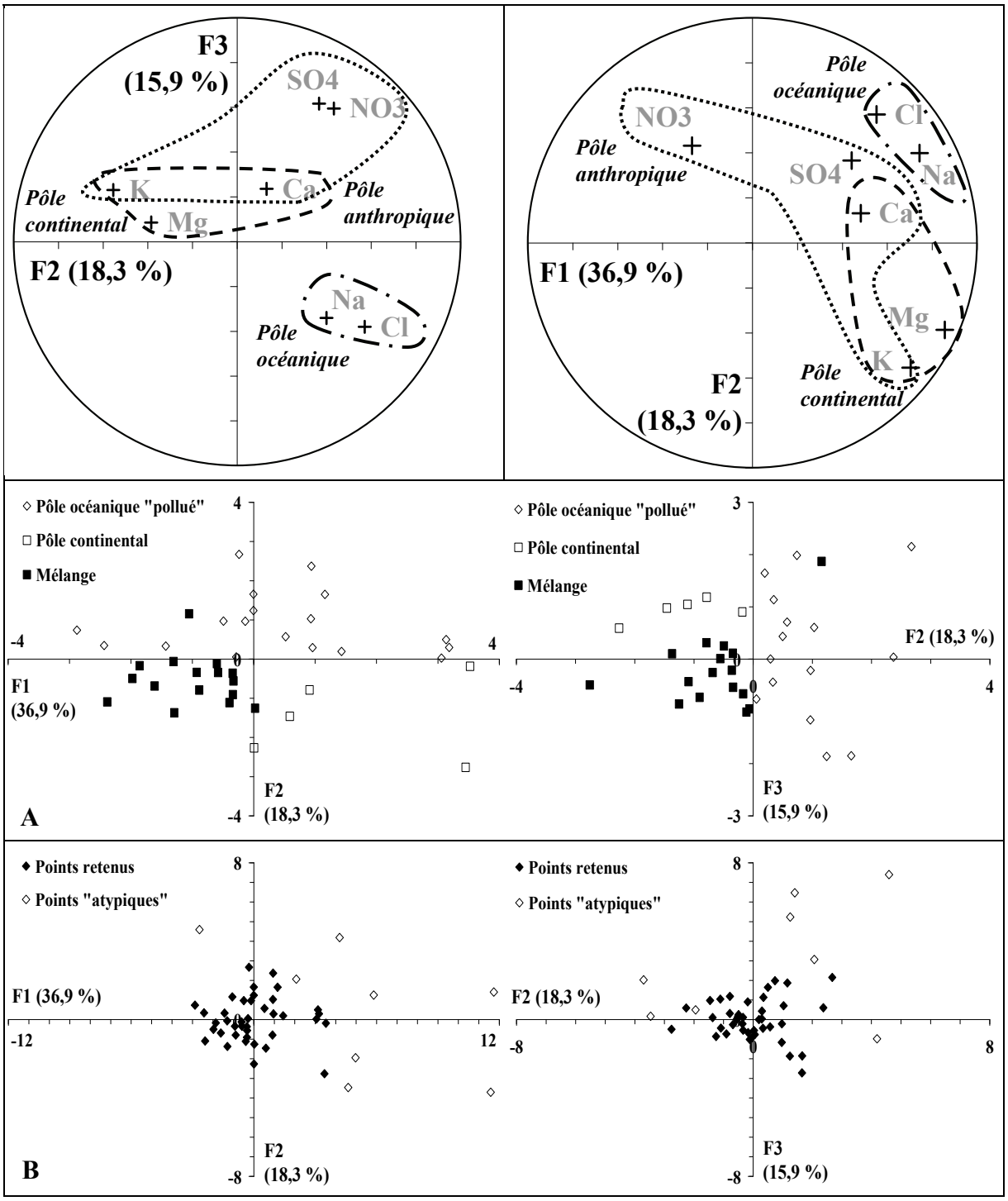


Figure 1.52 – Diagrammes des variables (plans F1-F2 et F2-F3) et des individus (39 sur la figure A et 39 individus + 8 supplémentaires sur la figure B) de l'Analyse en Composantes Principales sur les précipitations à Arette.

D'après le tableau 1.21, les éléments tels que les chlorures sont fortement corrélés au sodium (r = 0,62 et l'indépendance de ces deux variables est rejetée de façon très hautement significative) ainsi que le sodium au magnésium et au calcium (r = 0,50 et r = 0,37) et le potassium au magnésium, qui sont deux éléments *a priori* d'origine continentale. Les sulfates sont corrélés au

calcium (r = 0,29, l'indépendance des variables est rejetée), dans ce cas ils peuvent être en partie d'origine terrigène naturelle [Roda et *al.*, 1990] et pas seulement anthropique.

La majorité des ions, excepté les nitrates dont la saturation est faible sur l'axe F1 (elle passe à 76,8 % sur l'axe F4, Cf. annexe n°3), est bien corrélée à l'axe F1 qui exprime 36,9 % de la variance totale et matérialise la minéralisation de la pluie (Cf. figure 1.52). Sur le diagramme des variables, les éléments sont regroupés en trois ensembles selon leur origine supposée dans les précipitations (Cf. § 5.4.1.1 de ce chapitre). Ainsi, les chlorures et le sodium sont regroupés dans le pôle océanique, les nitrates, les sulfates et le calcium (dû à l'extraction dans les carrières) dans le pôle anthropique et le potassium, le magnésium et le calcium dans le pôle continental.

Grâce à l'axe F2 (18,3 %), il est possible de distinguer les pluies d'origine océanique (caractérisées par les ions Cl^- et Na^+) qui ont été « polluées » au cours de leur trajet, c'est-à-dire enrichies en nitrates, en sulfates et en calcium à cause des activités humaines (Cf. § 5.4.1.1 de ce chapitre), des pluies marquées par les ions K^+ et Mg^{2+} essentiellement d'origine continentale. Dans le plan F1-F2 (55,2 % de la variance totale), les individus sont ainsi regroupés selon trois pôles d'influence définis de la manière suivante : les pluies d'origine océanique « polluées » par l'activité humaine (composante positive sur l'axe F2), les pluies ayant subi une influence continentale (composante positive sur l'axe F1 et négative sur l'axe F2) et les pluies dont la composition est d'origine mixte (composante négative sur F1 et F2). Dans le plan F2-F3 (34,2 % de la variance totale), l'axe F3 oppose les éléments d'origine océanique aux autres ions (la saturation du sodium atteint 82,9 % et celle des chlorures 77,5 % sur cet axe).

La plupart des individus ont une abscisse négative sur le plan F1-F2, présenté sur la figure 1.52A, ce qui met ainsi en évidence des pluies peu minéralisées. Six des sept individus considérés comme atypiques (non pris en compte dans les calculs) se démarquent largement de la masse suivant l'axe F1 (Cf. figure 1.52B), ils correspondent à des précipitations exceptionnellement chargées en certains ions, tout particulièrement en sulfates, chlorures, sodium et nitrates. La majorité des pluies (environ 45 %) est déterminée comme étant d'origine océanique et qui a subi une pollution anthropique (Cf. figure 1.52A). De plus, seulement trois individus sont situés près du pôle océanique « pur » (sans influence anthropique ou continentale, Cf. plan F2-F3), défini par la dominance des ions calcium et sodium. Par ailleurs, peu de pluies sont caractérisées par un pôle continental dominant, la plupart (38 % environ) sont un mélange des trois pôles.

5.4.2 - Evolution de la chimie

La figure 1.53 présente l'évolution des concentrations en ions majeurs (excepté les bicarbonates, non mesurés) des précipitations à Arette.

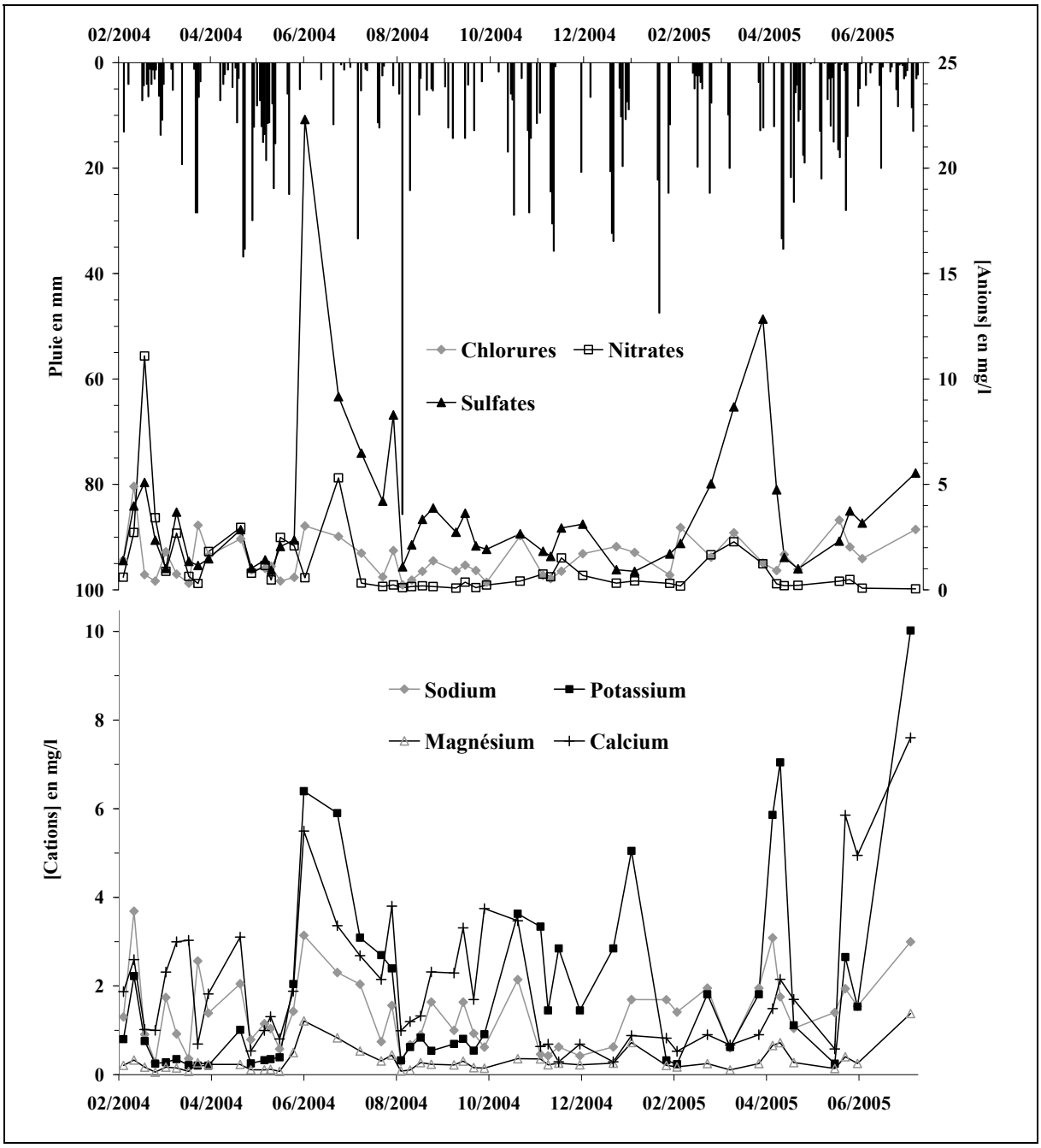


Figure 1.53 – Evolution de la chimie des pluies à Arette du mois de février 2004 au mois de juillet 2005.

Les teneurs sont très variables au cours de l'année (Cf. § 5.4.1.1 de ce chapitre) notamment pour certains éléments comme les sulfates, les nitrates, le calcium ou le potassium. Les concentrations semblent toutefois très dépendantes des hauteurs de pluie précipitée, en effet les pluies les plus minéralisées correspondent aux cumuls hebdomadaires les plus faibles (par exemple les analyses des mois de février et de juin de l'année 2004 et du mois d'avril de l'année 2005). Les résultats présentés sur la figure 1.53 ne font donc que confirmer les observations faites précédemment (Cf. § 5.4.1 de ce chapitre).

Chapitre 2

Géométrie des systèmes étudiés

Après avoir décrit le cadre général de l'étude dans le premier chapitre, ce deuxième volet est consacré à la définition de la géométrie des quatre aquifères des chaînons béarnais choisis à partir des outils géophysiques (méthode de résistivité électrique) et hydrochimiques (traçages artificiels colorés) attachés à un travail de terrain (levés géologiques, mesures des plan de fracturation).

Les expérimentations débutées depuis l'année 2003 sur le site de la Fontaine d'Orbe [Rey, 2003] ont été poursuivies en nombre au cours de ce travail de thèse. Les images de résistivité, sur lesquelles ont été reportés les plans de fracturation, ont été acquises grâce à la réalisation de nombreux panneaux électriques aux limites de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe. Elles ont permis d'établir un schéma des relations structurales entre les diverses formations géologiques rencontrées. De plus, les traçages effectués ont mis en évidence l'existence, ou l'absence, de lien hydraulique entre les différents « objets » hydrologiques (les sources de la Fontaine d'Orbe et de Barlanès et le cours d'eau du Vert d'Arette et de Barlanès) et ont aidé à la définition des limites de l'aire d'alimentation de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe. L'ensemble des résultats obtenus dans le secteur d'Arette a, par la suite, servi de modèle d'étude pour aborder les trois autres systèmes hydrogéologiques.

1 - ETUDE DE LA FRACTURATION DANS LES CHAINONS BEARNAIS

Les discontinuités se définissent par leur orientation, leur direction, leur ouverture, leur persistance, leur densité ainsi que par leur origine géologique [Berkowitz, 2002]. Elles sont soit liées au mode de dépôt sédimentaire comme les joints de stratification ou les variations de faciès (discontinuité lithologique) soit à l'histoire tectonique du massif rocheux comme les failles, les fractures, les joints tectoniques ou les fentes de tension (discontinuité mécanique) [Ford et Williams, 1992].

La genèse et l'évolution d'une famille de discontinuités lui donnent des propriétés hydrauliques propres [Fenart, 2002]. Le réseau de discontinuités d'un aquifère de type fissuré ou karstique dirige les écoulements d'eau grâce au contraste de perméabilité généralement très élevé entre les blocs de la roche saine et le réseau de fracturation. Un des paramètres prépondérant dans l'hydraulique des aquifères fissurés et karstiques est la connectivité des familles de fractures. La compréhension des circulations d'eau au sein d'un réservoir karstique passe donc par la connaissance précise de la fracturation, de son organisation dans l'espace et des relations qui existent entre les fissures (drains et systèmes annexes) [Klarica, 1997].

Compte tenu de l'histoire géologique mouvementée des chaînons béarnais (Cf. § 2.2 du chapitre 1), l'étude de la fracturation des massifs carbonatés qui les composent est donc essentielle à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des aquifères locaux.

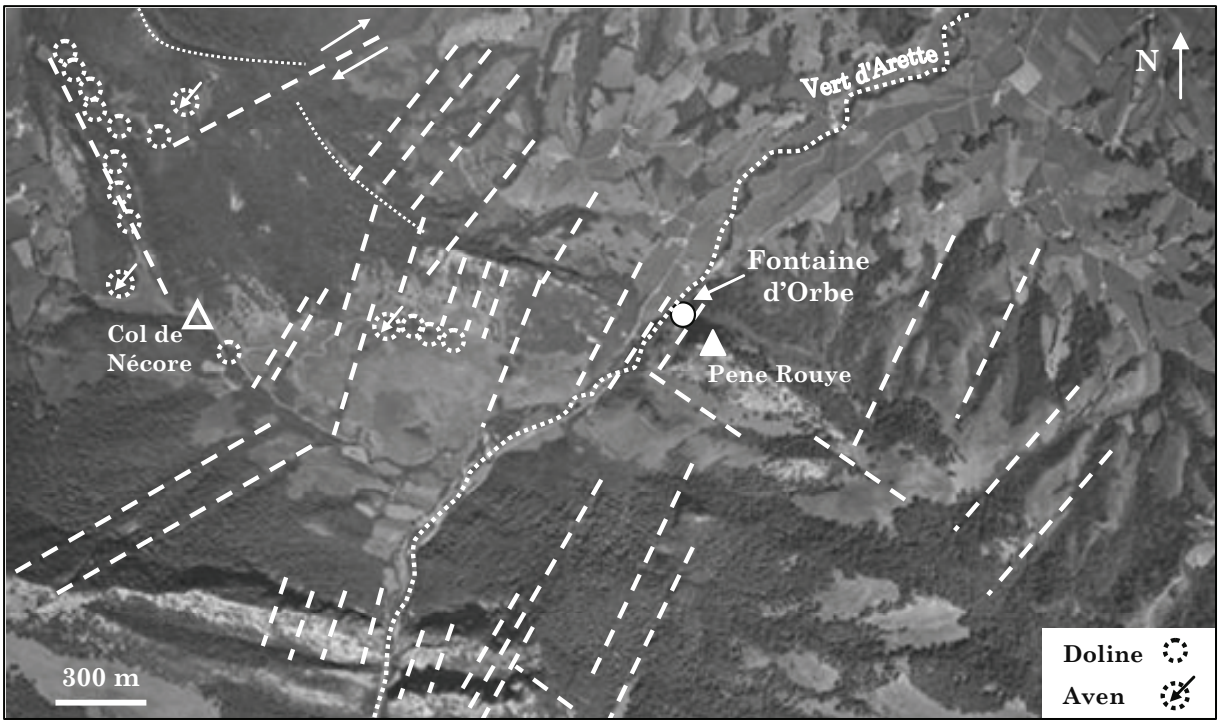
1.1 – Secteur de la Fontaine d'Orbe

A partir d'une photographie aérienne, il est possible d'identifier de nombreux linéaments, signifiant la plupart du temps la présence de plans de fracture majeurs, des alignements de dolines ou des ruissellements d'eau de surface. Les caractéristiques géologiques du terrain modèlent le paysage, les zones de faiblesses mécaniques, fractures, failles, sont érodées plus rapidement que les zones les plus compétentes. De plus, le type de végétation ainsi que la morphologie générale du terrain (buttes, cuvette, etc.) sont également des indices de la nature du sous-sol.

La photographie 2.1 présente le secteur de la Fontaine d'Orbe et montre les principales directions des linéaments définies suivant les méthodes d'observation décrites ci-dessus. Deux groupes majeurs de linéaments ressortent de l'analyse de la photographie aérienne :

- ⇨ la direction N030°E à N060°E semble la plus dense et la plus persistante ; elle traverse l'ensemble des formations sédimentaires (des marnes albiennes aux calcaires et dolomies jurassico-crétacés) et magmatiques (ophites) du secteur.
- ⇨ la direction N110°E à N130°E correspond quant à elle à l'orientation générale de la structure géologique du chaînon calcaire. De nombreuses dolines et avens sont identifiés suivant cette direction qui correspond au contact des ophites et des calcaires.

La mesure d'un plan de fracturation comprend la direction horizontale (ou azimut) par rapport au nord magnétique et le plongement (ou angle de plus grande pente) par rapport à l'horizontale. Une série de mesures de la fracturation a été réalisée au cours de l'année 2003 sur l'ensemble de la barre calcaire urgonienne (en rive droite et en rive gauche du Vert d'Arette) du secteur de la Fontaine d'Orbe [Rey, 2003].

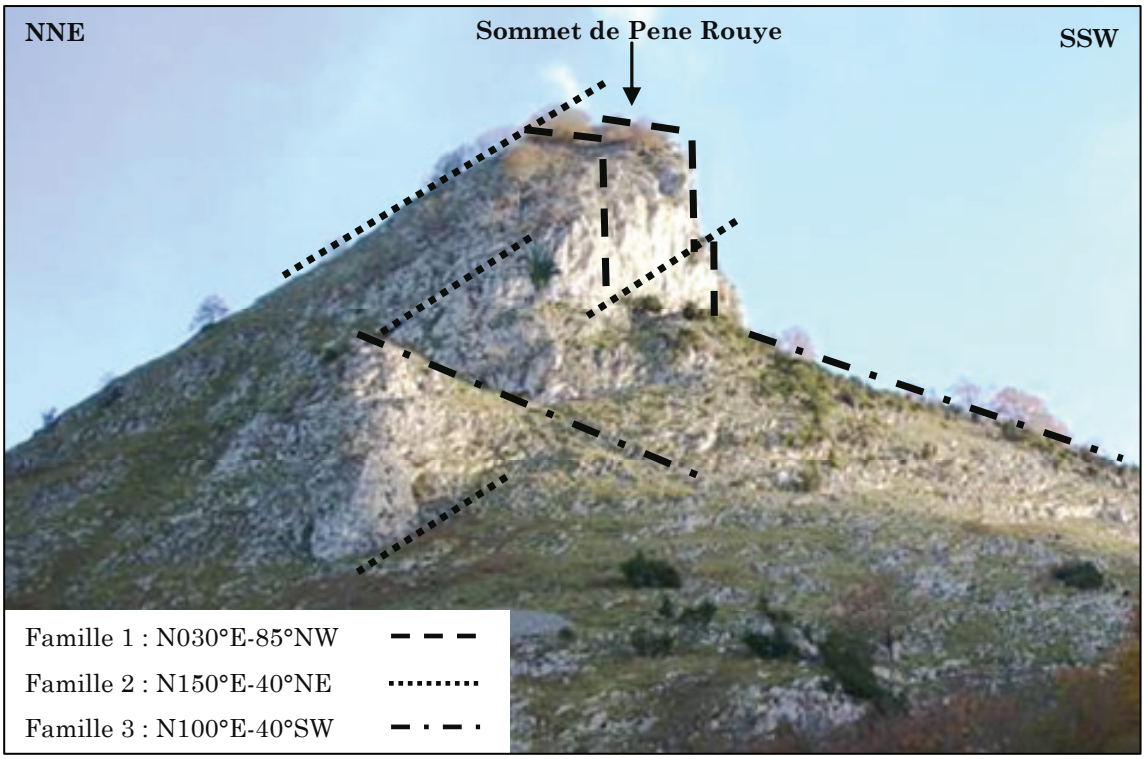


Photographie 2.1 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 317, 1994] du secteur de la Fontaine d'Orbe montrant les principales directions de linéaments.

Différentes stations de mesures réparties sur les points clés de la zone d'étude ont permis de dégager trois familles de fractures dominantes, aisément identifiables dans le paysage (Cf. photographie 2.2, photographie 2.3, photographie 2.4 et photographie 2.5), parmi les très nombreux plans de discontinuités existants. Le choix s'est porté sur les directions de fractures influençant prioritairement le découpage topographique du paysage et du massif calcaire :

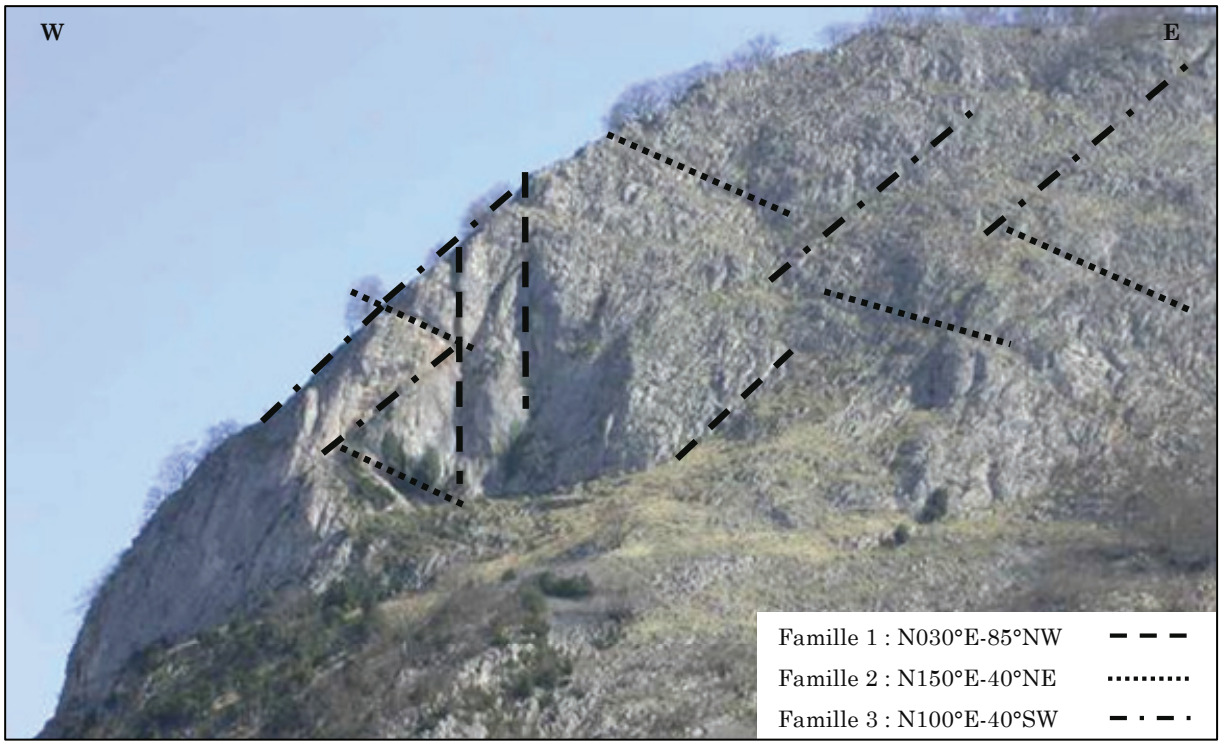
- ⇨ la première famille est orientée selon une direction moyenne N030°E et un pendage moyen de 85° vers le nord-ouest. Les valeurs données sont des directions et des pendages moyens car les directions de fractures peuvent présenter une variation de plusieurs degrés, due principalement au contexte tectonique instable du secteur. Cette famille de fractures délimite l'escarpement principal de la barre calcaire du sommet de Pene Rouye (Cf. photographie 2.2) et correspond globalement à la direction de la vallée du Vert d'Arette, ou à celle de la vallée d'Aspe plus à l'est [Frayssines, 2002]. Sur la rive gauche, elle est souvent associée à d'autres fractures, formant ainsi un plan préférentiel de dissolution qui favorise le développement du réseau karstique. La deuxième famille de fractures est orientée N150°E avec un pendage de 40° vers le nord-est. Elle dessine la pente du versant nord de la barre calcaire (Cf. photographie 2.2). C'est une composante essentielle dans l'organisation et le fonctionnement de la partie ouest du réseau karstique. Cette fracturation, associée à d'autres discontinuités de moindre extension, permet d'orienter les écoulements en direction de la fontaine d'Orbe.

⇨ le dernier ensemble de fractures de direction moyenne N100°E et de pendage 40° vers le sud-ouest découpe le flanc ouest de l'escarpement du Pene Rouye (Cf. photographie 2.3). Cette fracturation conjuguée à la deuxième famille constitue un relais dynamique (de drainage) important dans les mailles du réseau karstique supposé.

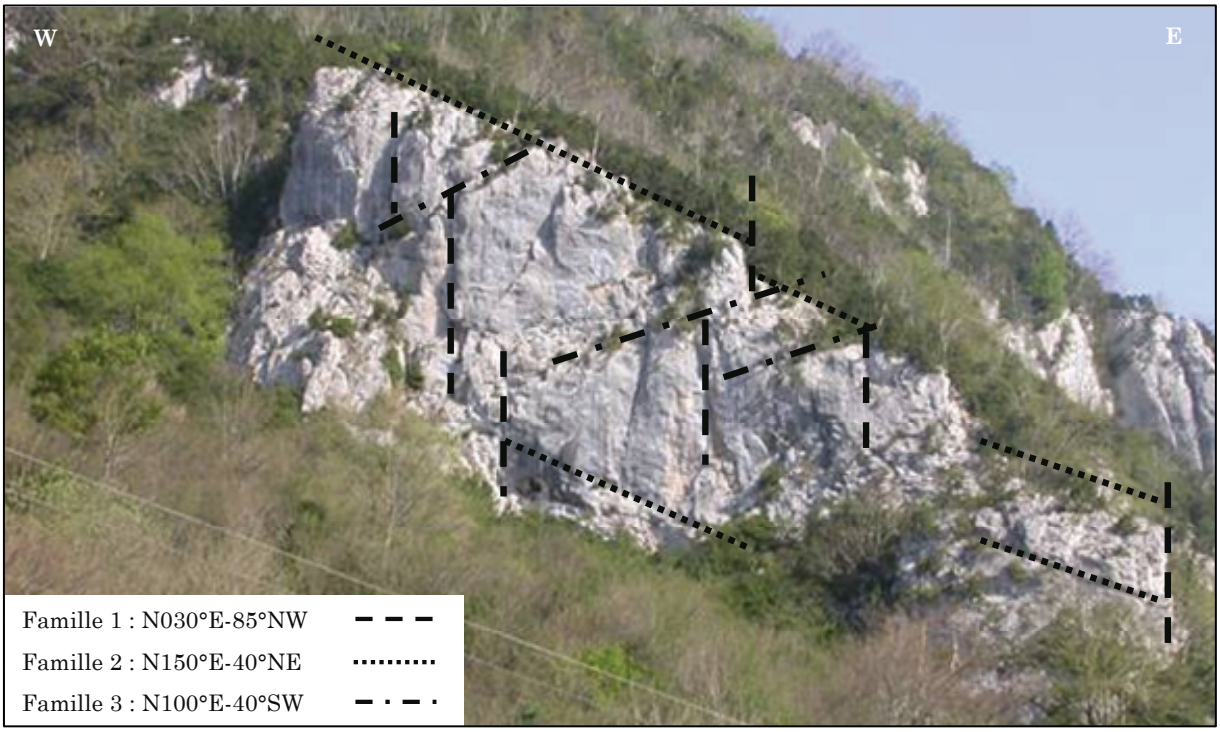


Photographie 2.2 – Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face est du sommet de Pene Rouye, rive droite du Vert d'Arette).

L'affleurement calcaire en rive gauche présenté sur la photographie 2.4 correspond très probablement à un bloc glissé (suivant un plan vertical de discontinuité, S_0 ?), les orientations des plans de discontinuités n'ont cependant pas subi de variation.



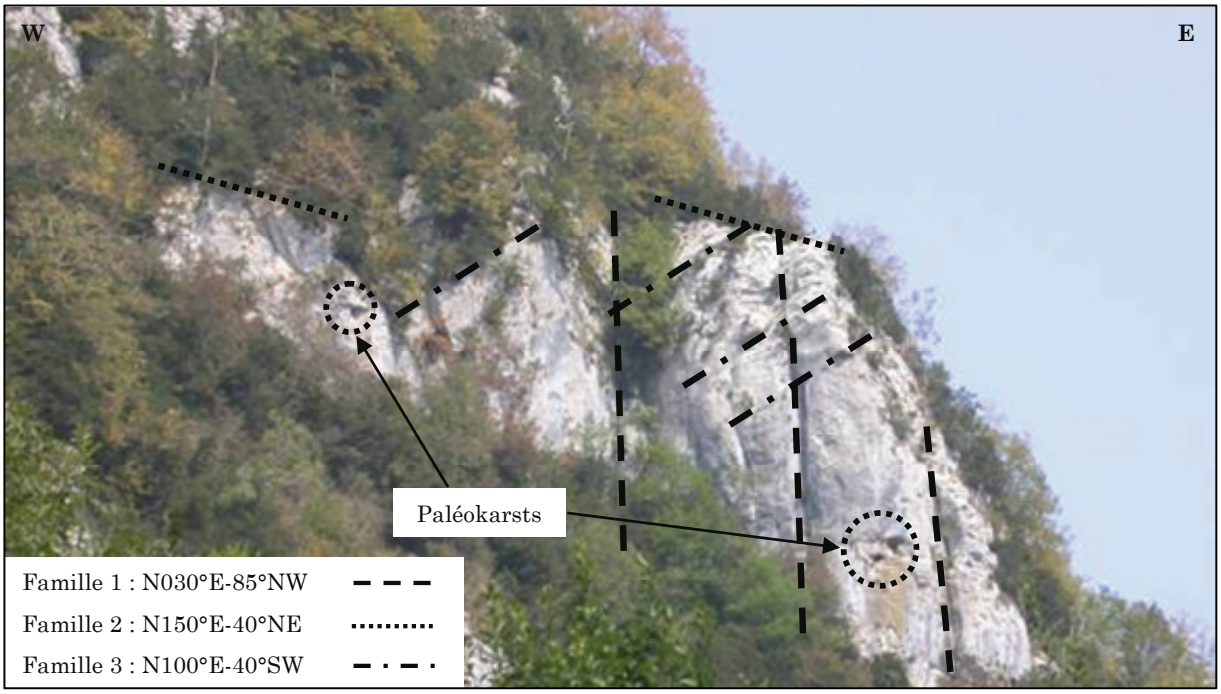
Photographie 2.3 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud du sommet de Pene Rouye, rive droite du Vert d'Arette).



Photographie 2.4 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud de la crête de Sahuqueig, rive gauche du Vert d'Arette).

Il faut noter également l'observation de nombreuses traces de dissolution et de circulations d'eau dans le plan de stratification S_0 des calcaires urgoniens, orienté N110°E à N120°E et de

pendage subvertical. Compte tenu de la densité des fractures observées sur l'ensemble de la barre calcaire, il est facile de concevoir que cet aquifère karstique se soit largement développé au cours de l'émersion de ces terrains depuis plusieurs millions d'années (Cf. figure 2.1).



Photographie 2.5 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud de la crête de Sahuqueig, rive gauche du Vert d'Arette) et traces de paléokarst.

A partir des données collectées, une coupe schématique représentant le développement du réseau karstique a été dessinée (Cf. figure 2.1). Elle traverse la barre calcaire d'est en ouest en tenant compte des trois principales familles de fractures décrites ci-dessus. Le modèle proposé est basé sur un schéma de réseau karstique classique, mêlant un système de paléokarst, dont les traces sont visibles sur l'escarpement calcaire en rive gauche du Vert d'Arette (à plus de 300 m au-dessus du niveau actuel, Cf. photographie 2.5) et de karst subactuel. Le système est donc structuré de la manière suivante : plus les conduits karstiques sont en altitude plus ils sont anciens ; l'agencement du réseau étant dessiné de manière arbitraire. Le modèle conceptuel proposé sur la figure 2.1 donne seulement une illustration simplifiée de ce que pourrait être le karst de la Fontaine d'Orbe à partir des éléments d'information recueillis sur la fracturation.

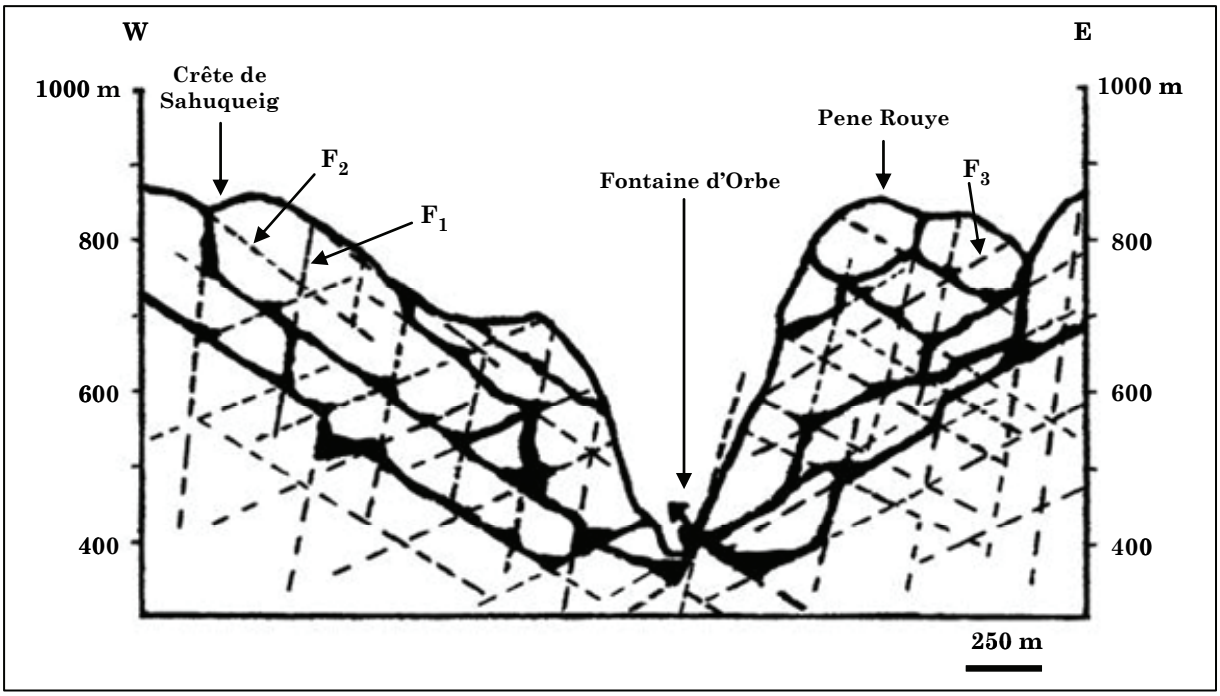
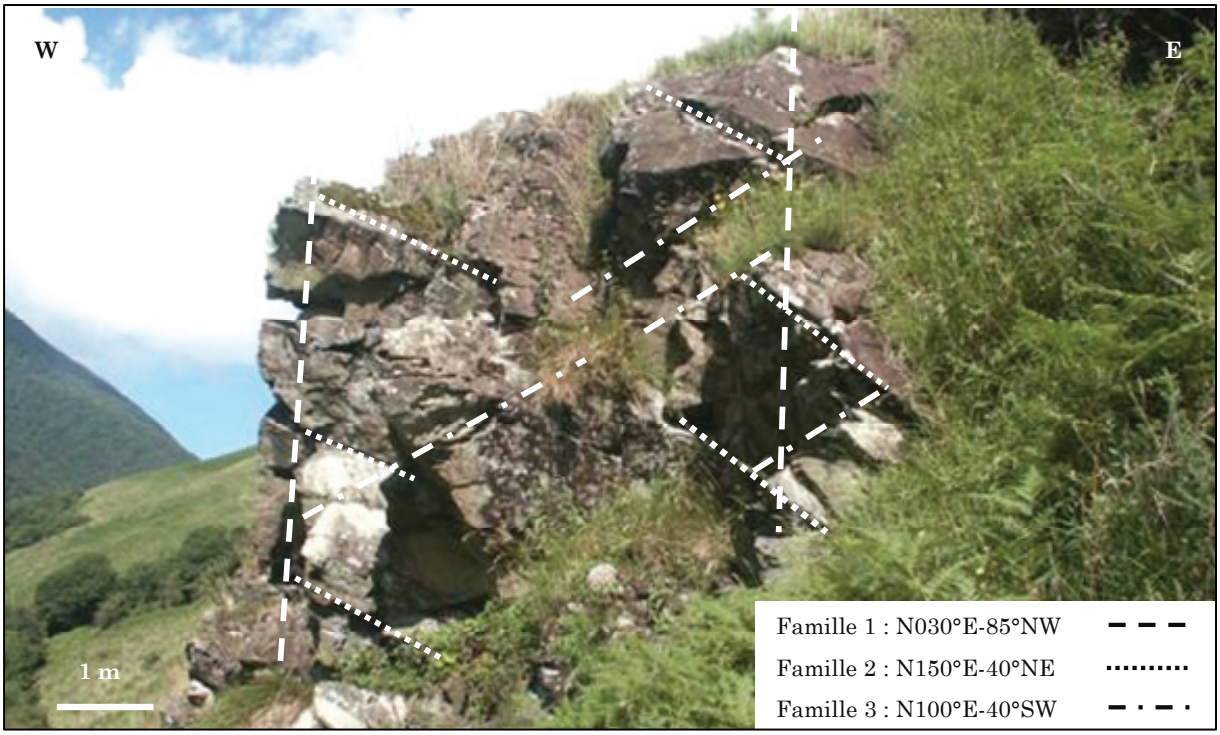


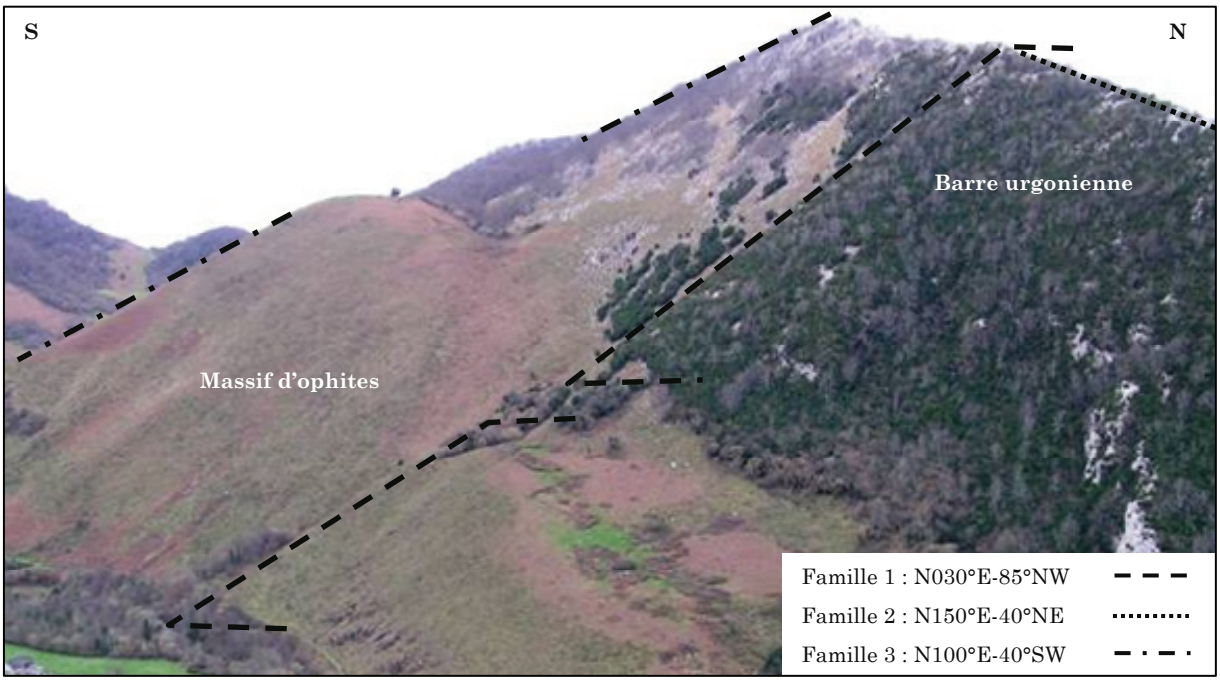
Figure 2.1 – Coupe schématisant la fracturation et le réseau karstique dans la barre urgonienne du secteur de la Fontaine d'Orbe [Rey, 2003].



Photographie 2.6 – Fracturation de l'ophite du secteur d'Arette (rive droite du Vert d'Arette).

Par ailleurs, des valeurs de fracturation mesurées sur le massif d'ophites, en rive droite et en rive gauche du Vert d'Arette, montrent que les trois familles de fractures définies précédemment découpent également ces massifs de roches magmatiques (Cf. photographie 2.6). La famille 3 (N100°E-40°SW) dessine les pentes du versant sud des massifs d'ophite qui longent la barre

urgonienne, conférant aux chaînons béarnais un paysage caractéristique (Cf. photographie 2.7). Les formations carbonatées, qu'elles soient calcaires ou dolomitiques, forment systématiquement les plus hauts reliefs dont les escarpements majeurs sont découpés par la famille de fractures 1 (N030°E-85°NW).



Photographie 2.7 – Paysage caractéristique des chaînons béarnais (vue de la rive gauche du Vert d'Arette).

La figure 2.2 montre les différents plans de discontinuités et de stratification, mesurés dans les formations géologiques rencontrées dans le secteur de la Fontaine d'Orbe. En projection stéréographique sur un canevas de Wulff (hémisphère inférieur, Cf. figure 2.2), il est clair que les plans de fractures recoupent la stratification (S_0) dans les calcaires urgoniens suivant une ligne N048°E-79°SW (L_1) pour la famille 1, N119°E-21°SE (L_2) pour la deuxième famille et N117°E-13°SE (L_3) pour la troisième. La ligne L_1 constitue donc une direction possible d'infiltration et de drainage vertical des eaux de surface, favorisant ainsi le développement de la zone épikarstique et du réseau en profondeur. D'après la figure 2.2, toutes les discontinuités (fractures et joints de stratification) se recoupent dans le massif calcaire avec une direction préférentielle vers l'est, ce qui explique peut-être la participation majeure de la partie ouest de la barre calcaire (rive gauche) à l'alimentation de la Fontaine d'Orbe.

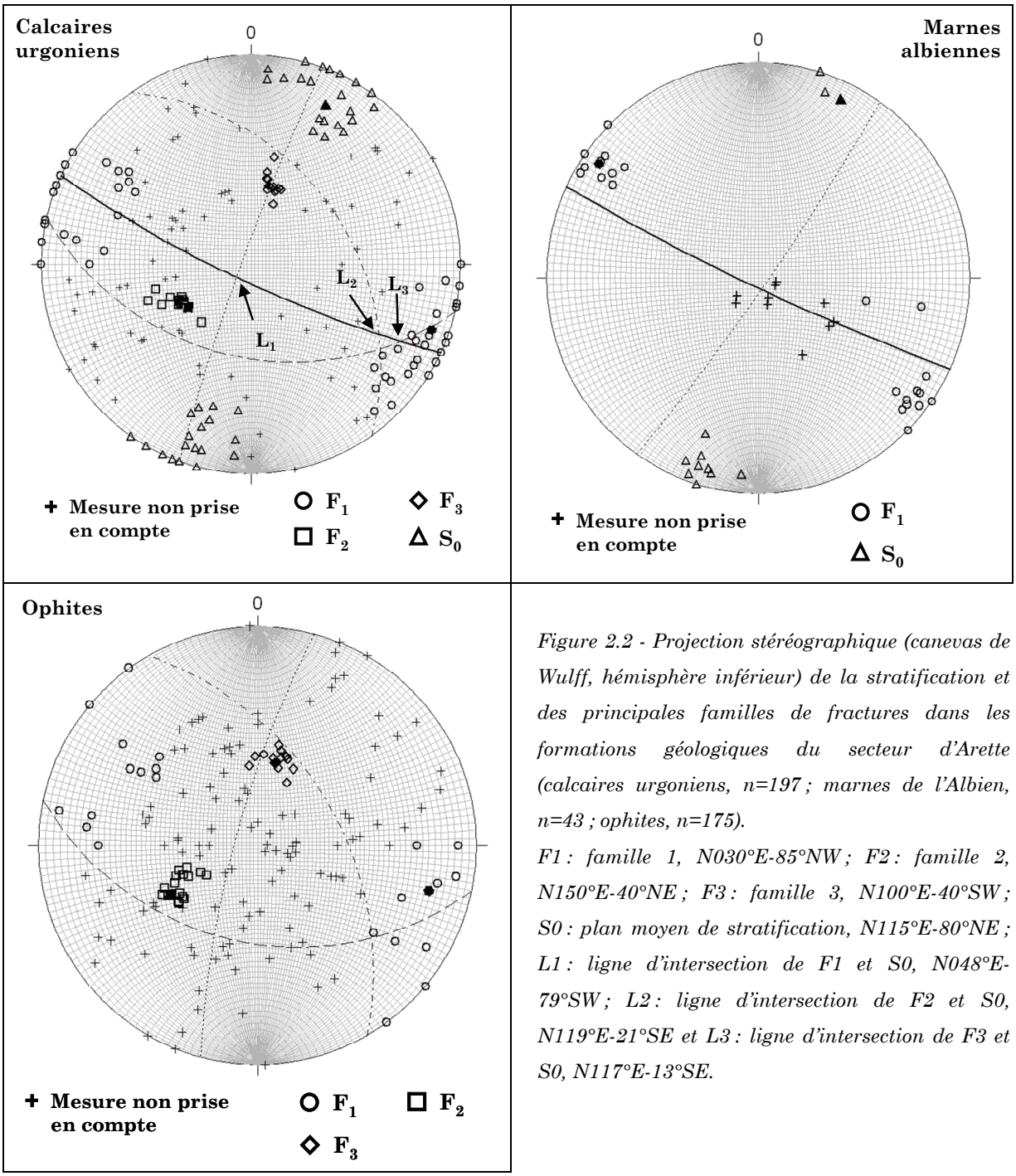
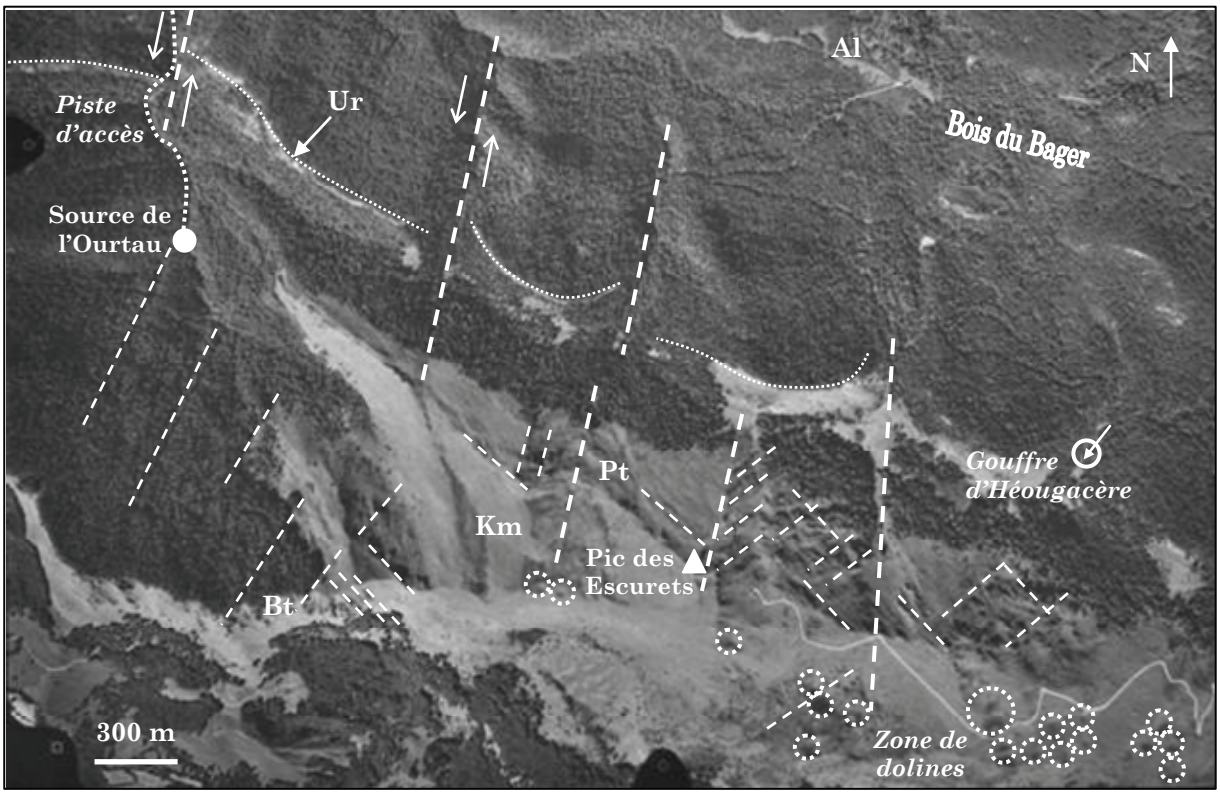


Figure 2.2 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur d'Arette (calcaires urgoniens, n=197 ; marnes de l'Albien, n=43 ; ophites, n=175).
F1 : famille 1, N030°E-85°NW ; F2 : famille 2, N150°E-40°NE ; F3 : famille 3, N100°E-40°SW ; S0 : plan moyen de stratification, N115°E-80°NE ; L1 : ligne d'intersection de F1 et S0, N048°E-79°SW ; L2 : ligne d'intersection de F2 et S0, N119°E-21°SE et L3 : ligne d'intersection de F3 et S0, N117°E-13°SE.

1.2 – Secteur de l'Ourtau

La photographie 2.8 couvrant le secteur de l'Ourtau laisse apparaître une famille de fractures d'orientation N015°E à N030°E et d'extension hectométrique, qui entaille nettement l'ensemble des formations du premier chaînon avec un jeu décrochant apparemment senestre (bien visible au niveau de la barre urgonienne, Cf. photographie 2.8). Cette direction correspond à l'orientation générale du ruisseau de l'Ourtau, serpentant en contrebas de la piste d'accès au captage (Cf.

photographie 2.8). Les dolomies calcareuses du Portlandien, visibles au pied du pic des Escurets sur la photographie 2.8, sont découpées par plusieurs familles de fractures orientées N005°E-N030°E, N040°E-N055°E et N115°E-N135°E. Ces discontinuités se retrouvent dans les formations du Kimméridgien et du Bathonien-Oxfordien sur la photographie aérienne.



Photographie 2.8 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 481, 1994] du secteur de l'Ourtau montrant les principales directions de linéament.
Al : marnes de l'Albien ; Ur : calcaires urgoniens ; Pt : dolomies calcareuses du Portlandien ; Km : calcaires du Kimméridgien ; Bt : dolomies du Bathonien-Oxfordien (Cf. figure 1.23).

Par ailleurs, les calcaires du Kimméridgien et les dolomies du Bathonien-Oxfordien montrent de nombreux indices de karstification en surface, par exemple au sud-est du Pic des Escurets se trouve une large zone de dolines et d'avens, dont le diamètre peut atteindre 70 m. Les crêtes, constituées des dolomies, présentent diverses formes karstiques tels que poljés et lapiés (ou lapiaz), visibles également dans les calcaires du Kimméridgien sous forme de lapiés émoussés ou Rundkarren [Jennings, 1985] qui se sont développés sous couvert pédologique et végétal.

Ce secteur est d'ailleurs bien connu des spéléologues locaux qui ont établi une carte répertoriant de manière non exhaustive les puits et les gouffres (32 au total, dont le gouffre d'Héougacère qui atteint une profondeur de - 470 m, Cf. photographie 2.8 et figure 2.3) du massif de Lazerque correspondant à la partie ouest du premier chaînon béarnais, depuis le Pic des Escurets jusqu'à la vallée d'Ossau à l'est [C.A.R.S.T., 1986].

Le plan détaillé du gouffre d'Héougacère (figure 2.3, A), dessiné par le groupe de spéléologues de la vallée d'Ossau (GSVO), montre un réseau souterrain organisé suivant des familles de fractures de directions : N025°E à N040°E (F_1), N155°E à N175°E (F_2) et N115°E à N130°E (F_3). De plus, la coupe du gouffre (figure 2.3, B) dévoile l'extension en profondeur du gouffre et laisse deviner un réseau de cavités développé selon des pendages vers le NE (35°), vers le SW (40°) et verticaux. Grâce aux points de repère topographiques notés sur les deux dessins (P_1, P_2, P_3, etc.), il est possible de relier les directions aux valeurs de pendage de la manière suivante : N025°E-90° (F_1), N155°E-35°NE (F_2) et N115°E-40°SW (F_3). Ces familles de fractures sont donc, à quelques degrés près (± 5 °C environ), équivalentes à celles du secteur de la Fontaine d'Orbe. Au cours de sa thèse, J.-C. Roux [1983] mesure déjà ces valeurs dans le secteur proche de l'Ourtau (Lurbe-Saint-Christau), il y détermine trois directions principales de fracturation dans les calcaires urgoniens et les marnes à spicules de l'Albien : N025°E, N115°E et N175°E et deux directions mineures : N060°E et N080°E.

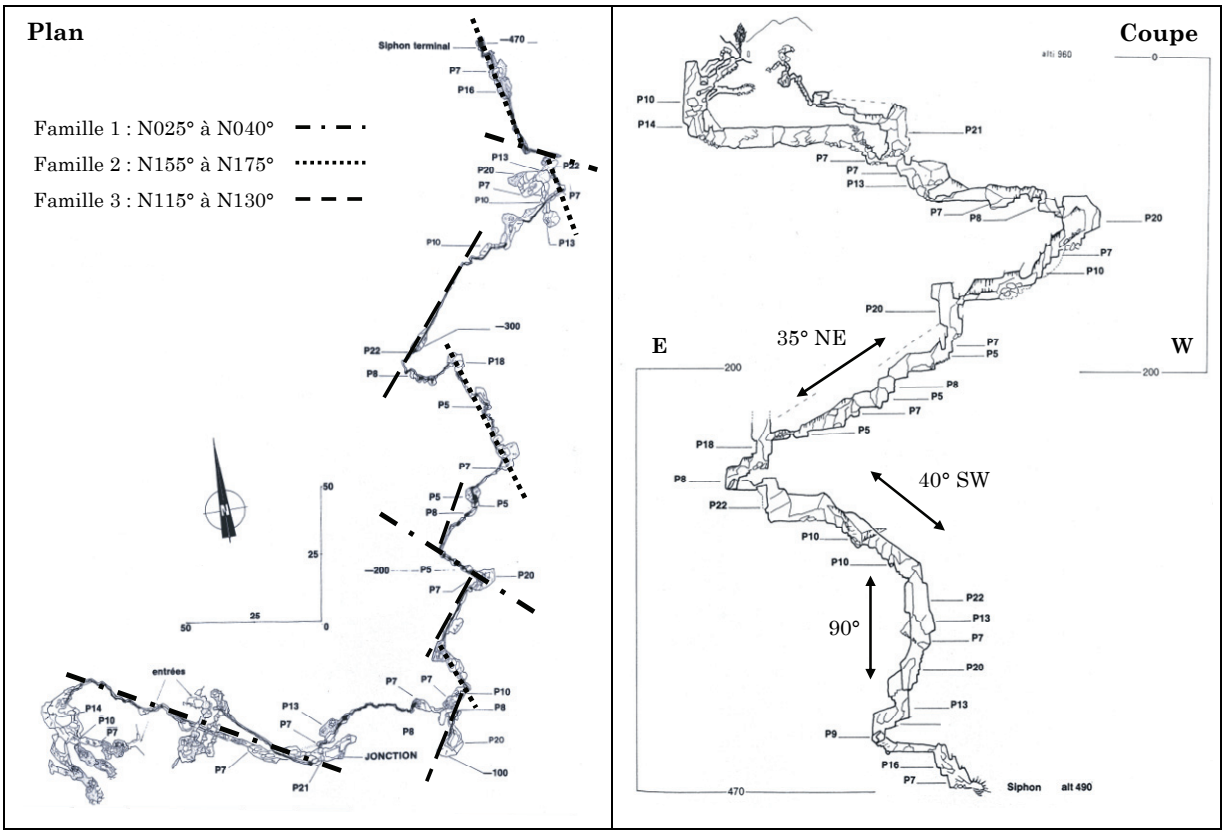


Figure 2.3 – Vue en plan (gauche) et en coupe (droite) du gouffre d'Héougacère [C.A.R.S.T., 1986].

Le tracé de la piste d'accès au captage de l'Ourtau (Cf. photographie 2.8) recoupe la plupart des formations géologiques du premier chaînon (des marnes noires de l'Albien au nord aux calcaires du Kimméridgien au sud). De nombreux affleurements aisément accessibles le long de cette piste ont permis de mesurer les orientations des divers plans de discontinuités du secteur.

La figure 2.4 présente les résultats des mesures de la fracturation des calcaires urgoniens (A), des calcaires du Kimméridgien (B) et des dolomies du Bathonien-Oxfordien (C). Ces formations montrent de très nombreux plans de discontinuité dont les familles de fractures majeures F_1, F_2 et F_3 rencontrées dans le secteur de la Fontaine d'Orbe (Cf. § 1.1 de ce chapitre) : N020°E-85°NW (F_1), N150°E-45°NE (F_2), N110°E-45°SW (F_3) et une nouvelle orientée N160°E-85°NE (F_4), également mesurée à Arette mais qui semble plus marquée dans ce secteur. Les informations déduites des données spéléologiques sont donc confirmées par les mesures de fracturation *in situ*.

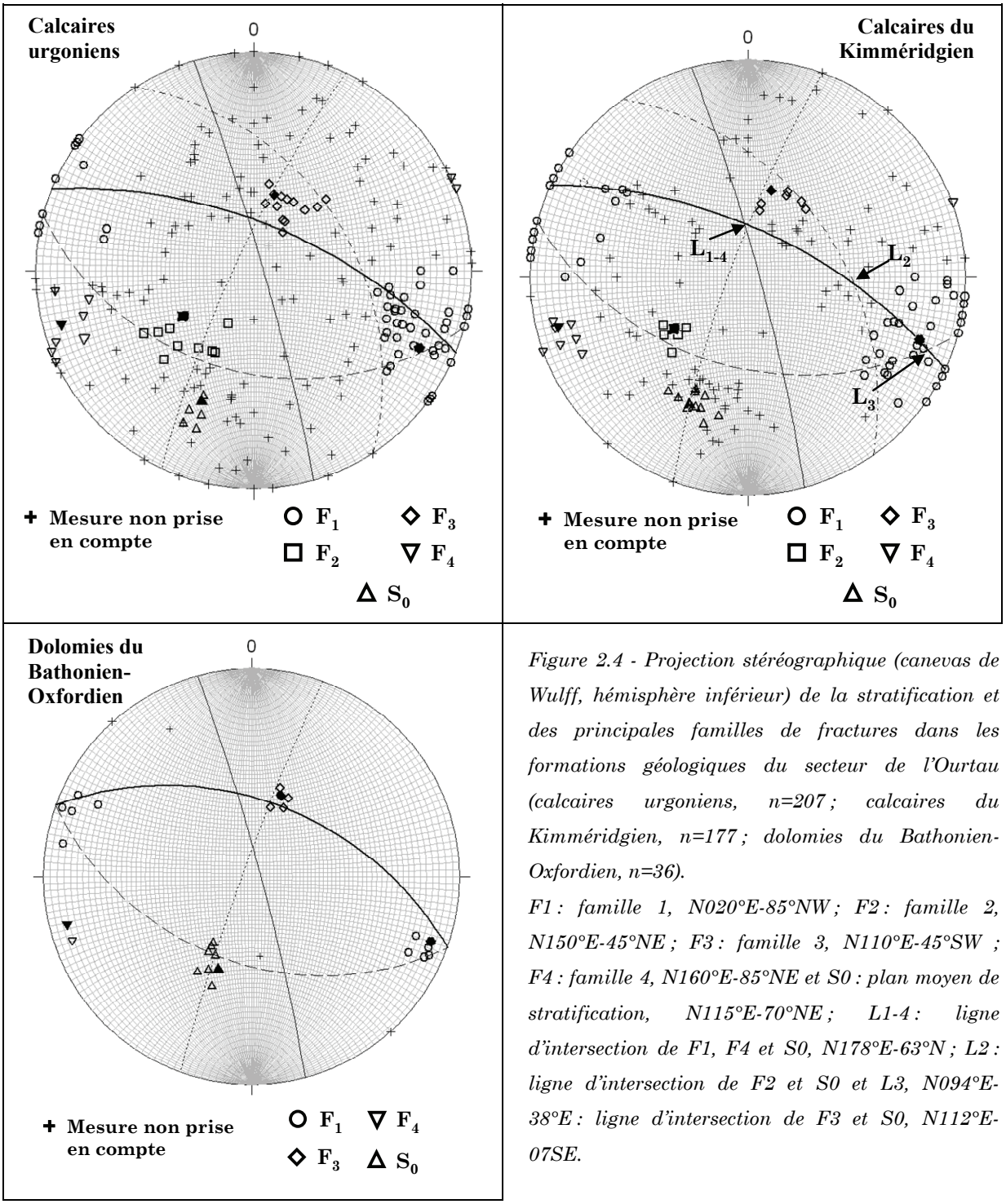


Figure 2.4 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur de l'Ourtau (calcaires urgoniens, n=207 ; calcaires du Kimméridgien, n=177 ; dolomies du Bathonien-Oxfordien, n=36).

F1 : famille 1, N020°E-85°NW ; F2 : famille 2, N150°E-45°NE ; F3 : famille 3, N110°E-45°SW ; F4 : famille 4, N160°E-85°NE et S0 : plan moyen de stratification, N115°E-70°NE ; L1-4 : ligne d'intersection de F1, F4 et S0, N178°E-63°N ; L2 : ligne d'intersection de F2 et S0 et L3, N094°E-38°E : ligne d'intersection de F3 et S0, N112°E-07SE.

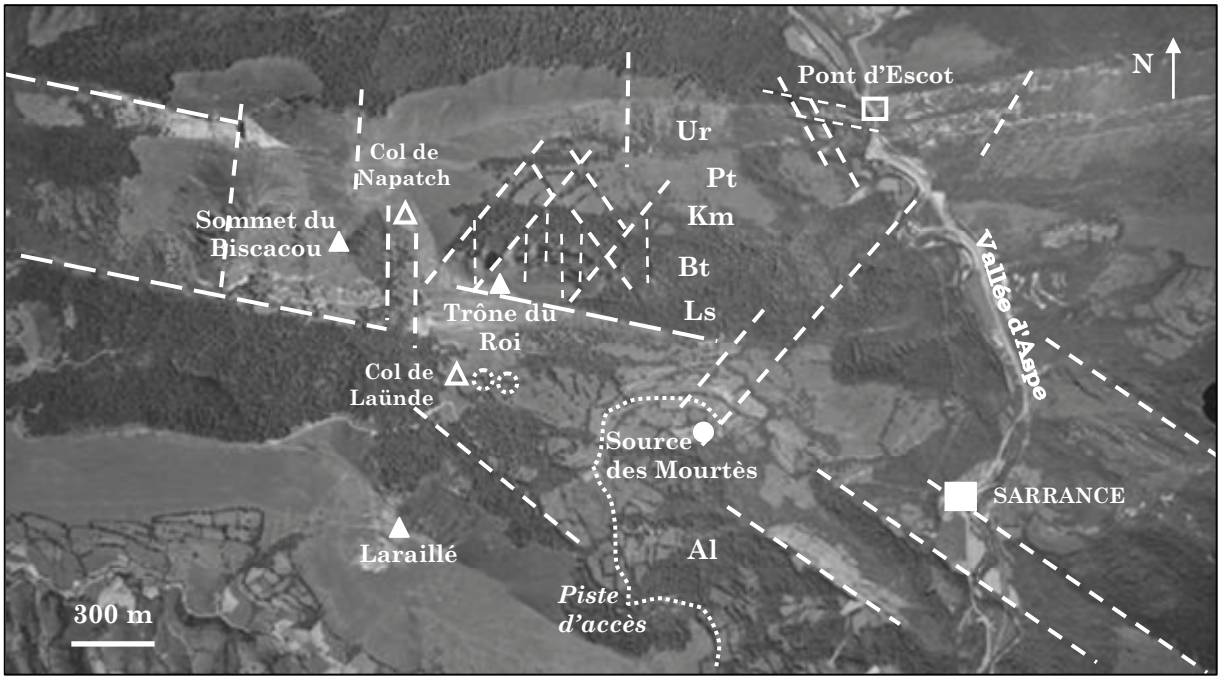
Les plans de discontinuités F_1, F_2 et F_3 taillent donc en blocs le massif carbonaté jurassico-crétacé du premier chaînon. Tous les plans de fractures coupent le plan de stratification (S_0) suivant des lignes orientées (Cf. figure 2.4) : N178°E-63°N (L_{1-4}), N094°E-38°E (L_2) et N112°E-07°SE (L_3). L'existence de ces nombreux plans de discontinuités va fragiliser le massif et favoriser le développement du réseau karstique vers le Nord et vers l'Est, avec une forte composante verticale (L_1) ; les fractures de la famille F_1 présentent la plus forte densité et s'étendent sur plusieurs centaines de mètre, traversant ainsi l'ensemble des formations géologiques du secteur (Cf. photographie 2.8). Les familles F_1, F_2 et F_3 sont identifiables dans le paysage (Cf. photographie 2.9), elles découpent en blocs les dolomies noires du Bathonien-Oxfordien qui affleurent sur les crêtes du Mail Arrouy ; de la même manière qu'à Arette, les fractures définissent les pentes des versants de la partie occidentale du premier chaînon béarnais.

Photographie 2.9 – Fracturation des dolomies du Bathonien-Oxfordien constituant les crêtes du Mail Arrouy.

1.3 - Secteur des Mourtès

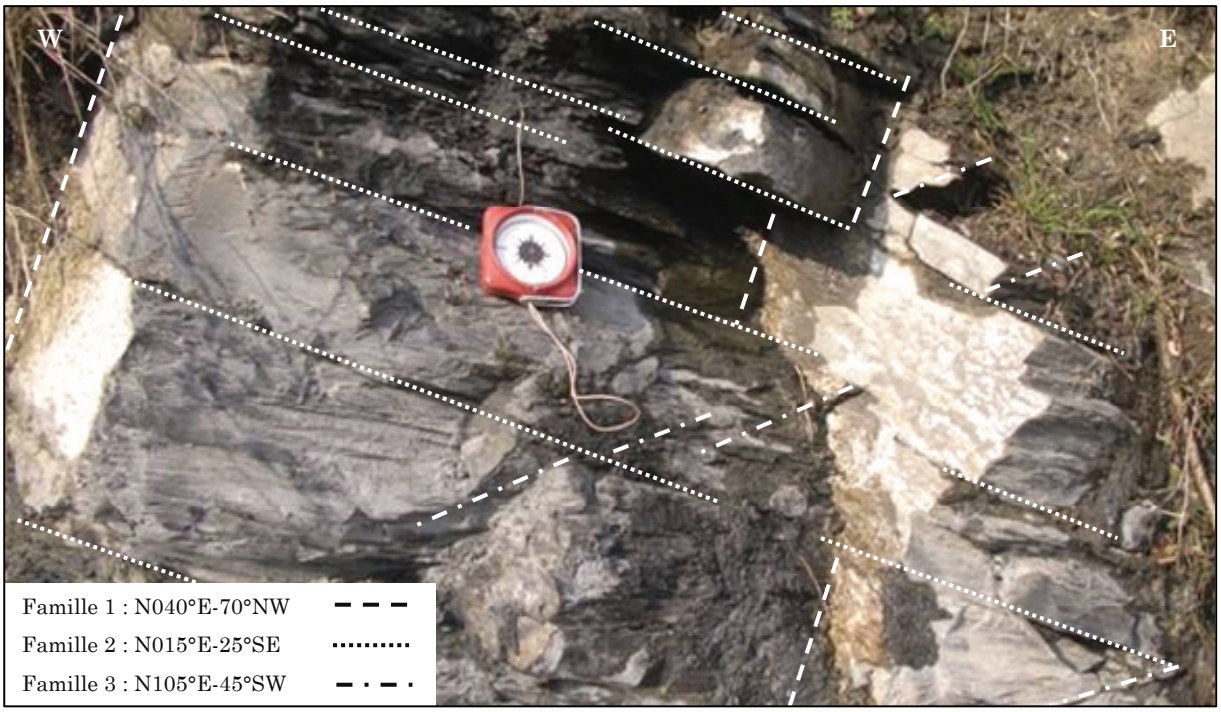
L'analyse de la photographie aérienne du secteur de Sarrance (photographie 2.10) permet de définir plusieurs directions majeures de linéaments : N005°E, N040°E (extension kilométrique), N110°E (correspond au plan de stratification) et N140°E (extension kilométrique). Au sud du village de Sarrance, certains méandres du gave d'Aspe semblent suivre les directions N040°E et N140°E. Les dolomies du Bathonien-Oxfordien, rencontrées au sommet du Trône du Roi, semblent découpées par l'ensemble de ces plans de discontinuités. L'analyse des mesures de fracturation réalisées (Cf. figure 2.5), *in situ*, dans les formations de l'Albien (Cf. photographie 2.11) et du Lias révèle trois principales familles de fractures :

- ⇨ F_1 : N040°E-70°NW (Albien) et N025°E-80°NW (Lias),
- ⇨ F_2 : N015°E-25°SE (Albien) et N175°E-35°NE (Lias),
- ⇨ F_3 : N105°E-45°SW (Albien) et N110°E-35°SW (Lias).



Photographie 2.10 - Photographie aérienne [I.G.N., n° 34, 1994] du secteur des Mourtès montrant les principales directions de linéament.
Al : marnes de l'Albien ; Ur : calcaires urgoniens ; Pt : dolomies calcareuses du Portlandien ; Km : calcaires du Kimméridgien ; Bt : dolomies du Bathonien-Oxfordien ; Ls : calcaires et dolomies du Lias (Cf. figure 1.22).

Les marnes à spicules de l'Albien sont finement découpées par la deuxième famille de fractures (N015°E-25°SE), qui s'exprime avec une très forte densité (tous les 30 cm environ) sur les affleurements observés (Cf. photographie 2.11).



Photographie 2.11 - Fracturation des marnes noires de l'Albien.

Les formations des calcaires du Lias sont principalement affectées par les familles F_1 et F_3 qui recoupent le plan de stratification S_0. Les familles F_1 et F_3 sont des fractures largement ouvertes dans lesquelles s'est déposée de la calcite, indiquant des circulations d'eau. Le col de Napatch se situe entre les sommets du Trône du Roi et du Biscacou (photographie 2.10 et photographie 2.12), au centre d'une large «tranchée» bordée par deux plans de faille, orientés quasiment N-S (suivant F_2). Les calcaires du Lias et les dolomies du Dogger sont fracturés à l'identique (photographie 2.12) ; le complexe carbonaté Lias-Dogger ne constitue ainsi, qu'un seul et même aquifère.

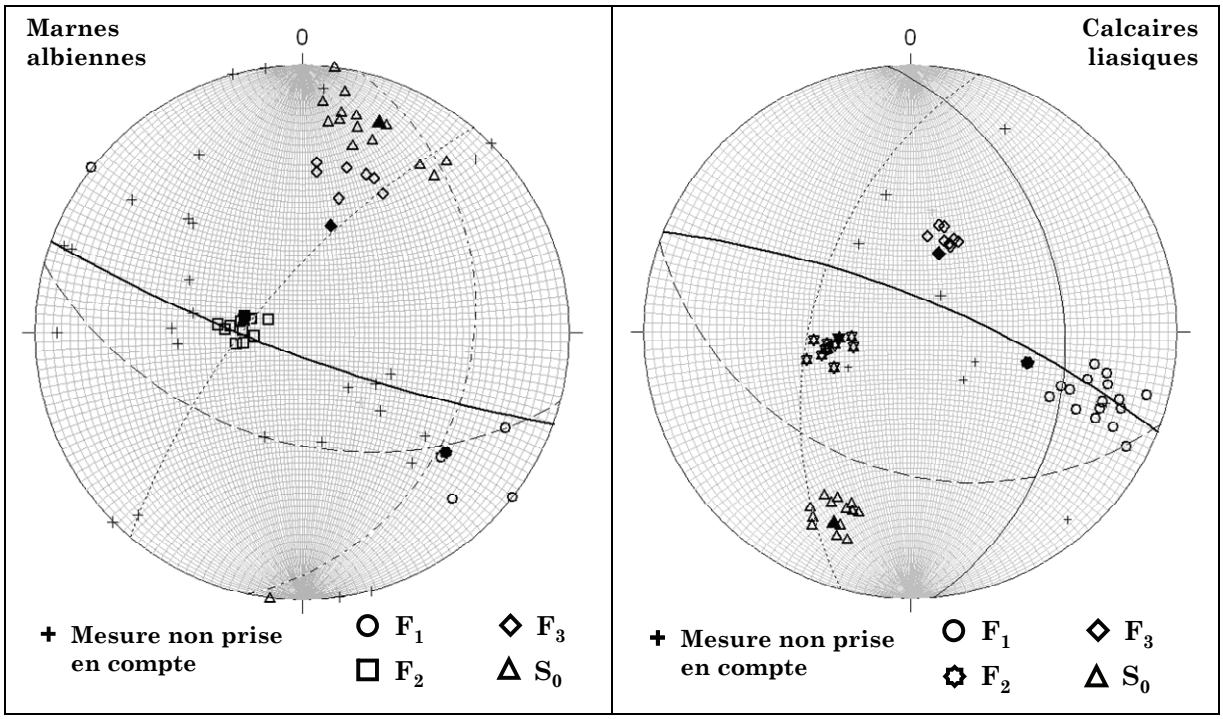
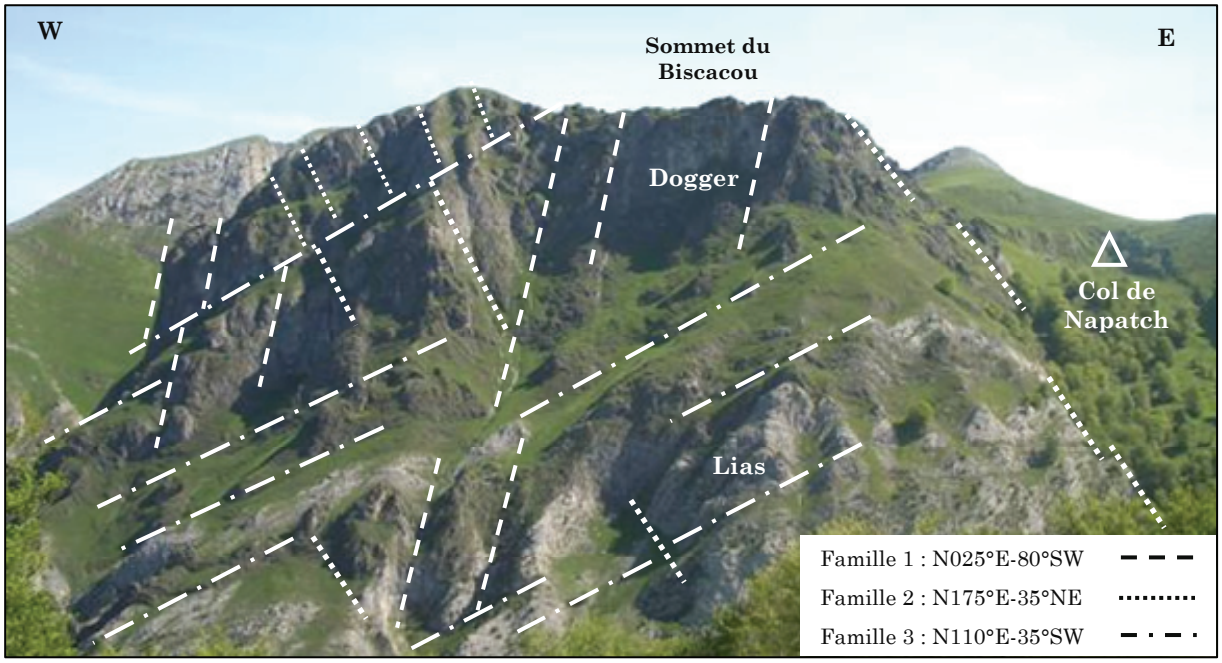


Figure 2.5 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur des Mourtès (marnes de l'Albien, n=75 ; calcaires du Lias, n=64).

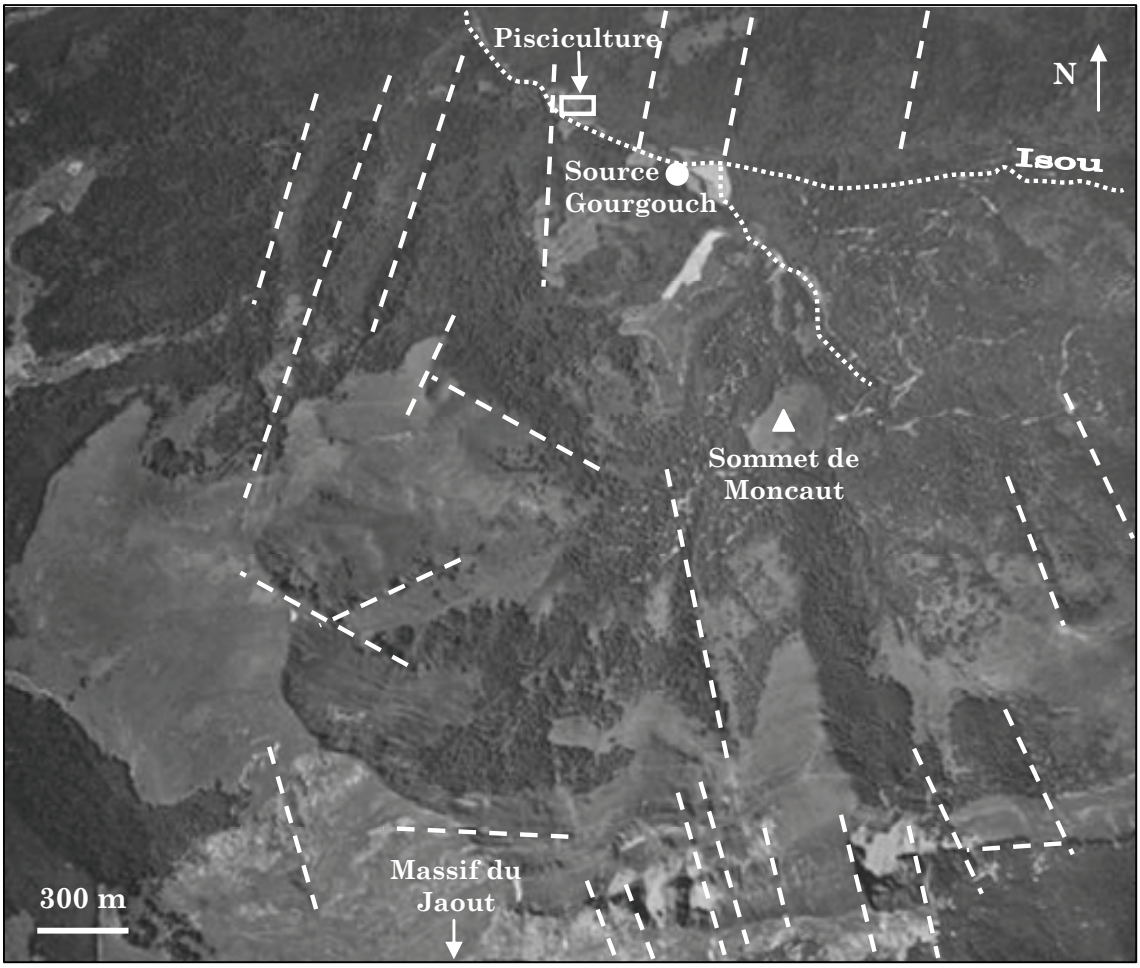
F_1 : famille 1, N040°E-70°NW (Albien) et N025°E-80°NW (Lias) ; F_2 : famille 2, N015°E-25°SE (Albien) et N175°E-35°NE (Lias) ; F_3 : famille 3, N105°E-45°SW (Albien) et N110°E-35°SW (Lias) et S_0 : plan moyen de stratification, N110°E-80°SW (Albien) et N110°E-75°NE (Lias).



Photographie 2.12 - Fracturation des dolomies du Dogger et des calcaires du Lias près du col de Napatch (à l'ouest du Trône du Roi).

1.4 – Secteur de Gourgouch

L'analyse de la photo aérienne (photographie 2.13) du secteur de Gourgouch laisse apparaître des linéaments majoritairement orientés N170°E à N030°E. Cette direction, N-S en moyenne et d'extension hectométrique voire kilométrique, est la seule à être systématiquement visible à cette échelle d'observation sur l'ensemble de la zone d'étude. La fracturation des dolomies du Bathonien-Oxfordien (figure 2.6) a été mesurée le long du chemin bordant le ruisseau de l'Isou (Cf. photographie 2.13) et les plans les plus fréquemment rencontrés sont les suivants : F_1 : N050°E-40°NW ; F_2 : N100°E-30°NE ; F_3 : N170°E-50°SW et S_0 : N095°E-70°SW.



Photographie 2.13 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 23, 1994] du secteur de Gourgouch montrant les principales directions de linéament.

A l'affleurement, les dolomies sont découpées en bancs métriques par la première famille de fracture dont la densité est la plus forte des trois. Les escarpements principaux coïncident la plupart du temps avec le plan de stratification, dont la direction peut varier d'une trentaine de degré, passant indifféremment de N080°E à N110°E. Les dolomies, d'aspect pulvérulent, présentent en surface de nombreux indices de dissolution. En rive droite du ruisseau de l'Isou, des

sources de faible débit émergent des dolomies, recouvertes d'épaisses formations travertineuses et s'écoulent en surface le long des discontinuités orientées N040°E à N050°E.

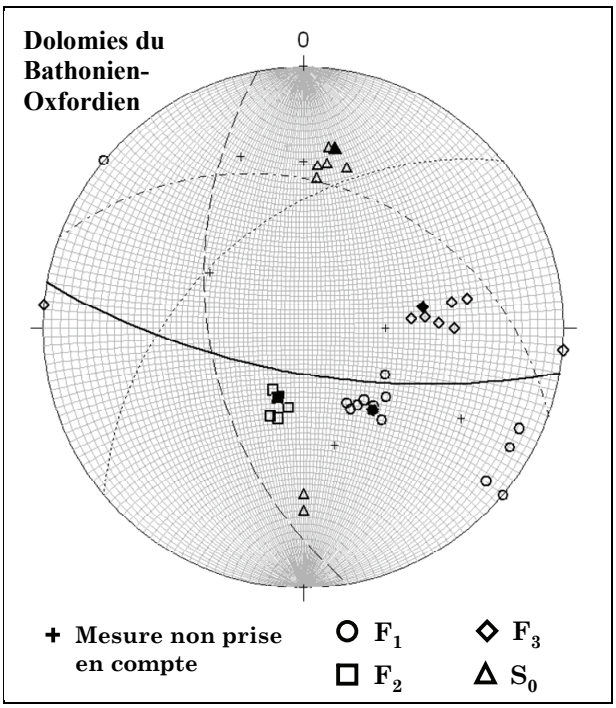
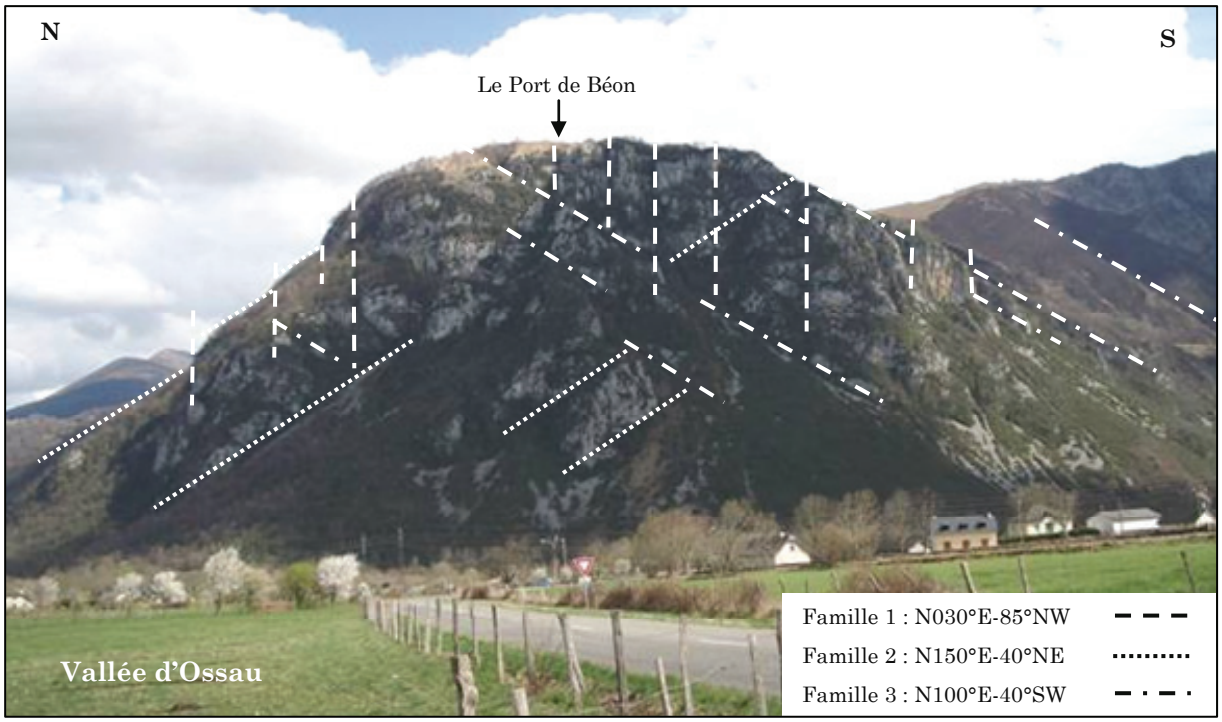


Figure 2.6 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les dolomies du Bathonien-Oxfordien du secteur de Gourgouch (n = 43).
F1 : famille 1, N050°E-40°NW ; F2 : famille 2, N100°E-30°NE ; F3 : famille 3, N170°E-50°SW et S0 : plan moyen de stratification, N095°E-70°SW.

Dans le cadre de sa thèse, Klarica [1997] a mené dans cette zone de la vallée d'Ossau, une étude précise de la fracturation du massif karstique du Jaout (2 km au sud du secteur de Gourgouch) dont les principales conclusions sont reprises ci-après. L'étude du réseau fissural du Jaout a été faite à plusieurs échelles, de l'observation des images satellites à l'analyse des affleurements sur le terrain. A partir des images satellites SPOT et des photographies aériennes, un grand nombre de linéament (810 au total) est ainsi mis en évidence : une première N090°E à N110°E de faible extension, une deuxième plus importante variant de N140°E à N160°E, affectant l'ensemble du massif et une troisième N020°E à N040°E d'extension kilométrique. Les données de terrain concernent les formations des calcaires urgoniens et des marnes de l'Albien. Klarica discerne trois familles directionnelles majeures de l'ensemble de ses mesures (971 au total sur l'ensemble du massif) : N000°E, N050°E et N160°E. Les pendages mesurés ont la particularité de plonger vers l'ouest avec des valeurs relativement fortes. Les discontinuités orientées favorablement ont donc leur importance dans la direction des écoulements régie en priorité par le gradient hydraulique ; les émergences de la partie occidentale du massif du Jaout sont toutes situées en vallée d'Ossau [Klarica, 1997].



Photographie 2.14 – Partie nord du massif karstique du Jaout surplombant le village de Béon en rive droite du Gave d'Ossau.

Les observations réalisées par Klarica sur le massif du Jaout sont donc cohérentes avec celles du secteur de Gourgouch, les formations du Crétacé et du Jurassique sont fracturées par les mêmes familles de discontinuités. La photographie 2.14 montre la partie nord du massif du Jaout (sommet du Porte de Béon) constituée des calcaires urgoniens. La morphologie globale du karst de la vallée d'Ossau n'est pas sans rappeler celle du système karstique de la Fontaine d'Orbe à Arette, les familles de fracture F_1, F_2 et F_3 découpent les massifs à l'identique.

1.5 - Conclusions

L'observation des discontinuités à l'échelle des photos aériennes se confirme à celle de l'affleurement. L'ensemble des mesures de fracturation (976 au total) réalisées dans le secteur des sources d'Orbe, de l'Ourtau, des Mourtès et de Gourgouch présente une certaine homogénéité et ce, quelles que soient les formations géologiques rencontrées (des calcaires du Lias aux marnes de l'Albien). Trois familles majeures de fracture ont ainsi été mises en évidence (gamme des valeurs mesurées pour les quatre sites) :

- ⇨ F_1 : N010°E à N040°E et un pendage moyen de 75°NE ou SW à 90°,
- ⇨ F_2 : N150°E à N175°E et un pendage moyen de 30°NE à 45°NE,
- ⇨ F_3 : N100°E à N120°E et un pendage moyen de 30°SW à 45°SW.

De plus, l'analyse des directions de fracturation à partir de la carte topographique à 1/25 000 sur l'ensemble des chaînons met très clairement en relief les trois failles citées ci-dessus (Cf. annexe n°4) ; le groupe F_1 demeure néanmoins le plus persistant et le plus évident. Ces fractures découpent littéralement les reliefs carbonatés et forment des vallées encaissées (Vert d'Arette et de Barétous, Aspe et Ouzom à l'est) au fond desquelles coulent des torrents dont les méandres suivent régulièrement les directions de fractures F_1, F_2 et F_3.

Il existe de nombreux autres plans de discontinuités mais les trois familles décrites ci-dessus influencent fortement les structures intérieure et extérieure des massifs rocheux locaux. En effet, certains réseaux karstiques, explorés et répertoriés par les spéléologues tel que le gouffre d'Héougacère dans le massif de Lazerque (Cf. figure 2.3), semblent s'être développés et organisés le long de ces plans de discontinuités majeurs.

L'intersection des plans de fracture et de stratification engendre des directions de drainage préférentielles des eaux météoriques qui permettent la dissolution en profondeur des massifs rocheux carbonatés Jurassique et Crétacé. Ces fractures, d'extension métrique à kilométrique, confèrent ainsi aux chaînons béarnais un paysage caractéristique (photographie 2.7, photographie 2.9 et photographie 2.12).

Par ailleurs, à partir d'une étude microtectonique régionale [Hervouët et *al.*, 1996], les différentes familles de fractures définies ont été rattachées à un événement tectonique de l'histoire des Pyrénées. Ainsi, la famille d'orientation subméridienne est issue de la phase extensive est-ouest (ou NW-SE) du Jurassique Supérieur alors que les familles N020°E à N040°E et N140°E à N160°E résultent du système de décrochements conjugués mis en place lors de la compression majeure pyrénéenne. La plupart des plans de fractures existant rejouent par le biais de mouvements gravitaires récents (phase d'extension multidirectionnelle d'altitude) et par l'épisode de raccourcissement NW-SE, débuté probablement à l'Oligocène et qui se poursuit actuellement [Hervouët, 1997]. De plus, les fractures tectoniquement actives étant préférentiellement karstifiées [Quinif et *al.*, 1997], il devient donc évident que les massifs carbonatés constituant les chaînons béarnais soient des systèmes karstiques très actifs qui se développent constamment.

2 - GEOPHYSIQUE

2.1 - La prospection géophysique appliquée à l'hydrogéologie

Les nombreuses méthodes de prospection géophysique disponibles de nos jours permettent une investigation du sous-sol relativement précise, rapide et finalement peu coûteuse. Ces dernières années, les améliorations apportées au matériel de terrain pour l'acquisition et l'interprétation des données, quasiment en temps réel grâce aux ordinateurs portables, font de la géophysique de subsurface un outil efficace pour l'hydrogéologie [Gautam et *al.*, 2000 ; Šumanovac et Weisser, 2001 ; Al-Farès et *al.*, 2002].

A partir de ces méthodes, naturelles ou provoquées, il est possible de mesurer un paramètre physique du sous-sol, caractérisant ainsi sa nature. Le premier type de prospection, regroupant entre autre les méthodes gravimétriques, microgravimétriques, magnétiques et la polarisation spontanée a comme résultat la mesure d'une grandeur physique spontanée du sous-sol. En revanche, les méthodes provoquées (résistivité électrique, électromagnétique, sismique, radar géologique) créent une perturbation physique en profondeur, dont les effets produits sont mesurés et permettent d'estimer les propriétés physiques du terrain et ses variations.

Compte tenu de la grande hétérogénéité des milieux étudiés (aquifères fissurés et karstiques) et de la profondeur d'investigation souhaitée (plusieurs dizaines de mètres), les méthodes de résistivités électriques et électromagnétiques semblaient les mieux adaptées au contexte de l'étude ; la prospection électrique donnant toutefois les résultats les plus concluants.

2.1.1 - La méthode de résistivité électrique

La méthode de résistivité électrique repose sur l'usage des courants continus ou à très basse fréquence. Elle permet de comprendre la structure du sous-sol grâce à l'étude des résistivités électriques des formations qui le compose. Pour cela, il faut que les formations lithologiques soient caractérisées par des résistivités nettement différentes, que le courant électrique pénètre jusqu'à la profondeur recherchée et que les perturbations du champ électrique induites par les hétérogénéités du sous-sol soient mesurables à partir de la surface.

Dans le sous-sol, l'eau conditionne presque toujours la conductivité électrique, égale à l'inverse de la résistivité. La présence de minéraux conducteurs (les sulfures, la magnétite, le graphite, etc.) peut également la favoriser. Les variations des valeurs de résistivité pour un même

type de roche peuvent s'expliquer par les différences de saturation en eau, de fracturation ou encore d'altération (Cf. tableau 2.1).

Matériaux	Résistivités pour les formations saturées (ohm.mètre)	Valeurs les plus fréquentes (ohm.mètre)
Argiles	5 à 10	10
Sables	50 à 400	60
Alluvions	10 à 800	100
Basaltes	10 à 50 000	3 000
Granites	100 à 50 000	5 000
Calcaires et dolomies	100 à 10 000	2 000
Eaux douces	10 à 300	-

Tableau 2.1 – Exemples de valeurs de résistivités [d'après Meyer de Stadelhofen, 1991].

2.1.1.1 - Principe

La méthode électrique est basée sur la mesure en surface de l'intensité et de la différence de potentiel existant entre les différentes électrodes du dispositif de mesure. Le rapport de ces deux paramètres et la connaissance du facteur géométrique (Cf. ci-dessous) permettent de calculer la résistivité électrique apparente des terrains sous-jacents. Une électrode A émettant un courant I au sein d'un espace infini et homogène crée en un point M un potentiel V. Le paramètre $\boldsymbol{\rho}$ est défini comme la résistivité du matériau dans lequel se trouvent A et M. Sur le terrain deux électrodes d'émission de courant sont utilisées, A et B, ainsi que deux électrodes de mesure de potentiel M et N. Avec un tel dispositif quadripôle à la surface du sol, il est facile de mesurer le courant de A à B (I_{AB}) et la différence de potentiel entre M et N (ΔV_{MN}) et par conséquent de calculer la résistivité $\boldsymbol{\rho}$ d'un terrain homogène. Lorsque le terrain n'est pas électriquement homogène, le facteur obtenu n'est plus la résistivité vraie $\boldsymbol{\rho}$ mais une résistivité apparente $\boldsymbol{\rho_a}$ (si le terrain est homogène $\boldsymbol{\rho_a = \rho}$) :

$$\boldsymbol{\rho_a = k \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}}}$$

où k est un facteur géométrique dépendant de la configuration du quadripôle ABMN :

$$\mathbf{k} = \left[\frac{\mathbf{1}}{\mathbf{2\pi}} \cdot \left(\frac{\mathbf{1}}{\mathbf{AM}} - \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{BM}} - \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{AN}} + \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{BN}} \right) \right]^{-1}$$

Ce dispositif quadripôle fondamental, ABMN, peut donner naissance à plusieurs variantes. Dans le cadre de cette étude, deux types de dispositifs ont été utilisés, le dipôle-dipôle et principalement le pôle-pôle.

Le dispositif pôle-pôle est généralement moins utilisé que le dipôle-dipôle. Ce dispositif, qui doit être composé de deux électrodes dont une d'émission de courant (A) et une de mesure de potentiel (M), n'existe pas dans la pratique. Pour s'en approcher, les deux autres électrodes, de courant (B) et de mesure de potentiel (N), doivent être idéalement placées à une distance égale à dix ou vingt fois l'espacement maximal entre A et M, elles sont alors considérées comme placées « à l'infini » l'une de l'autre [Robain et *al.*, 1999]. Dans la pratique, le placement de B et N est dépendant de la situation géographique du site d'étude, la disposition des électrodes préconisées par Robain et *al.* n'est donc pas toujours réalisable. La grande distance entre M et N induit souvent beaucoup de bruit tellurique, dégradant considérablement la qualité des mesures. Ainsi, ce dispositif est principalement utilisé pour des études où l'espacement entre électrode est relativement faible, inférieur à la dizaine de mètres. Le principal avantage de ce dispositif est qu'il possède la plus grande profondeur d'investigation, la résolution à faible profondeur étant toutefois moins bonne que le dispositif dipôle-dipôle. Le pôle-pôle est peu sensible aux changements de résistivité, qu'ils soient verticaux ou horizontaux [Loke, 1999].

Le dispositif dipôle-dipôle est l'un des plus utilisés pour les études en imagerie électrique. L'espacement entre les électrodes est le même pour les électrodes d'émission de courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). Pour ce genre de dispositif, pour une distance AB et MN fixée dès le début, seul l'écartement des couples d'électrodes AB et MN augmente, afin d'accroître la profondeur d'investigation. Contrairement au pôle-pôle, ce dispositif est sensible aux changements de résistivité horizontaux, il est donc intéressant de l'utiliser pour identifier des structures verticales telles que des cavités ou des dykes.

2.1.1.2 – Interprétation

Pour traiter l'ensemble des données obtenues, le logiciel *RES2DINV* [Loke, 1999] a été utilisé. C'est un programme informatique capable de déterminer un modèle de résistivité en deux dimensions (2D) de la subsurface, à partir de données obtenues au moyen d'un panneau électrique. Ce programme est conçu pour inverser un grand nombre de données (entre 200 et 6 500), collectées par un dispositif d'électrodes plus ou moins long (entre 25 et 1 800). Il peut être employé pour de nombreux types de dispositifs électriques tels que le pôle-pôle, le dipôle-dipôle, le Wenner-Schlumberger, le pôle-dipôle ou encore le Wenner mais également pour des dispositifs non conventionnels pouvant comporter un nombre quasi illimité de configuration d'électrodes. Le

logiciel peut traiter un ensemble de données pour lequel l'espacement entre électrodes n'est pas obligatoirement uniforme.

Le logiciel fournit pour chaque itération :

- ⇨ une pseudo-section des résisitivités, ρ_a en fonction d'une pseudo profondeur,
- ⇨ un modèle de résisitivté apparente (calculé à partir du modèle de résisitvité vraie),
- ⇨ un modèle de résistivité vraie.

Pendant l'inversion, une technique d'optimisation non linéaire des moindres carrés [Loke et Barker, 1996] est utilisée. Pour la modélisation, le programme tolère aussi bien la méthode des éléments finis que des différences finies. La méthode d'optimisation essaie de réduire la différence entre les valeurs de résistivités apparentes calculées et celles mesurées, en ajustant la résistivité des blocs du modèle. La mesure de cette différence est donnée par la valeur du RMS (Root-Mean-Square Error). Cependant, un modèle avec un RMS faible peut parfois présenter des variations de résistivités modélisées complètement éloignées de la réalité du terrain, dans ce cas il ne sera pas acceptable d'un point de vue géologique. En général, l'approche la plus prudente est de choisir le modèle à l'itération après laquelle le RMS n'a pas varié de façon significative. Cela se produit habituellement entre la troisième et la cinquième itération.

Le modèle 2D défini par le logiciel d'inversion est composé d'un certain nombre de blocs rectangulaires. L'arrangement de ces blocs est à peu près équivalent à la distribution des points de mesure dans la pseudo-section. La répartition et la taille des blocs sont automatiquement gérées par le programme afin que le nombre de blocs n'excède pas le nombre de mesures. L'épaisseur de chaque rangée de blocs varie en fonction de l'espacement choisi entre les électrodes. En effet, elle est établie de manière à être égale à l'équivalent de la profondeur d'investigation de la séquence de mesures. Pour les dispositifs pôle-pôle, dipôle-dipôle et pôle-dipôle, ce facteur est respectivement égal à 0,9/0,3/0,6,. L'épaisseur de chaque couche subséquente s'accroît de 10 % (ou de 25 %). Toutefois, l'épaisseur de ces couches peut être définie par l'utilisateur.

Le but de ce programme est d'obtenir une modèle des résistivités vraies, en accord avec les données géologiques connues. Le logiciel détermine la résistivité des blocs du modèle par inversion des résistivités apparentes mesurées sur le terrain. De plus, il ajuste la disposition et la taille des blocs en fonction des séquences de mesures, de manière à respecter la profondeur d'investigation recherchée. Les pseudo-sections ne donnent qu'une image approximative de la vraie distribution des résistivités. Cette pseudo-section de la subsurface dépend aussi bien des résistivités réelles du sous-sol que du type de dispositif choisi. Ces pseudo-sections sont un support visuel utile pour présenter et comparer les résistivités apparentes mesurées et modélisées. Dans ce travail de thèse, les images de résistivité ont été utlisées dans le but de

comprendre la géologie structurale locale, en tenant évidemment compte des limites de la méthode.

2.1.1.3 – Limites d'application

Les principales limites de la méthode électrique sont :

- ⇨ une mise en œuvre assez lourde (au sens propre du terme comme au figuré),
- ⇨ des difficultés pour injecter le courant dans les terrains très secs,
- ⇨ une influence importante de l'hétérogénéité des résistivités en surface,
- ⇨ un temps de mesure important pour de grandes longueurs de ligne (selon l'appareil utilisé).

De plus, il faut impérativement une bonne connaissance de la géologie de la zone prospectée afin d'éviter des erreurs d'interprétation flagrantes.

2.1.2 – Les méthodes électromagnétiques

2.1.2.1 - Principes

Dans le cas des méthodes électromagnétiques, le courant est oscillant et associé à des ondes électromagnétiques ; c'est par induction et non plus par l'intermédiaire d'électrodes qu'il est injecté dans le sol. Les équations de Maxwell stipulent que tout courant électrique oscillant produit une onde électromagnétique qui se manifeste en tous points de l'espace par un champ électrique et un champ magnétique oscillant de la même fréquence et perpendiculaire l'un à l'autre. En hydrogéologie, les méthodes électromagnétiques sont utilisées surtout pour mettre en évidence des structures subverticales pouvant contenir de l'eau. Dans ce type de prospection, c'est bien souvent le contraste de résistivité entre l'eau des fractures et les roches encaissantes qui prend de l'importance. La résistivité de l'eau circulant dans les macrofractures est presque toujours comprise entre 10 et $300\,\Omega.\mathrm{m}$ et généralement supérieure à 10 et inférieure à $50\,\Omega.\mathrm{m}$. Ces valeurs se distinguent très nettement de celles qui caractérisent les granites, les schistes cristallins et les calcaires encaissants (Cf. tableau 2.1).

Lorsqu'un conducteur est plongé dans un champ électromagnétique, il devient à son tour la source d'un champ, dit secondaire, présentant la même fréquence que le primaire mais déphasé par rapport à celui-ci. Toute méthode électromagnétique se fonde sur les mesures des perturbations créées en surface par ce champ secondaire. Les ondes électromagnétiques sont

progressivement atténuées dans les roches. Leur amplitude décroît de façon exponentielle. Cette atténuation est d'autant plus forte que les résistivités sont basses et les fréquences élevées. Pour un même dispositif la profondeur d'investigation change en fonction de la nature du sous-sol.

Il existe différentes méthodes électromagnétiques en géophysique. Différents paramètres permettent d'établir une classification de ces très nombreuses méthodes dont les applications principales résident dans la recherche de minerais conducteurs, généralement associés à des structures localisées et plus ou moins verticales. Une de ces applications a été utilisée au cours de ce travail, le TDEM.

2.1.2.2 – Le TDEM (Time Domain Electro-magnetic Method)

Ces méthodes ont connu un grand développement en recherche minière, elles ont été particulièrement développées au Canada, en Suède, en ex-Union soviétique et en Australie. Par ailleurs, la plupart de ces méthodes a été adaptée à leur utilisation, à partir d'avions ou d'hélicoptères. Elles sont essentiellement utilisées pour quantifier des volumes de terrains avec une précision variable, repérer le toit des biseaux salés, mettre en évidence la contamination de nappes phréatiques ou encore cartographier des zones à faible résistivité. L'absence de contact avec le sol, la rapidité de mise en œuvre sur un terrain dégagé et un pouvoir de résolution latéral et vertical excellent sont les principaux avantages de cette méthode. Elle est également parfaitement complémentaire avec les méthodes électriques.

Le principe de base consiste à mesurer le champ secondaire en l'absence du champ primaire. La solution réside en l'émission d'une impulsion au lieu d'une onde entretenue. Ce signal est généralement émis à l'aide d'une boucle. Dès l'interruption de l'émission, le champ magnétique variable induit un courant dans les couches conductrices, d'autant plus intense que la rupture soudaine entraîne une brusque variation de flux. Le champ secondaire, produit par le courant induit, décroît avec le temps alors que le courant induit se dissipe en accord avec la résistance du milieu. Le champ secondaire, variable, induit un courant dans la boucle du récepteur.

En considérant une boucle circulaire disposée sur le sol immédiatement après l'interruption du signal, un courant circulaire en sens inverse de celui ayant circulé dans la boucle prend naissance dans le sol avec une forme sensiblement identique à celle de la boucle d'émission. La densité de courant induite est maximale dans cet anneau. Le courant transitoire circulant dans cet anneau induit en dessous un nouveau courant dans un anneau dont la dimension est un peu supérieure et ainsi de suite. Il est alors question de « ronds de fumée » vers le bas. La réponse du sol est donc le résultat de la diffusion dans le sol de l'anneau de densité de courant maximale. Il en ressort que le signal mesuré à des temps croissants après l'arrêt de l'émission représente la contribution de couches de plus en plus profondes du sous-sol.

La taille des bobines peut varier de cinq mètres de côté à plus de cent mètres. Une fois installé, ce dispositif permet de réaliser des sondages en une dizaine de minutes. Des profils peuvent aussi être réalisés. La profondeur d'investigation dépend de la géométrie employée, des résistivités rencontrées et des gammes de fréquences.

En pratique, l'interprétation de ces mesures n'est envisageable que par inversion, ce qui nécessite l'utilisation de logiciels adaptés, tel que le logiciel d'inversion TEM-RES. Le principe est de construire un modèle, composé de huit couches dont on peut faire varier l'épaisseur et la résistivité, qui se rapproche le plus possible du profil de mesures réel. Par la suite, le logiciel réalise l'inversion. L'utilisateur a toujours la possibilité de corriger le modèle précédemment défini, si la solution proposée lui semble trop éloignée de la réalité.

2.2 - Etude du bassin d'alimentation de la Fontaine d'Orbe

Afin de préciser la géométrie du système hydrogéologique de la Fontaine d'Orbe et d'en définir les limites d'alimentation, il a fallu s'intéresser de près à la structure géologique locale, *a priori* complexe compte tenu du contexte structural pyrénéen. En conséquence et en considérant le manque de données existantes sur le secteur, de nombreuses investigations géophysiques ont été menées dans ce secteur depuis 2003 [Rey, 2003], utilisant les méthodes de prospection électrique et électromagnétique disponibles au laboratoire du CDGA. Les dispositifs électriques utilisés, le pôle-pôle et le dipôle-dipôle, comprennent de trente-deux à quarante-huit électrodes espacées de 1,5 m, 3 m, 4 m ou 5 m. La séquence des points de mesure étant établie sur dix niveaux, la profondeur de sol prospectée est alors d'une cinquantaine de mètres. Par la suite, les données de terrain sont exploitées grâce au logiciel d'inversion RES2DINV [Loke, 1999]. Elles sont filtrées et inversées en mode standard appelé « smoothness-constrained least-squares ou L2-norm » [Loke et Barker, 1996] ; les dernières données (campagne de mesure 2005, Cf. § 2.2.4 de ce chapitre) ont, de plus, été traitées au moyen d'inversion de type robuste (L1-norm).

L'objectif de cette prospection est de déterminer dans un premier temps, la nature et la géométrie des contacts aux limites de l'aquifère calcaire et dans un second temps d'obtenir des informations sur les relations géométriques en profondeur entre les ophites et les calcaires urgoniens. Parallèlement à ces investigations, des sondages (T.D.E.M.) ont été réalisés afin de comparer ces résultats à ceux acquis par panneaux électriques.

Par ailleurs, lors de l'enregistrement des données géophysiques sur le terrain, les affleurements géologiques ainsi que les variations de nature du couvert végétal ont été systématiquement relevés le long des profils et reportés sur les images de résistivité (Cf. ci-dessous). Certaines plantes peuvent en effet révéler la nature du sol, par exemple la présence de

fougères est généralement caractéristique d'un sol siliceux et les forêts de buis d'un substratum préférentiellement calcaire.

2.2.1 - Géométrie des contacts géologiques

Le bloc diagramme ci-dessous (figure 2.7) permet de positionner les différentes expérimentations géophysiques effectuées sur le secteur de la Fontaine d'Orbe. Une vingtaine de panneaux électriques a été réalisée à diverses altitudes (de 370 m à 670 m) sur l'ensemble de la zone. La plupart d'entre eux sont orientés N020°E à N030°E, perpendiculairement à la structure géologique et deux seulement sont orientés N110°E parallèlement au plan de stratification.

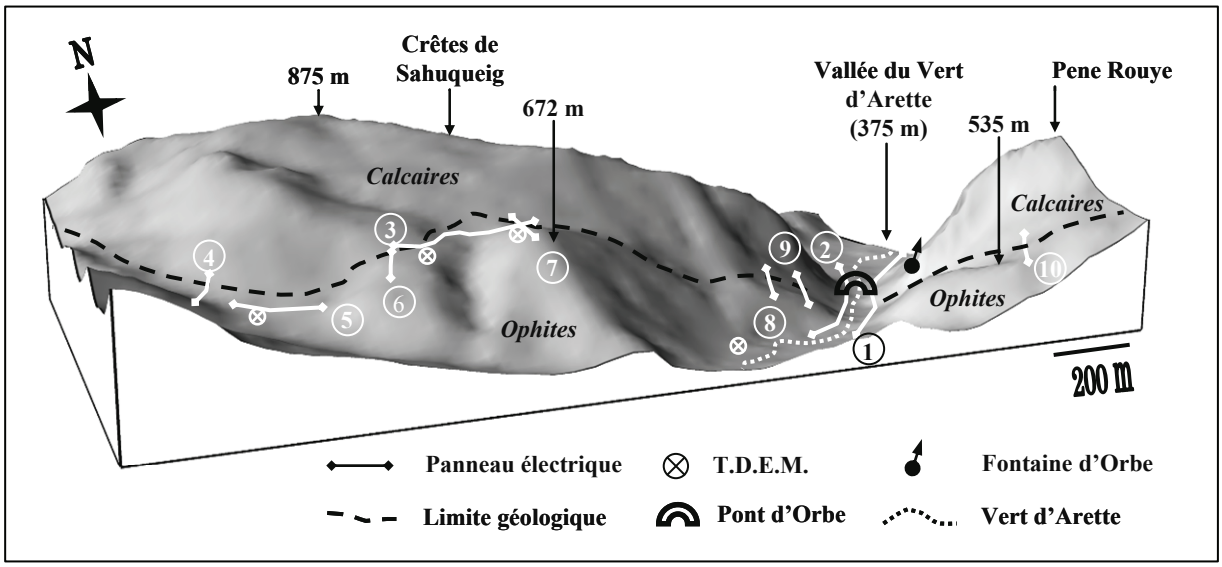


Figure 2.7 – Localisation des expérimentations géophysiques réalisées dans le secteur de la Fontaine d'Orbe.

Les trois principales familles de fractures (F_1 : N030°E-85°NW ; F_2 : N150°E-40°NE ; F_3 : N100°E-40°SW, Cf. figure 2.2) qui découpent et structurent l'ensemble du massif, sont reportées sur l'ensemble des images correspondant aux panneaux électriques. Toutefois, l'existence de la plupart des discontinuités dessinées sur les images de résistivité est uniquement supposée, elles s'exprimeraient ainsi à la faveur des variations des valeurs de résistivité [Apparao et Roy, 1971 ; Adepelumi et *al.*, 2006]. Leur densité dans les calcaires et les ophites est telle, qu'il serait impossible de les figurer dans leur ensemble. Les plans de fractures sont représentés en tenant compte de leur pendage apparent, déterminé suivant leur orientation par rapport à celle du dispositif de mesure.

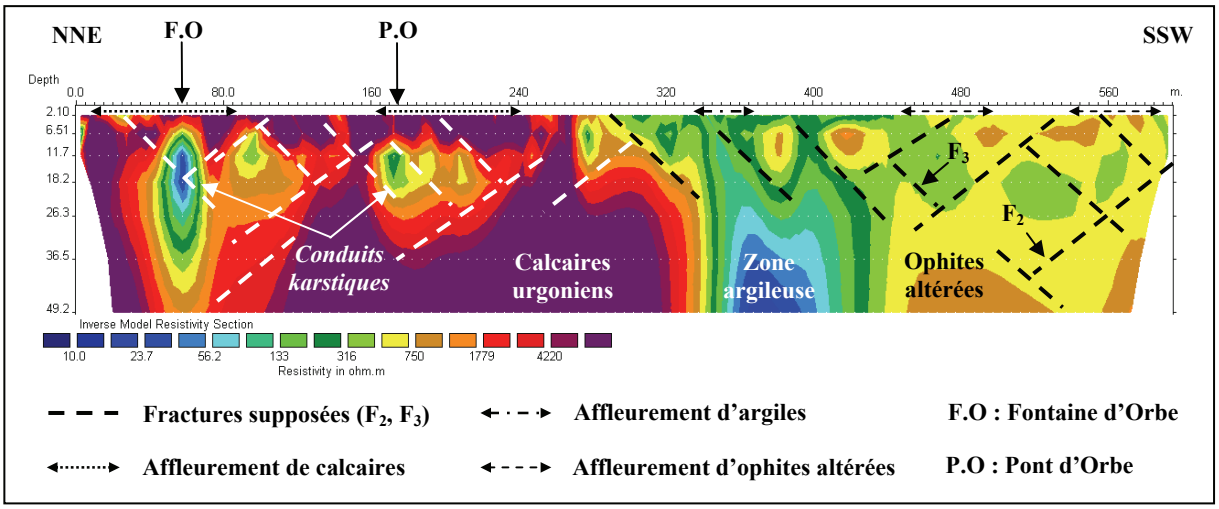


Figure 2.8 – Image de résistivité correspondant au panneau n°1. Dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m et cinq panneaux embrayés (5 itérations, RMS = 40,6 %). Rive droite du Vert d'Arette.

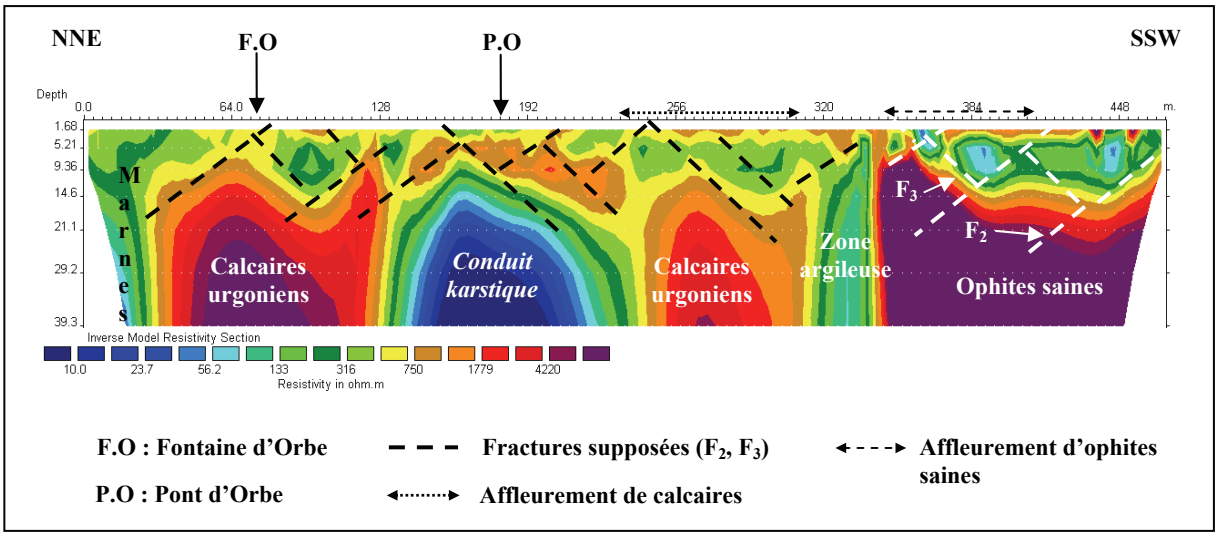


Figure 2.9 – Image de résistivité correspondant au panneau n°2, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 4 m, cinq panneaux embrayés (5 itérations, RMS = 10,6 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

Les panneaux 1 et 2 ont été réalisés en rive droite (1) et en rive gauche (2) du Vert d'Arette (Cf. figure 2.7) et perpendiculairement à l'orientation du chaînon afin de traverser intégralement la structure géologique. Cinq pseudo-sections de 32 électrodes espacées de 5 m pour le panneau n°1 et de 4 m pour le panneau n°2 et embrayées de 10 électrodes (soit 585 m et 468 m au total, Cf. méthode d'embrayage ou du « roll-along » en annexe n°5), ont été nécessaires à parcourir les quelques 500 m qui séparent les marnes de l'Albien au nord des ophites au sud.

Les contacts géologiques paraissent globalement verticaux sur les deux images (figure 2.8 et figure 2.9) mais il faut noter que le traitement avec le logiciel d'inversion RES2DINV a tendance à aplanir les formes géométriques des anomalies résistantes et conductrices lorsque le contraste de résistivité est très élevé. Sur l'image correspondant au panneau n°1, les marnes de l'Albien

n'apparaissent pas au nord, cependant avec les résultats obtenus avec le dispositif pôle-pôle avec un espacement inter-électrode de 1,5 m (Cf. figure 2.22), elles sont visibles sur les douze premier mètres du modèle des résistivités. Les calcaires urgoniens, d'une épaisseur de 350 m, possèdent en effet une très forte résistivité (de 2 000 à 5 000 Ω.m) comparée à la zone très conductrice (de 10 à 60 Ω.m) existant au contact des ophites, également très résistantes (environ 5 000 Ω.m sur l'image du panneau n°2). Sur l'image correspondant au panneau n°1, les ophites sont caractérisées par des valeurs de résistivité moyenne de l'ordre de 500 à 1 000 Ω.m, ces valeurs peuvent être expliquées par leur état d'altération avancée et visible à l'affleurement.

Ces deux images de résistivité électrique destinées à mettre en évidence les contacts entre formations ont également permis de déceler la présence de conduits karstiques actifs, à l'instar des conduits fossiles observables sur la face dénudée de l'escarpement [Rey, 2003]. Cependant, la modélisation d'anomalies conductrices de petite taille dans une vaste masse résistante, tel un conduit karstique dans un encaissant calcaire, n'est pas évidente lors de l'inversion. En effet, plus l'espacement entre les électrodes du dispositif de mesure est grand (Cf. § 2.2.4 de ce chapitre) et plus les points de mesure sont espacés, si l'anomalie est de faible extension le logiciel de calcul ne dispose donc que de peu d'information pour inverser les données, ce qui provoque systématiquement des valeurs de R.M.S. élevées, comme pour le panneau n°1 (égal à 40,6 %). Parmi les cinq pseudo-sections embrayées formant le panneau n°1, seule la première possède un RMS élevé (83, 4 % !), dû à la présence du conduit karstique sous le captage de la Fontaine d'Orbe (Cf. figure 2.8). La partie sud (de 320 m à 560 m) inversée indépendamment de la partie nord donne une excellente image avec un faible RMS (< 8 %) ; c'est donc la partie nord qui est à l'origine du mauvais RMS global [Sirieix et *al.*, 2006]. Par ailleurs, le conduit karstique mis en évidence sur l'image du second panneau (figure 2.9) par une zone très conductrice ($\approx 10\,\Omega.m$) paraît bien plus large que précédemment (60 m contre 20 m sur l'image du panneau n°1). De plus, le dispositif n°2 comporte un espacement entre électrode de 4 m (contre 5 m pour le premier). Ces conditions de mesure favorables (anomalie de grande taille et espacement entre électrode réduit) ont pour conséquence directe un R.M.S. égal à 10,8 % seulement.

Sur l'image du panneau n°1, quatre zones conductrices assimilées à des conduits karstiques sont identifiables aux abscisses 55 m, 105 m, 175 m et 210 m sur l'image de résistivité du panneau n°1 (Cf. figure 2.8). Le premier, de faible résistivité (10 Ω.m), apparemment saturé en eau, se situe au droit de la fontaine d'Orbe à une dizaine de mètres de profondeur, estimée d'après les résultats obtenus à partir du dispositif dipôle-dipôle [Rey, 2003]. Les trois autres, dont les valeurs de résistivité sont supérieures à 100 Ω.m, sont probablement colmatés par du matériel sédimentaire et donc temporairement inactifs. La présence de conduits karstiques est à associer à celle de fractures (Cf. § 1.1 de ce chapitre). En considérant que le panneau n°1 est orienté N030°E, les familles de fractures N150°E-40°NE et N100°E-40°SW décrites au paragraphe 1.1 de ce chapitre, apparaîtraient dans un plan perpendiculaire avec un pendage apparent de 35°NE

pour la première et de 38°SW pour la seconde [Rey et *al.*, 2004b]. Les chenaux se trouvent vraisemblablement à la croisée d'au moins deux plans de fractures, qui constitue une direction privilégiée de drainage des écoulements d'eaux souterraines, favorisant ainsi la dissolution de la matrice carbonatée et le développement du réseau karstique.

2.2.2 – Etude de la limite sud du bassin versant

Dans le détail, les relations entre les formations sédimentaires et magmatiques paraissent complexes et sont, en outre, essentielles dans le fonctionnement hydrogéologique du système de la Fontaine d'Orbe, voire des aquifères des chaînons béarnais. Le niveau conducteur au contact calcaires/ophites observé sur les images des panneaux n° 1 et 2, est visible à l'affleurement sous forme d'argiles bariolées et correspondrait aux marnes du Keuper notées sur les cartes géologiques [Castéras, 1971]. Cette formation, riche en argile et épaisse d'une trentaine de mètres en moyenne, pourrait ainsi constituer une limite d'alimentation efficace du système karstique de la Fontaine d'Orbe. Toutefois, il faut pour cela démontrer une éventuelle continuité de cette formation argileuse d'est en ouest. C'est dans ce but que plusieurs panneaux électriques traversant le contact ophite/calcaire ont été effectués le long de la limite sud (Cf. figure 2.7 et figure 2.10).

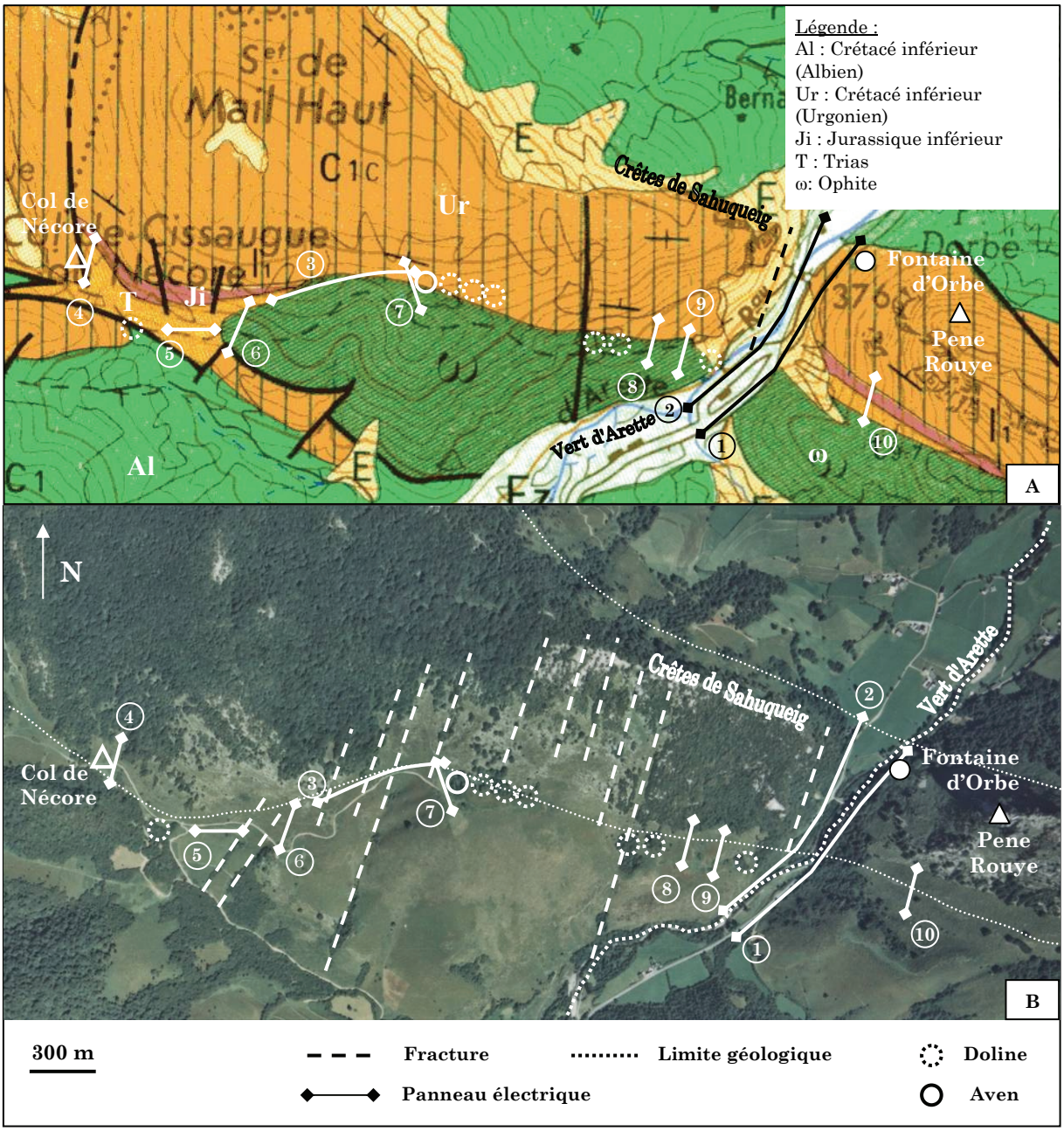


Figure 2.10 – Extrait de la carte géologique de Tardets-Sorholus (A) et de la photographie aérienne n°317 [IGN, 1994] (B) du secteur de la Fontaine d'Orbe.

L'image de résistivité, correspondant au panneau n°3 composé de deux pseudo-sections d'orientation W-E, illustre parfaitement la complexité de la structure géologique locale et des relations ophites/calcaires en particulier. Le dispositif de mesure débute à l'ouest sur des affleurements calcaires, de faciès urgonien, puis traverse une vaste zone de prairie sur laquelle domine une végétation de fougères et de quelques ajoncs et se termine à l'est, à nouveau sur des bancs de calcaires. Les zones de fougères correspondent indéniablement à un sol argileux ou sablonneux (ophites altérées) et marquent clairement l'extension spatiale du complexe argilo-ophitique. Les zones conductrices (présence d'argiles) et résistantes (affleurements de calcaire ou d'ophites plus ou moins altérées) sont structurées en domaines séparés par des discontinuités

subhorizontales (familles de fracture 2 et 3) et verticales (dessinées en trait pointillé sur la figure 2.11 et la figure 2.10). L'analyse des données recueillies sur le terrain, au droit et de part et d'autre des profils électriques, en a facilité la lecture et montre l'étroit enchevêtrement des diverses formations magmatiques et sédimentaires ; la formation ophitique paraît en effet comme injectée dans la masse carbonatée. Le massif d'ophites et la formation des calcaires urgoniens sont découpés par les fractures subverticales de direction N010°E à N030°E, visibles dans le paysage (thalwegs) et sur la photographie aérienne (Cf. § 1.1 de ce chapitre et figure 2.10). Ces failles correspondent donc aux limites subverticales identifiables et visualisées sur l'image du panneau n°3.

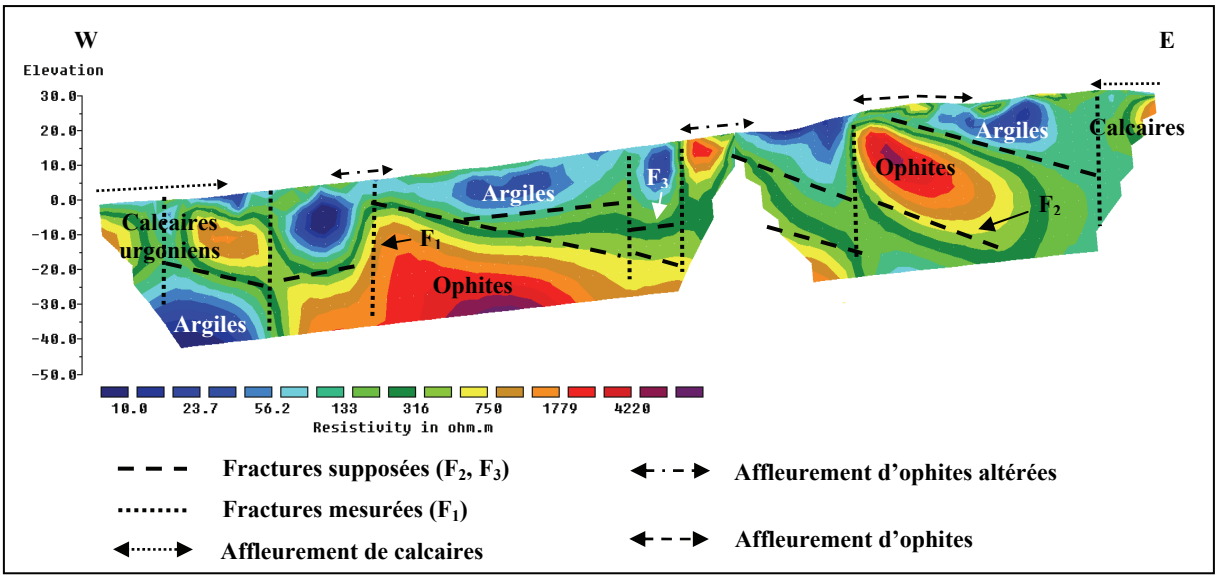


Figure 2.11 – Image de résistivité correspondant au panneau n°3, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 7,6 %) + 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 5,3 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

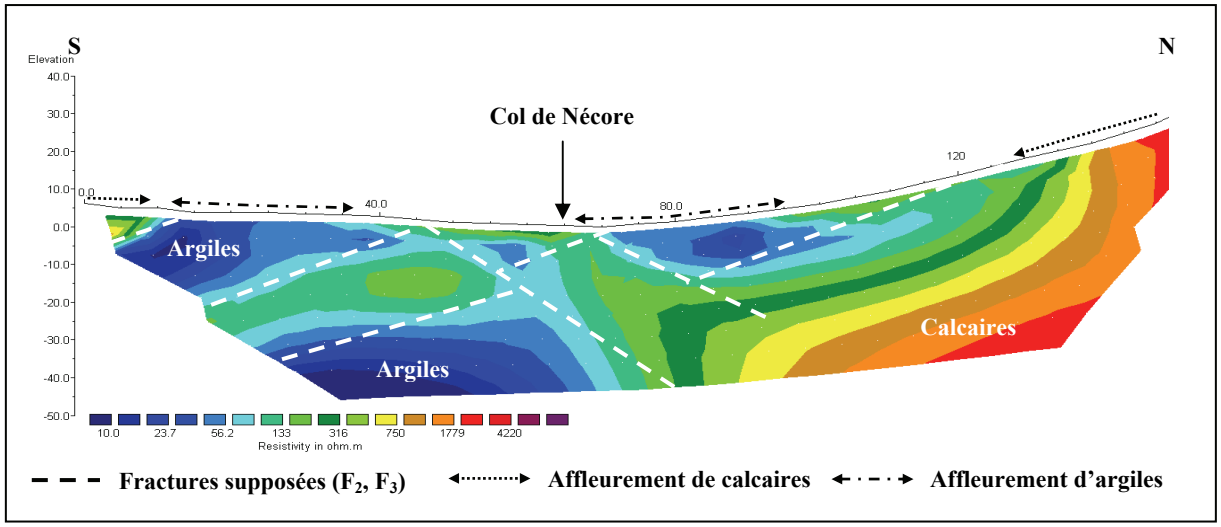


Figure 2.12 - Image de résistivité correspondant au panneau n°4, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations et RMS = 6,0 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

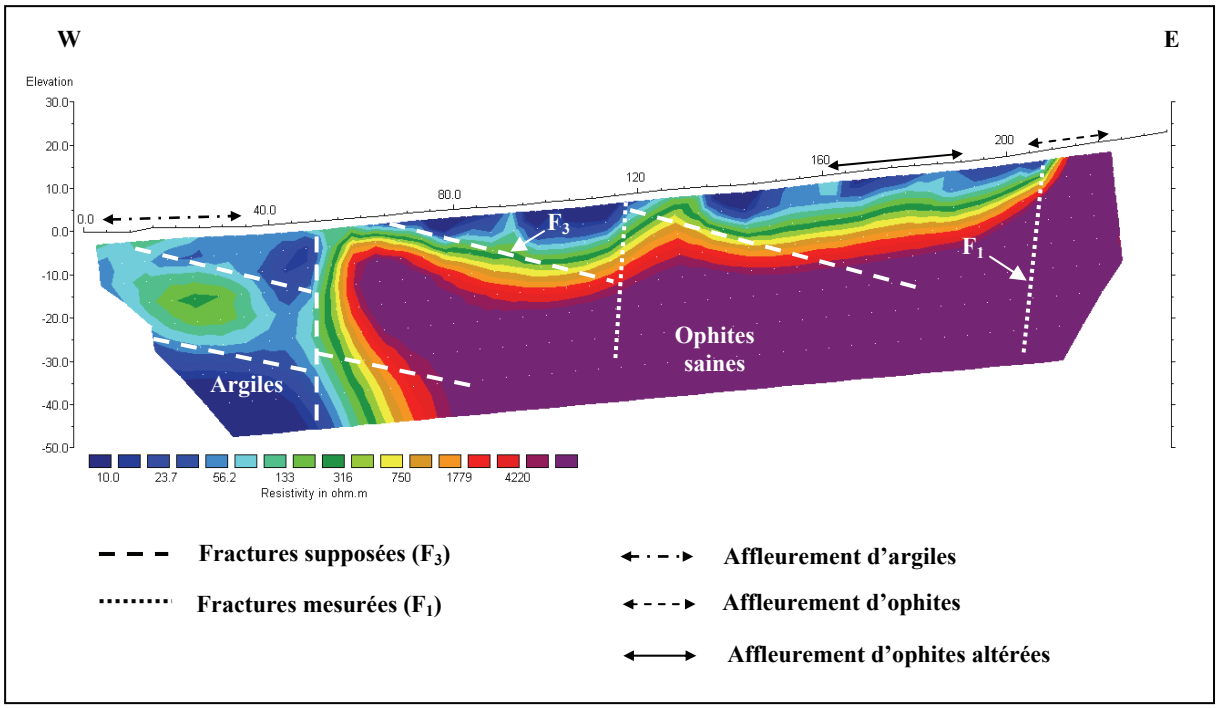


Figure 2.13 - Image de résistivité correspondant au panneau n°5, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (4 itérations, RMS = 36,0 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

Le panneau n°5 (figure 2.13) a été réalisé près du col de Nécore au contact d'argiles bariolées affleurantes et du massif d'ophites. L'image de résistivité montre l'étroite relation entre les ophites saines et compactes présentant de très fortes résistivités (supérieures à 5 000 Ω.m) et une épaisse formation argileuse (de 10 à 100 Ω.m) qui les enveloppe en profondeur, suivant un contact qui semble subvertical.

Les images de résistivité des panneaux présentés sur les figures suivantes (de 2.12 à 2.17) ont été réalisées suivant des directions variant de N170°E à N030°E en rive droite et en rive gauche du Vert d'Arette (Cf. figure 2.10) et à des altitudes allant de 670 m à 420 m. Sur l'ensemble des images des panneaux électriques traversant le contact ophites/calcaire, des zones très conductrices sont systématiquement observées. Elles possèdent des résistivités inférieures ou égales à 100 Ω.m mais ont une profondeur et une extension latérale variable. Sur le terrain, ces zones faiblement résistantes sont associées à une couverture végétale composée de fougères et d'ajoncs et à la présence d'abreuvoirs permanents (au Col de Nécore par exemple). Ce niveau très riche en argile dessine dans le paysage des dépressions ou des replats, correspondant la plupart du temps à la présence de dolines et d'avens (Cf. figure 2.10), proposant une transition tout en douceur entre les reliefs accentués des massifs calcaires et ophitiques.

La formation argileuse, transition entre les calcaires et les ophites saines, est associée à des ophites altérées (Cf. figure 1.13). Les ophites s'altèrent généralement en petites boules compactes (visibles sur la piste montant vers le col de Nécore) puis subissent une arénisation, correspondant

sur les pseudo-sections à des valeurs proches d'un sable, à savoir cinq cent ohm.mètre et variant selon la teneur en eau [Cf. tableau 2.1 et Meyer De Stadelhofen, 1991]. Ces observations laissent à penser qu'il existe un lien étroit entre la mise en place des ophites et la présence du niveau argileux. La nature des affleurements, relevée systématiquement le long des profils lors de l'acquisition des données, a donc réellement facilité l'interprétation des profils.

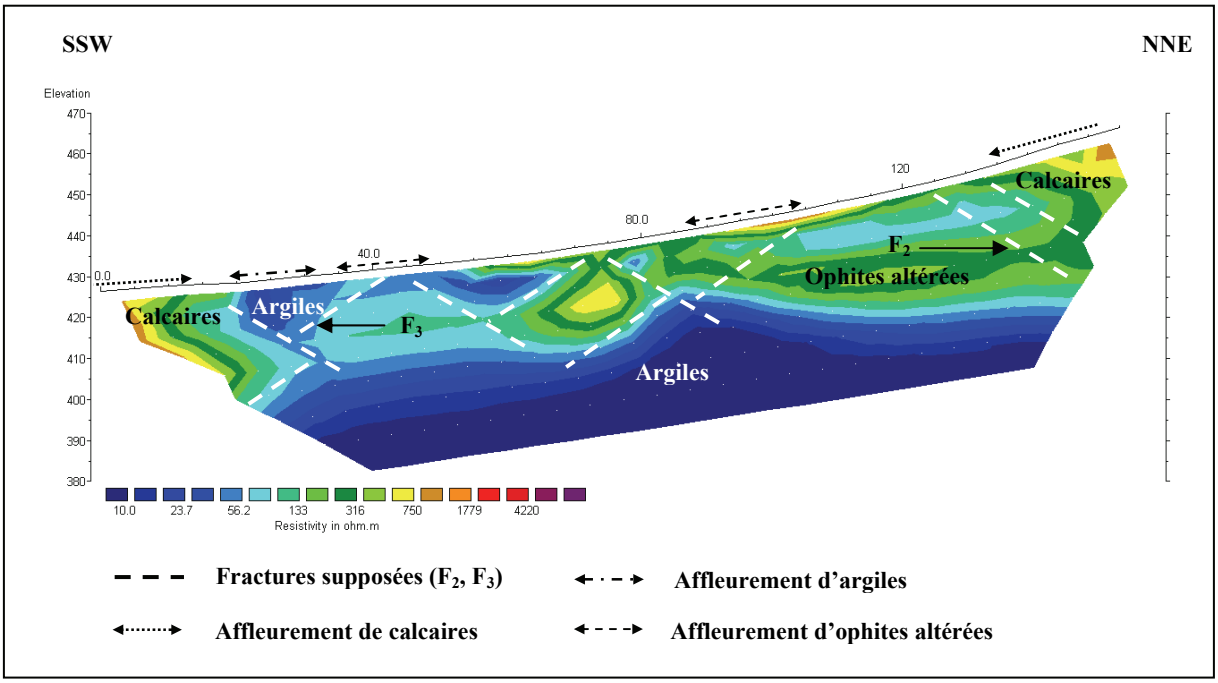


Figure 2.14 - Image de résistivité correspondant au panneau n°6, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 14,6 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

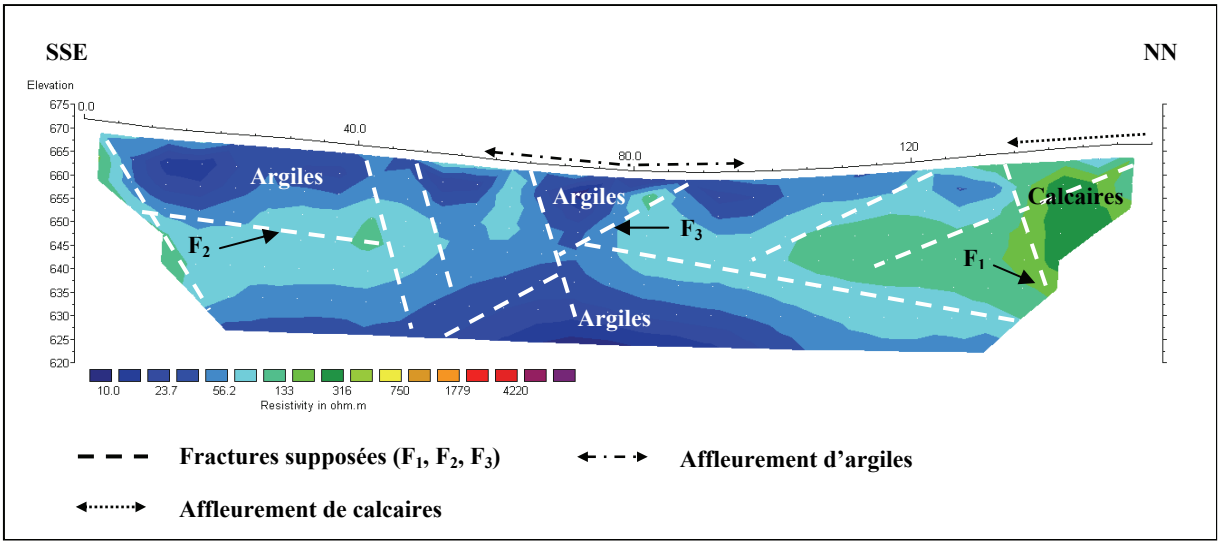


Figure 2.15 - Image de résistivité correspondant au panneau n°7, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 32 électrodes espacées de 5 m (4 itérations, RMS = 5,3 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

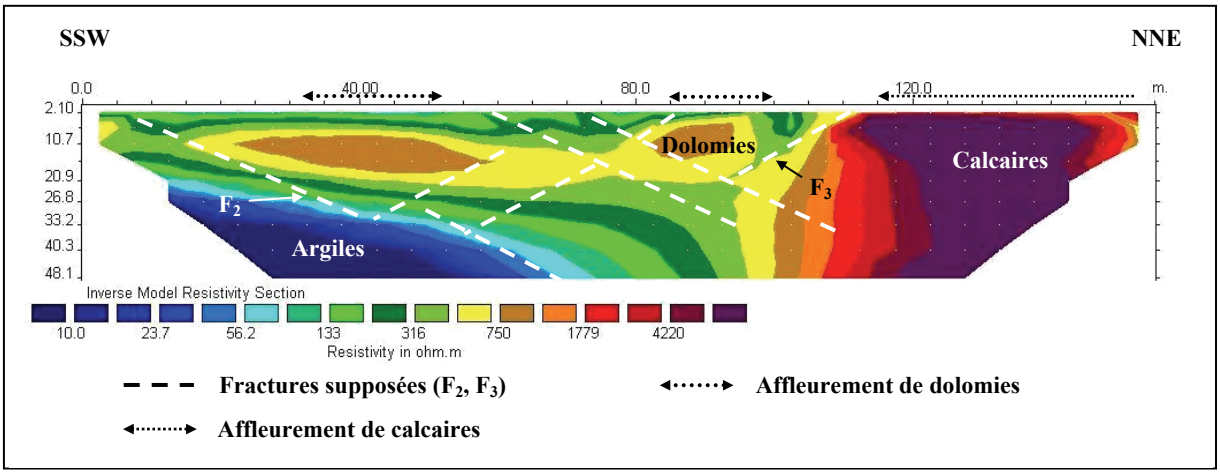


Figure 2.16 - Image de résistivité correspondant au panneau n°8, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 5,7 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

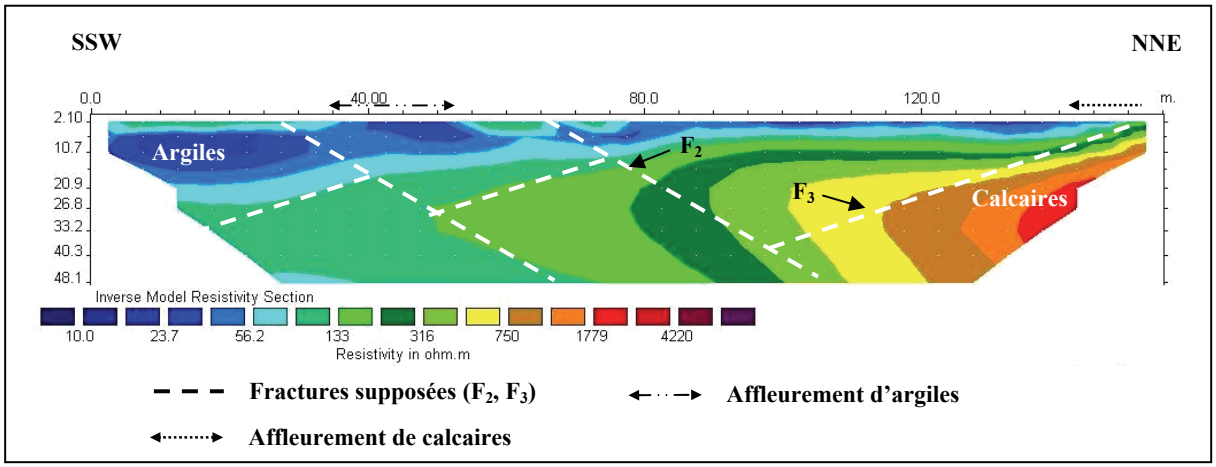


Figure 2.17 - Image de résistivité correspondant au panneau n°9, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 1,9 %). Rive gauche du Vert d'Arette.

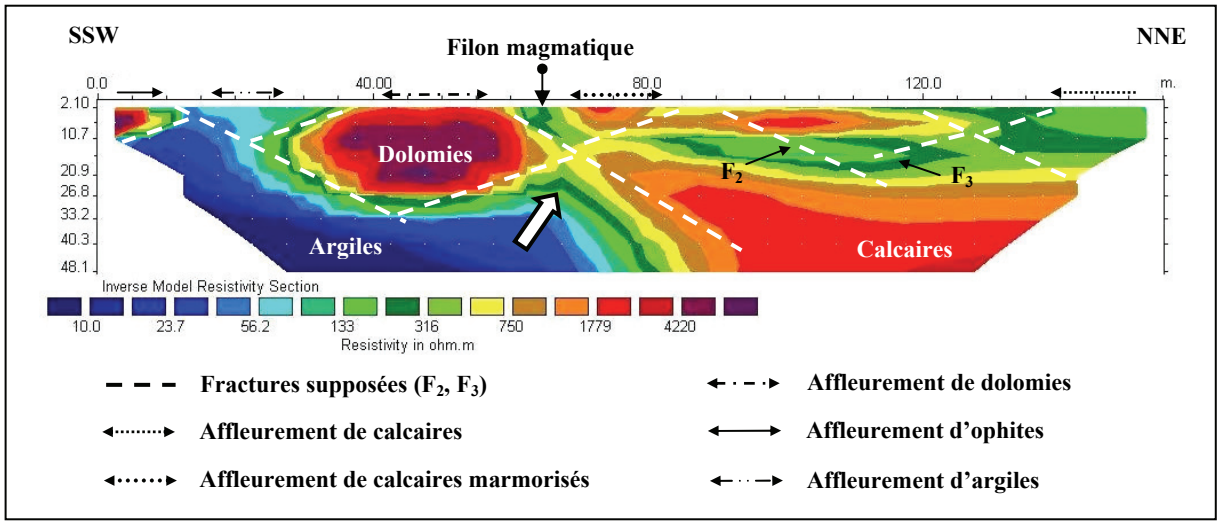


Figure 2.18 – Image de résistivité correspondant au panneau n°10, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (7 itérations, RMS = 30,3 %). Rive droite du Vert d'Arette.

Lors de l'acquisition des mesures du panneau n°10, la présence d'un filon magmatique (Cf. figure 2.18) a été découverte dans une formation dolomitique, soit d'origine sédimentaire (liasique ?) soit liée à la mise en place des ophites (dolomitisation secondaire ?) au contact de calcaires marmoréens. De plus, sur l'image correspondant au panneau n°10 le filon magmatique (dont la résistivité est inférieure à $100\,\Omega.\mathrm{m}$) est intrusif dans les dolomies alors que la formation argileuse, plus en profondeur, semble liée à ce mouvement intrusif. Il paraît donc évident que les argiles soient liées à la présence de l'ophite (visibles en haut et à gauche sur la figure 2.18).

Les résultats obtenus à partir de ces expérimentations, couplés aux observations de terrain et à une analyse détaillée de la fracturation des massifs rocheux, ont permis d'émettre une hypothèse sur la structure géométrique du sous-sol et d'en déduire les conséquences sur le système hydrogéologique alimentant la Fontaine d'Orbe. L'ensemble des panneaux électriques démontre une continuité certaine de la zone de contact argileuse et ce, quelle que soit l'altitude (de 670 m pour le profil n°7 à 375 m pour les profils n°1 et 2). Ce niveau argileux est d'épaisseur variable mais toujours largement supérieure à la dizaine de mètres. Par ailleurs, l'interprétation des données du T.D.E.M. (Cf. figure 2.7) recueillies le long des profils n°3, 6 et 7 laisse apparaître un niveau très conducteur (inférieur à dix ohm.mètre) dès 25 m de profondeur, surmonté d'un niveau très résistant ($\approx 3\,000\,\Omega.\mathrm{m}$) ; ceci vient donc confirmer les observations précédentes à partir des panneaux électriques. La continuité d'est en ouest et en profondeur de ce niveau argileux étant ainsi avérée, la limite au sud et à l'est du bassin versant d'alimentation de la Fontaine d'Orbe est de ce fait établie.

2.2.3 – Limite du bassin versant à l'ouest

La vallée du Vert de Barlanès, orientée nord-sud, entaille le troisième chaînon et limite à l'ouest la zone des chaînons béarnais ; elle correspond en réalité à un grand accident décrochant senestre d'orientation identique. La plaine alluviale traversant les formations calcaires est beaucoup plus large que celle du Vert d'Arette et d'anciens méandres ainsi que plusieurs niveaux de terrasse y sont également visibles. A cet endroit, le Vert de Barlanès longe la formation des calcaires de l'urgonien, desquels émerge la source Barlanès (Cf. figure 1.18) ; les relations hydrauliques entre cette source, le Vert de Barlanès et la Fontaine d'Orbe sont définies au paragraphe 3 de ce chapitre. Entre les crêtes du Mail Haut et des Coustarrès (Cf. figure 2.19) se trouve une zone de dépression, la coume (terme local désignant une combe) de Lesqué.

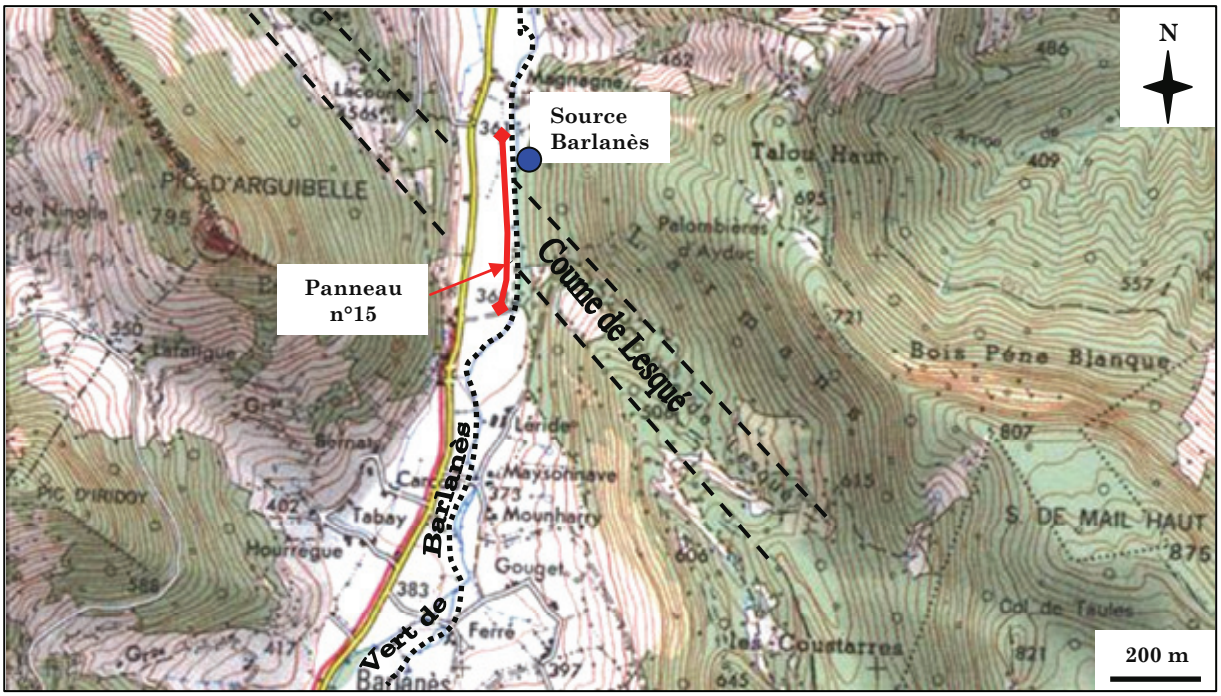


Figure 2.19 – Position du panneau électrique n°15, en rive gauche du Vert de Barlanès.

Le contraste dans le paysage est saisissant entre les reliefs calcaires couverts de forêts de buis et cette zone de creux, boisée par quelques châtaignés isolés dans une vaste prairie de fougères. Ce creux correspond sur la carte géologique [Castéras, 1971] à la présence d'ophites et de marnes triasiques (du Keuper). Ces formations sont effectivement visibles à l'affleurement au fond de la coume, tapissée par de très nombreuses dolines. Le panneau n°15 a été réalisé au bord du Vert de Barlanès en rive gauche (la densité de la forêt de buis empêchant le déploiement du dispositif en rive droite), il traverse les formations calcaires urgoniennes au sud, la coume de Lesqué puis à nouveau les calcaires desquels émergent la source Barlanès.

L'image de résistivité du panneau n°15 (figure 2.20) est relativement complexe. Au nord, l'anomalie résistante ($\geq$ 1 000 Ω.m) peut être assimilée aux calcaires affleurant en rive droite du Vert de Barlanès. En revanche, au niveau de la coume les mêmes valeurs de résistivité correspondraient à la présence d'ophites en profondeur, alors que les zones électriquement très conductrices autour seraient dues aux argiles bariolées qui y sont associées. La structure géologique du secteur paraît homogène d'est en ouest.

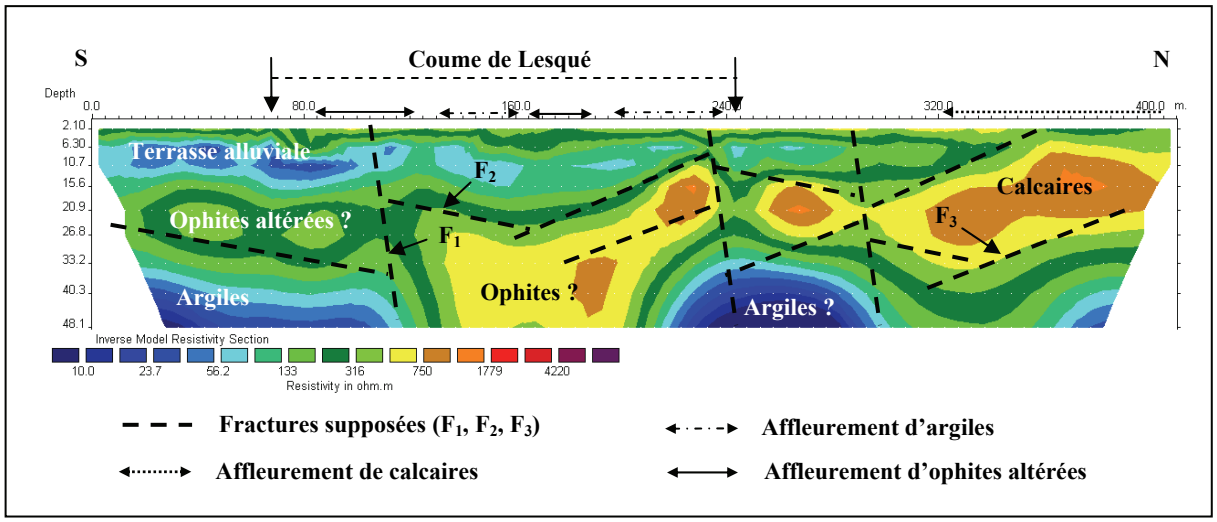


Figure 2.20 – Image de résistivité correspondant au panneau n° 15 réalisé en rive gauche du Vert de Barlanès, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes + 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 4,7 %).

2.2.4 – Identification d'un conduit karstique majeur au droit de la Fontaine d'Orbe

2.2.4.1 – Résultats de la campagne de prospection

Les fluctuations saisonnières du débit de la Fontaine d'Orbe ont des conséquences importantes sur l'environnement immédiat de la source. Suite aux épisodes de crue et de décrue successifs, la chaussée de la route départementale 132 se dégrade progressivement (arrachement du bitume, formations de petites dépressions, Cf. photographies en annexe n°6). En effet, les dimensions actuelles du canal de trop-plein qui traverse la route (Cf. figure 2.21) ne permettent pas d'évacuer des débits de crue pouvant atteindre cent fois le débit d'étiage, estimé à 35 l/s environ.

Au cours de l'année 2005, les autorités de la commune et du département ont donc décidé de réaménager et de redimensionner le bassin de captage afin de préserver d'une part, le bon état de la chaussée de la route départementale, par ailleurs très fréquentée en période hivernale et d'autre part, la qualité de la ressource en eau. Ainsi, quatre panneaux électriques ont été réalisés près du captage de la Fontaine d'Orbe [Lataste et *al.*, 2006] dans le but de déterminer la profondeur du toit des calcaires non karstifiés et donc de définir la profondeur des fondations du futur ouvrage. De plus, dans le but de déterminer précisément la pente du toit des calcaires et de confirmer les résultats des panneaux électriques, trois sondages destructifs (de diamètre 60 mm, avec enregistrement des données telles que la vitesse d'avancement et la pression sur l'outil) ont été réalisés sur et en bordure de la route départementale 132 (Cf. figure 2.21).

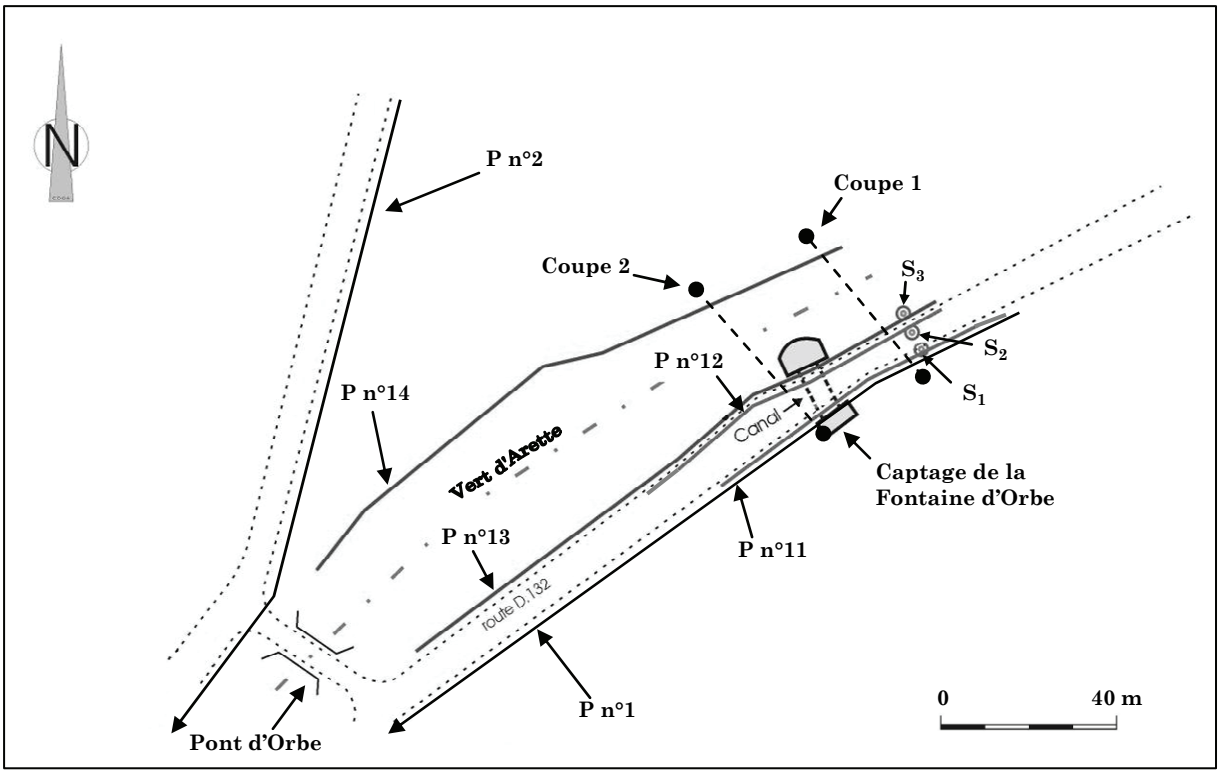


Figure 2.21 – Positionnement des panneaux électriques et des sondages réalisés près du captage de la Fontaine d'Orbe (Dessin de P. Sin).

Afin de s'affranchir des problèmes d'inversion lors du traitement des données (Cf. § précédent), qui sont liés à la dimension réduite de conduits karstiques conducteurs dans un large encaissant calcaire résistant, le dispositif de mesure utilisé comporte 48 électrodes espacées seulement de 3 ou 1,5 m (contre 5 m précédemment). La profondeur d'investigation est par conséquent plus faible, de l'ordre d'une quinzaine de mètres avec espacement entre électrodes de 1,5 m mais les modèles du sous-sol proposés par le logiciel d'inversion sont incontestablement plus proches de la réalité (Cf. *infra*). Les données des panneaux n°11, 12, 13 et 14 ont été traitées avec une inversion de type robuste ou L1-norm [Loke et Barker, 1996].

L'image de résistivité du panneau n°11 (Cf. figure 2.22), situé près de l'escarpement calcaire bordant la route, montre une large zone très conductrice au nord, avec des valeurs inférieures à la centaine d'ohm.mètre, qui marque la présence très probable des marnes de l'Albien. Sur le terrain, le dispositif de mesure débute le long d'un affleurement calcaire de taille importante mais qui correspondrait à un bloc glissé (ou effondré), « posé » sur les marnes ; les directions de plan de stratification mesurées sur le bloc tendent à confirmer cette hypothèse (environ N100°E au lieu de N130°E dans ce secteur, Cf. § 1.1 de ce chapitre). Il paraît donc cohérent de ne pas trouver de fortes résistivités à ce niveau sur l'image du panneau électrique.

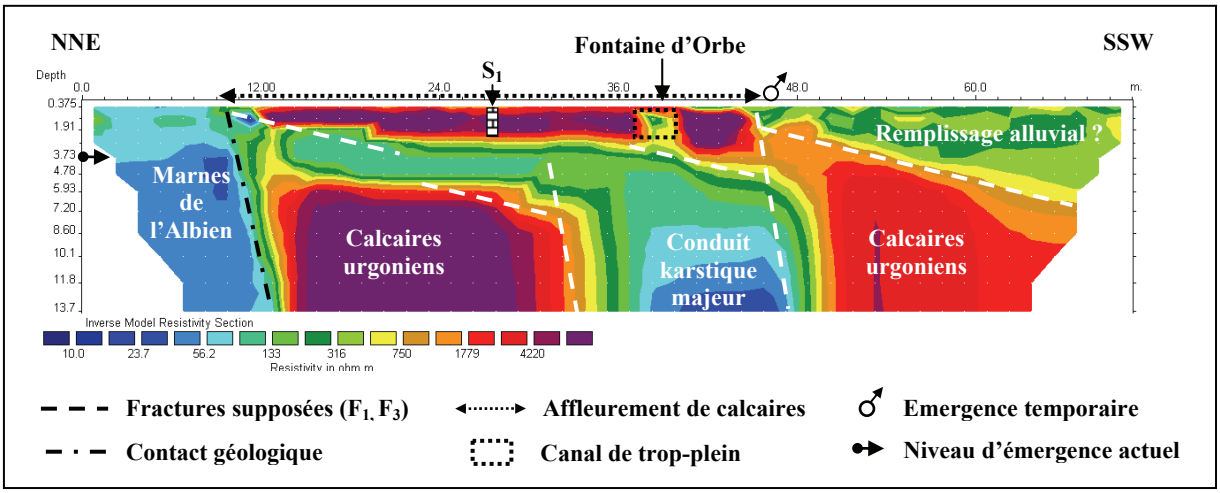


Figure 2.22 – Image de résistivité correspondant au panneau n°11, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 1,5 m (5 itérations, RMS = 5,9 %).

La suite du dispositif traverse la formation des calcaires urgoniens, visibles en bord de route (Cf. figure 2.22) et passe devant le captage de la Fontaine d'Orbe. Les calcaires massifs sont nettement identifiables sur le modèle de résistivité correspondant à des valeurs supérieures à 4 000 Ω.m . Ces valeurs présentent un grand contraste avec celles des zones conductrices (de 10 à 100 Ω.m) identifiées au sein du massif calcaire. Au droit de la Fontaine d'Orbe (dont le canal de trop-plein sous-chaussée est mis en évidence sur l'image de résistivité du panneau n°11, Cf. figure 2.22), l'anomalie conductrice majeure équivaut au conduit karstique majeur décrit à partir de l'image du panneau n°1 réalisé en 2003 [Rey, 2003]. Etant donné la valeur faible du RMS (5,9 %) les dimensions du conduit peuvent donc être estimées avec fiabilité, à une douzaine de mètres de largeur et à environ quatre mètres sous le niveau du sol (jusqu'à 14 m au moins). En revanche, le toit de la zone conductrice horizontale (située entre 2,5 et 5,5 m de profondeur) est identique à la cote altimétrique à laquelle des petits griffons (appartenant à la Fontaine d'Orbe) émergent le long du Vert d'Arette (Cf. figure 2.22). Il y a une continuité évidente entre cette zone et le conduit majeur, elle doit donc correspondre au chenal karstique actif dont la surface piézométrique est visible dans le captage de la source et qui alimente les émergences visibles le long du Vert.

Par ailleurs, au sud du dispositif électrique les calcaires massifs semblent s'enfoncer sous quelques mètres de matériau plus conducteur (entre 200 et 400 Ω.m). Cette zone correspond peut-être à un ancien remplissage alluvial (le Vert n'étant actuellement qu'à une dizaine de mètres) suite à une érosion préférentielle de la formation carbonatée selon un plan de fracture (F_2 ?, N150°E-40°NE). Sur le terrain les calcaires n'affleurent plus à cet endroit et laissent place à une large dépression boisée dans le paysage. En outre, lors de violents épisodes de crue une émergence karstique (Cf. figure 2.22) apparaît au niveau de l'abscisse 48 m de l'image du panneau n°11 (au droit d'un plan de fracture F_1), inondant ainsi la chaussée de la route départementale. La présence de ce remplissage alluvial colmaterait alors cette partie du karst, en

cas de mise en pression du système. Lors du sondage S_1 (Cf. figure 2.21 et figure 2.22), le substratum calcaire a été rencontré à partir de 0,35 m et jusqu'à 1,90 m, soit la profondeur totale du forage n°1 ; le modèle de résistivité proposé par le logiciel d'inversion est donc valable.

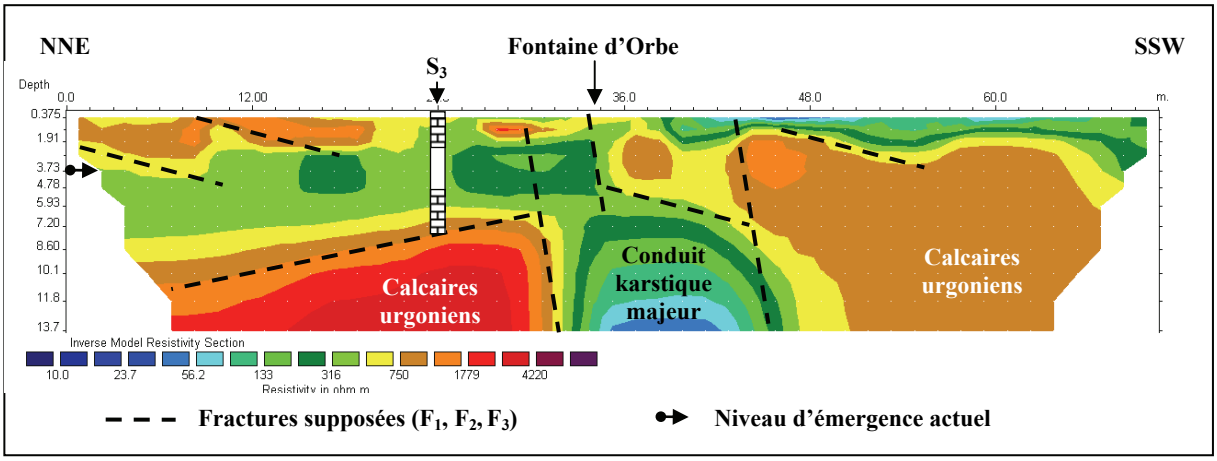


Figure 2.23 - Image de résistivité correspondant au panneau n°12, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 1,5 m (5 itérations, RMS = 8,2 %).

Les images de résistivité des profils n° 12 (1,5 m entre électrodes, figure 2.23) et 13 (3,0 m entre électrode, figure 2.24), situés en bordure de la départementale près du Vert d'Arette, présentent des anomalies de résistivité comparables à celles du panneau n°11 (figure 2.22). Le conduit karstique majeur profond est donc continu et de taille homogène sous la chaussée de la route départementale. Le sondage de reconnaissance n°3 se situe en bordure des panneaux n°12 et 13. Il présente une profondeur totale de 8,35 m et le substratum calcaire a été atteint à partir de 5,30 m. De plus, l'analyse des données enregistrées au cours du forage montre des variations importantes des paramètres de vitesse d'avancement avant d'atteindre le toit des calcaires (Cf. résultats en annexe n°7). Les vitesses d'avancement sont alternativement élevées, dans un matériau meuble (remblais ou karst ?) et quasi nulles dans des blocs de calcaire et/ou le substratum.

Ces observations sont donc cohérentes avec les résultats fournis par l'image de résistivité du panneau n°12, sur laquelle un premier niveau résistant d'épaisseur variable (remblais) surmonte une anomalie conductrice, elle-même reposant sur le substratum calcaire dont la profondeur est estimée à environ 5,90 m. Les résultats de la prospection électrique coïncident donc bien avec la réalité du terrain et avalisent ainsi les dispositifs de mesure choisis.

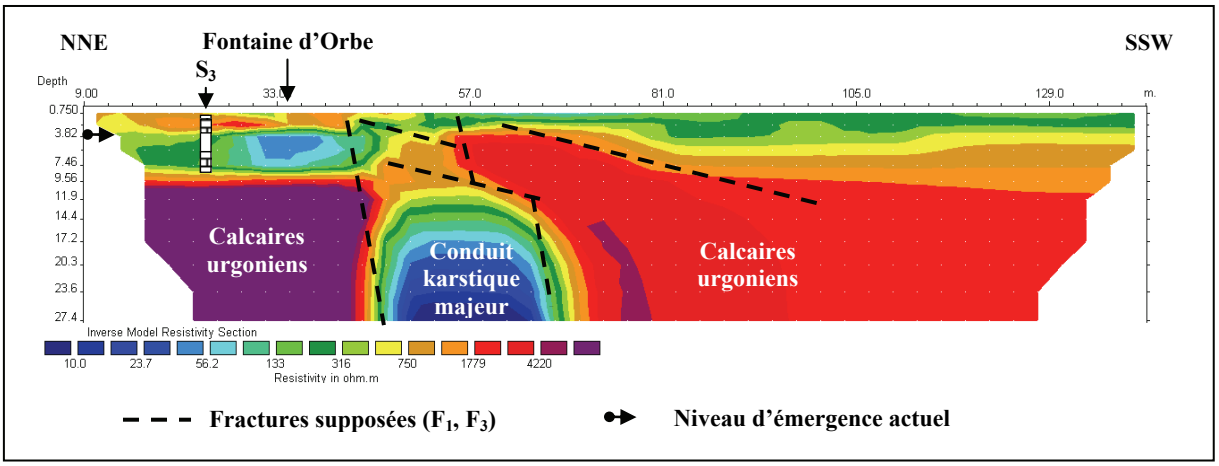


Figure 2.24 - Image de résistivité correspondant au panneau n°13, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 3 m (5 itérations, RMS = 9,4 %).

L'image de résistivité correspondant au panneau n° 14 (figure 2.25), réalisé en rive gauche du Vert d'Arette, montre une structure du sous-sol quasi tabulaire et semble donc bien moins complexe qu'en rive droite. Une des explications à cette situation est que la terrasse alluviale sur cette rive du Vert apparaît plus large dans le paysage et peut donc être plus épaisse. En effet, sur les quatre premiers mètres de l'image n°14 (figure 2.25) les valeurs de résistivité sont élevées (> 1 000 Ω.m) et correspondent à la terrasse alluviale actuelle, visible dans le lit du Vert. Elle est constituée de galets de nature diverse et de taille variée dans une matrice limoneuse. En revanche, à partir de 4 m de profondeur l'image de résistivité présente des valeurs de l'ordre de 200 à 300 Ω.m jusqu'à douze mètres de profondeur. Cette couche pourrait correspondre à un niveau de terrasse beaucoup plus argileux que le précédent, ce qui pourrait expliquer cette diminution de résistivité.

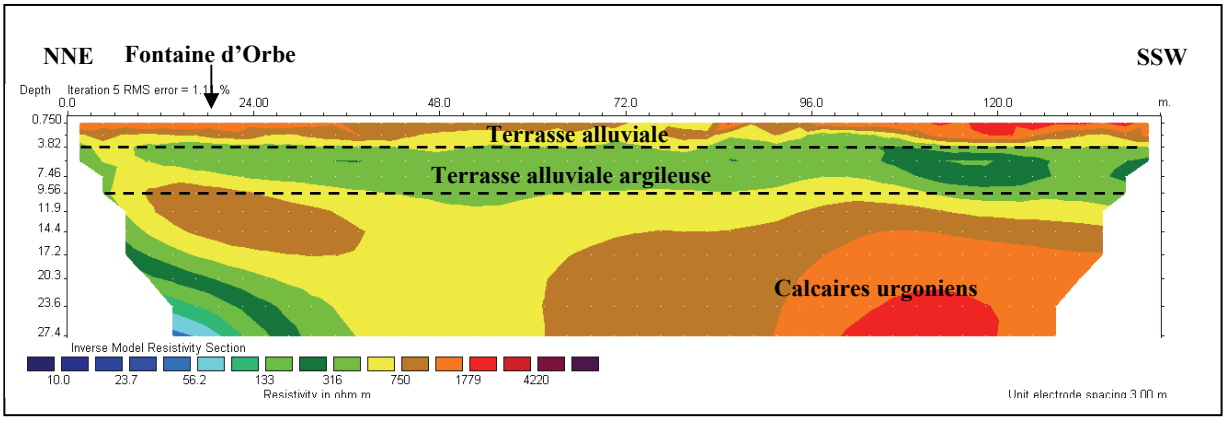


Figure 2.25 - Image de résistivité correspondant au panneau n°14, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 3 m (5 itérations, RMS = 1,1 %).

2.2.4.2 - Synthèse des résultats

L'ensemble des résultats obtenus à partir de l'interprétation des panneaux électriques, des données de sondages de reconnaissance et des observations récoltées sur le terrain, permet de schématiser deux coupes (figure 2.26 et figure 2.27) du sous-sol sous la chaussée de la route départementale 132 (Cf. figure 2.7). Sur les coupes schématiques présentées en figure 2.26 et en figure 2.27, les couleurs grises sombres représentent des matériaux durs (sur les coupes de sondage, voir le détail des résultats en annexe n°7) et électriquement résistants (sur les images de résistivité) et les couleurs plus claires des terrains tendres et électriquement conducteurs. Les cotes altimétriques données sur les coupes schématiques (Cf. figure 2.26 et figure 2.27) sont les altitudes réelles en mètre NGF obtenues grâce au levé topographique réalisé au théodolite laser lors des mesures électriques. Les niveaux piézométriques du Vert d'Arette et de la nappe karstique sont représentés tels qu'ils sont en période de basses eaux.

La coupe n°1 traverse la route départementale au nord du captage de la Fontaine d'Orbe et recoupe les panneaux électriques n°11 et 13 et longent les trois sondages géotechniques suivant une direction N150°E (Cf. figure 2.21). Elle montre le conduit horizontal qui serait situé proche de la surface sous la chaussée et qui alimenterait les griffons émergeant au bord du Vert d'Arette (Cf. figure 2.26) à la faveur de fractures ouvertes subverticales dans les calcaires (F_1, N030°E-85NW). En effet, le niveau piézométrique de la nappe karstique (visible dans le captage de la source) est supérieur à celui du torrent quelle que soit la période hydrologique. En étiage, le niveau se situe à environ 1,5 mètre (± 0,2 m) au-dessus du Vert et en crue, l'eau de la source peut atteindre la porte du captage (Cf. photographies en annexe n°10), c'est-à-dire 3,0 mètres (± 0,4 m) plus haut que la surface du cours d'eau. Il est donc possible d'imaginer des circulations d'eau sous la chaussée, s'écoulant à travers les remblais (*a priori* plus perméables que la terrasse alluviale) et qui émergent sous la forme de petits griffons visibles de manière pérenne au bord du Vert d'Arette. La terrasse alluviale et les remblais correspondent à des matériaux hétérogènes d'un point de vue électrique et géotechnique. La première formation est constituée de galets de nature diverse (calcaires, grès, ophites, etc.) piégés dans une matrice limono-argileuse et la seconde de blocs calcaires de taille variable (pluricentimétrique à métrique) entourés de terre végétale.

Lors de crues majeures, la mise en pression des chenaux karstiques provoque une pression importante sur les matériaux de remblaiement puis, lors de la décrue la pression diminue à nouveau. La répétition de ce phénomène a pour conséquence la dégradation progressive du corps de chaussée de la route départementale (Cf. photographies en annexe n°6). Quant au conduit karstique majeur, il n'apparaît pas sur cette coupe située trop au nord (Cf. figure 2.27). Dans le bassin de la source, les écoulements se dirigent visiblement du sud vers le nord, où les marnes de l'Albien les limitent (Cf. figure 2.22), ils alimentent ainsi le conduit karstique proche de la surface.

Au sud de l'aquifère calcaire, la surface piézométrique du Vert d'Arette est supérieure à celle de la nappe karstique (si cette dernière est équivalente sur l'ensemble du système), dans ce cas, il est possible d'imaginer que les eaux du torrent puissent s'infiltrer dans l'aquifère (Cf. relations Vert d'Arette/Fontaine d'Orbe au § 3.3.1 de ce chapitre), ces relations hydrauliques pouvant par ailleurs s'inverser suivant la période hydrologique (crue ou étiage).

En rive gauche du Vert d'Arette, les résultats du panneau n°14 sont interprétés comme deux niveaux de terrasse alluviale, le premier constitué de galets et de limons en surface et le second beaucoup plus argileux en profondeur.

La coupe n°2 se positionne plus au sud que la précédente avec cependant la même orientation N150°E (Cf. figure 2.21), en bordure du captage de la Fontaine d'Orbe. Ce schéma permet de visualiser le conduit karstique majeur dont la profondeur est estimée à un peu plus de sept mètres sous la chaussée à partir des résultats des panneaux électriques n°11 et 12. En revanche, la forme et la profondeur totale (40 m au moins, en se référant aux résultats du panneau n°1) du conduit restent inconnues. Ce conduit, qui traverse la vallée du Vert d'Arette, alimente la vasque de la source à la faveur de fractures ouvertes subverticales, visibles au fond du captage. La profondeur d'une de ces discontinuités majeures, orientées N030°E, a été mesurée par les spéléologues locaux à environ quatorze mètres à l'aide d'un simple fil à plomb ; ces informations sont donc cohérentes avec les résultats de la prospection géophysique.

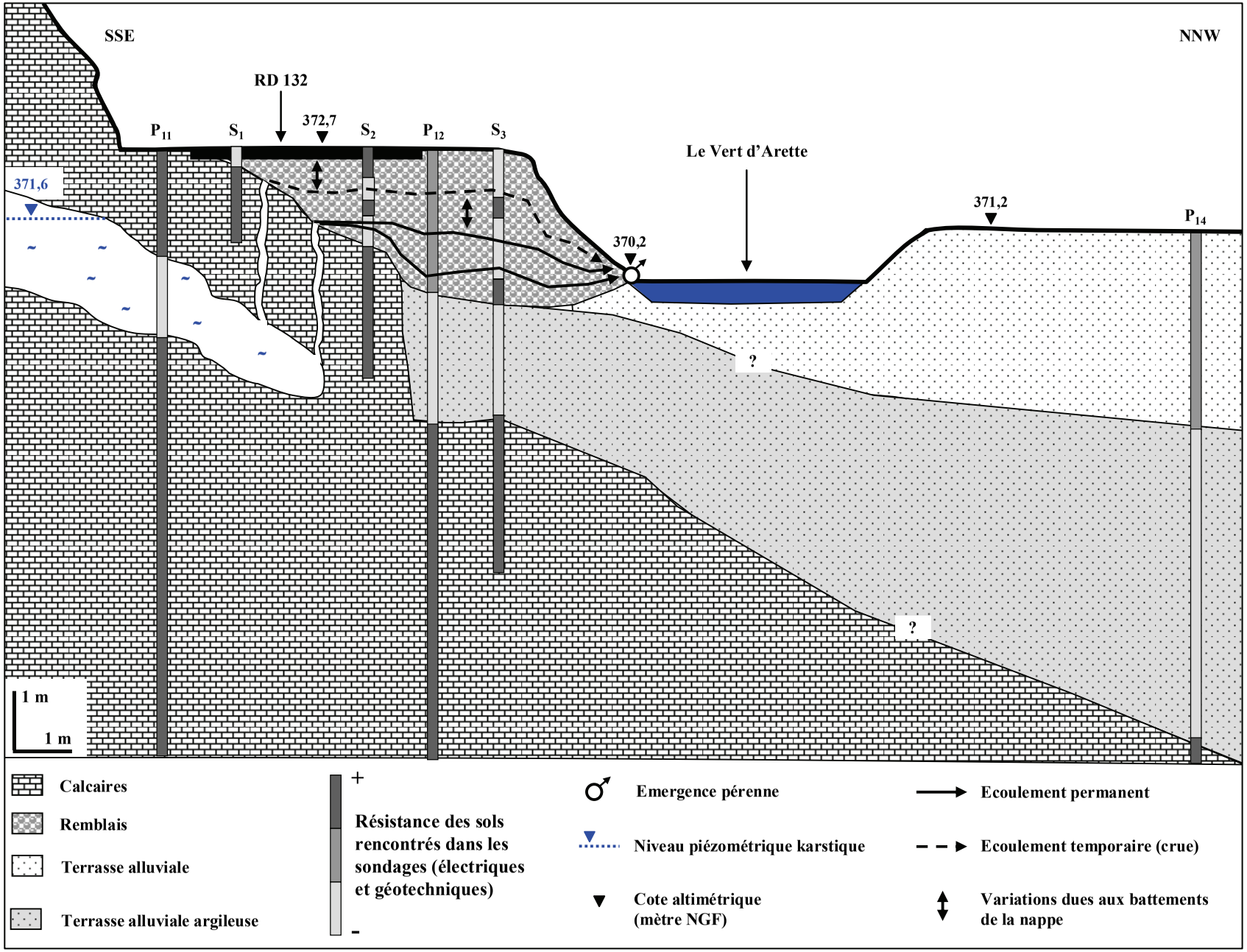


Figure 2.26 – Coupe schématique n°1 montrant le conduit karstique (en période d'étiage) sous la route départementale 132.

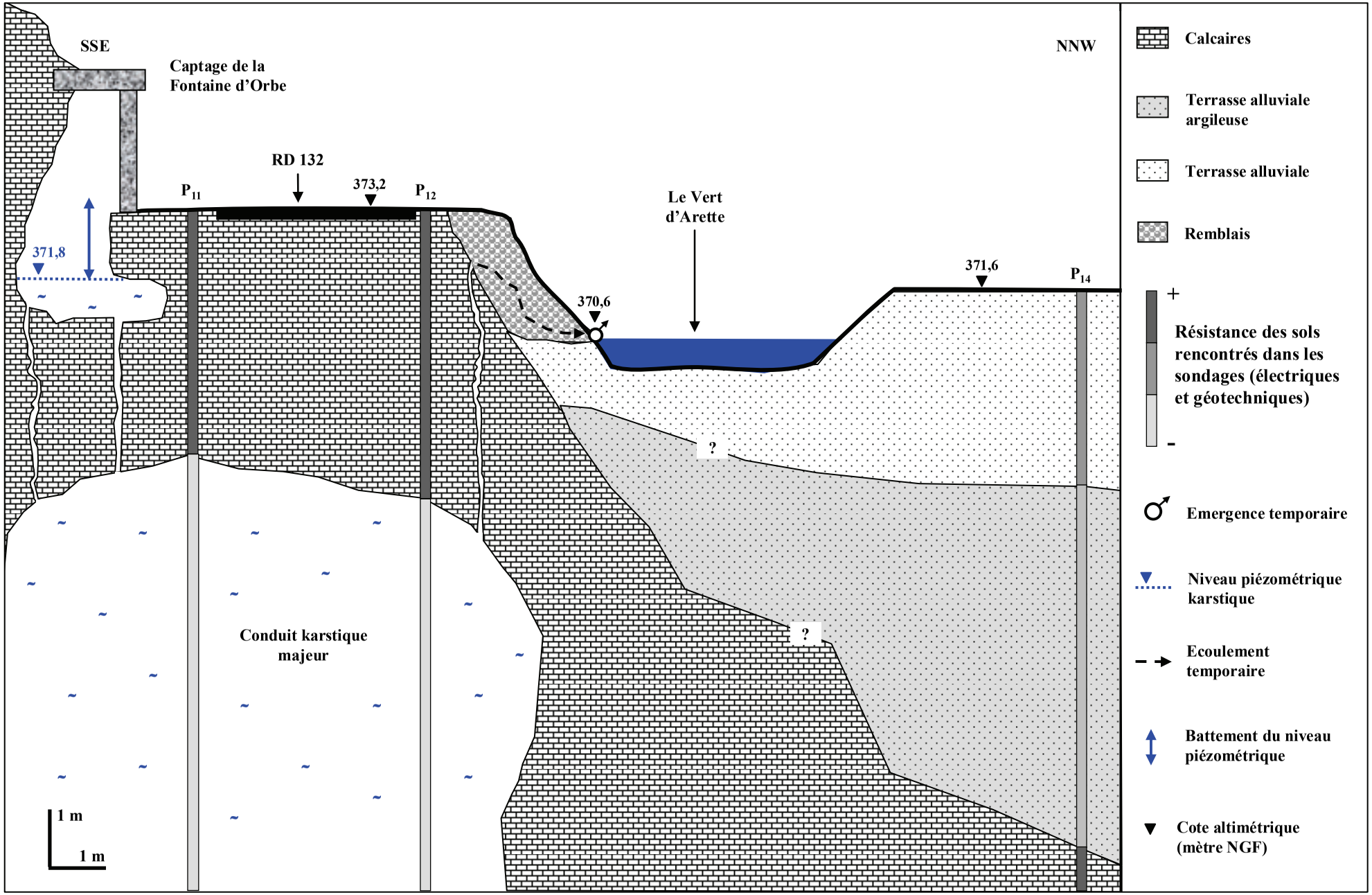


Figure 2.27 - Coupe schématique n°2 montrant le conduit karstique (en période d'étiage) sous la route départementale 132.

En considérant les résultats du panneau n°2, qui montrent une large zone conductrice au niveau du pont d'Orbe (Cf. figure 2.9) et ceux des panneaux n°11 et 13 (décrits au § 2.2.4.1 de ce chapitre), le conduit karstique majeur, qui sert de lien hydraulique entre la partie ouest (en rive gauche du Vert) et est (en rive droite du Vert) de l'aquifère calcaire, semblerait être orienté N060°E. Cette direction se rapproche de celle de l'intersection du plan de fracture F_1 orienté N030°E-85°NW et du plan de fracture F_2 orienté N150°E-40°NE (Cf. figure 2.2).

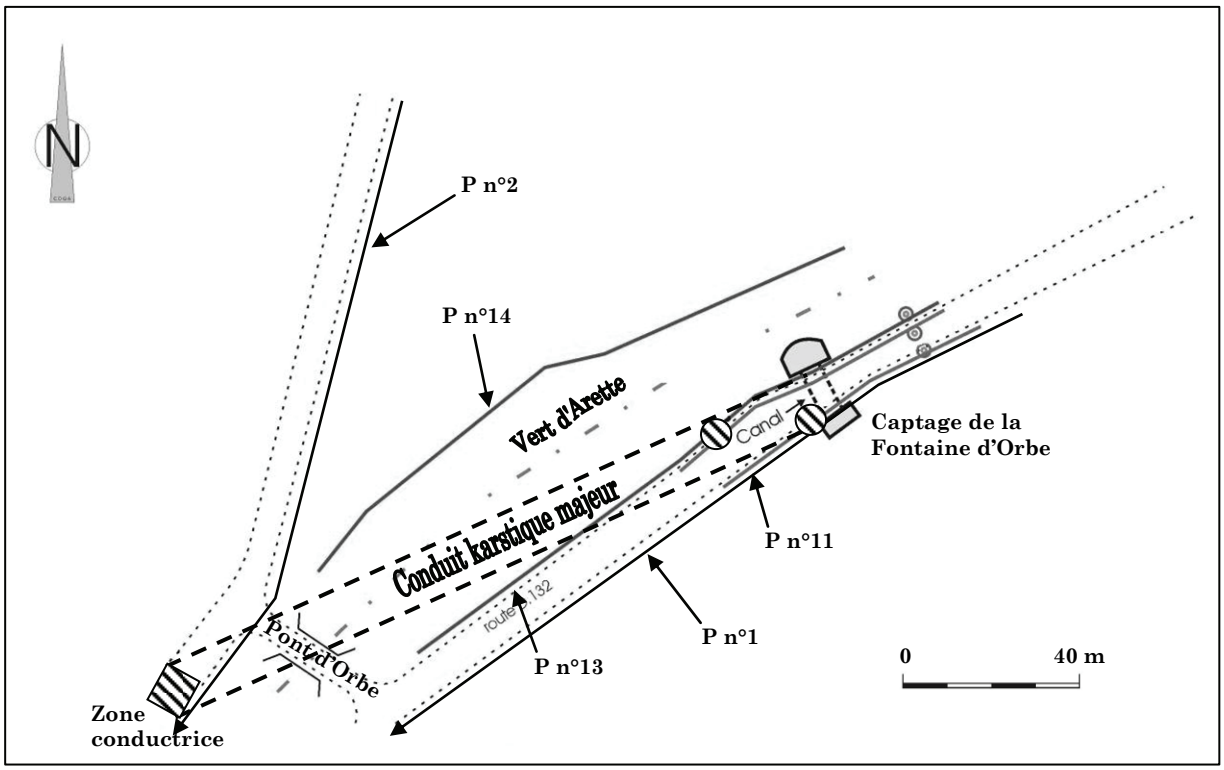


Figure 2.28 – Position du conduit karstique majeur sous la vallée du Vert d'Arette.

2.2.4.3 – Discussion sur le choix du dispositif de mesure

Dans l'ensemble, les valeurs du RMS des images de résistivité des panneaux n°11, 12, 13 et 14 sont relativement faibles (inférieures à 10 %) pour des pseudo-sections réalisées dans un milieu anisotrope tel que le karst, dans lequel les contrastes de résistivité sont importants (Cf. *supra*).

La figure 2.29 montre trois images de résistivité correspondant au premier des cinq panneaux embrayés du panneau n°1 (A en pôle-pôle et B en dipôle-dipôle) et au panneau n°11 (C). L'image A est le résultat d'un dispositif de mesure pôle-pôle avec un espacement inter-électrode de cinq mètres, l'image B d'un dispositif dipôle-dipôle avec le même espacement et l'image C a été obtenue avec un espacement de 1,5 mètre en pôle-pôle. Bien que ces dispositifs prospectent une

portion commune du sous-sol, les RMS de ces trois images sont totalement différents (de 83,4 % pour l'image A à 5,9 % pour l'image C).

Les différences des valeurs de RMS et surtout des images de résistivité obtenues d'un dispositif de mesure à l'autre sont évidentes, tant sur la position spatiale des anomalies de résistivité (par exemple la position du conduit karstique entre l'image A et C par rapport à la Fontaine d'Orbe ou l'absence des marnes de l'Albien sur l'image A) que sur leur forme et leur dimension (l'extension latérale et en profondeur du conduit karstique étant différente sur l'image A et C). Ces différences révèlent l'importance du choix des dispositifs de mesure dans la prospection électrique appliquée à l'hydrogéologie et plus particulièrement à la recherche de cavités karstiques. La configuration C en dispositif pôle-pôle (le dipôle-dipôle réalisé en parallèle du panneau n°12 donnant une image très bruitée et une valeur de RMS égale à 57,1 %) et dont l'espacement inter-électrode est le plus faible (1,5 m) est clairement la mieux adaptée au milieu étudié.

Le paramètre essentiel à la réalisation de pseudo-section est donc le choix de l'espacement entre les électrodes du dispositif, ce qui implique de connaître la géométrie du sous-sol prospecté et l'ordre de grandeur des anomalies de résistivité recherchées. En réduisant l'espacement inter-électrode, la profondeur d'investigation est certes moins grande mais la qualité des images de résistivité obtenues est indéniablement meilleure ; cette constatation est cohérente avec les résultats de Dahlin et Loke [1998] qui ont modélisé des réponses électriques en dispositif Wenner en faisant varier l'espacement inter-électrode.

Par ailleurs, l'inversion dite robuste (d'ordre 1) permet de retrouver des géométries et des dimensions plus réalistes des structures connues que l'inversion de type moindre carré (d'ordre 2). L'intérêt de l'inversion robuste pour des structures complexes, déjà modélisé par Dahlin et Zhou [2004], est donc ici confirmé [Sirieix et *al*. 2006].

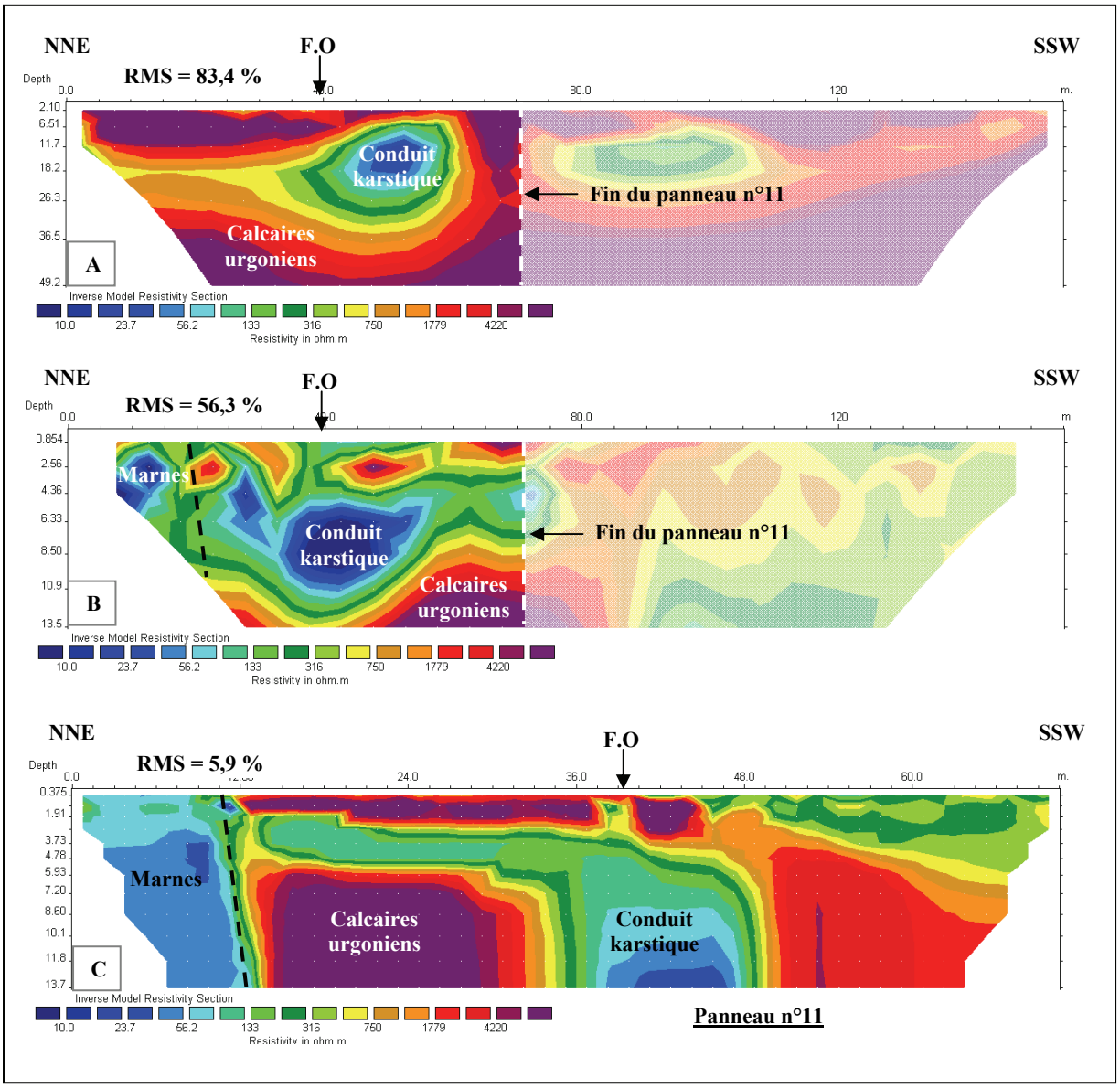


Figure 2.29 – Comparaison des images de résistivité obtenues à partir des différents dispositifs de mesure utilisés à la Fontaine d'Orbe.

***A** : dispositif pôle-pôle, 5 m entre électrode (5 itérations) ; **B** : dispositif dipôle-dipôle, 5 m entre électrode (3 itérations) et **C** : dispositif pôle-pôle, 1,5 m entre électrode (5 itérations), image de résistivité correspondant au panneau n°11.*

2.2.5 – Conclusion

En 1964, Paris propose une série de cinq coupes géologiques qui découpent d'est en ouest la partie nord du chaînon d'Arette (du sommet du Pene Rouye au Pic d'Arguibelle, Cf. figure 2.30) avec l'idée que les argiles versicolores, affleurant dans le secteur (et sur l'ensemble des chaînons béarnais), appartenaient au Trias et que la mise en place des ophites était contemporaine de ces dernières. Pourtant, la formation de ce niveau argileux, attribué aux marnes bariolées du Keuper

par Jacquot dès 1888 pourrait être due à des phénomènes d'hydrothermalisme liés à la remontée des ophites. Les remontées de matériaux en fusion puis la cristallisation du magma, sont souvent accompagnées de circulations de fluides hydrothermaux. Ces hydrothermalytes de température élevée (proche de 400 °C) et sous pression, interagissent avec le milieu environnant en s'enrichissant de divers éléments chimiques (Fe, Ti, Cu, Pb, etc.) pour ensuite précipiter et se concentrer en filons. L'analyse, par diffractométrie des rayons X, d'un échantillon prélevé au col de Nécore (ou de Cissoube sur la figure 2.30) dans ce niveau argilo-marneux, pourrait confirmer que cette formation ne peut être d'origine sédimentaire mais serait liée à un métamorphisme de contact [Rey, 2003]. En effet, le diffractogramme obtenu (nommé « *pyr0210* », Cf. annexe n°11) révèle la présence de quartz, de chlorite, de muscovite et surtout d'anorthite, un minéral très fréquemment rencontré dans de nombreuses roches magmatiques et métamorphiques. Les diffractogrammes complémentaires (présentés en annexe n°11) réalisés sur des échantillons prélevés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe révèlent également la présence de pyrite, qui pourrait en partie expliquer les concentrations relativement élevées en sulfates mesurées dans l'eau de la source. Du gypse (et/ou de l'anhydrite) a également été observé dans ces argiles [Castéras, 1971]. Par ailleurs, il est intéressant de noter l'extrême similitude de ces résultats et de ceux obtenus dans le bassin de Bedous en Vallée d'Aspe [Desreumaux, non publié] et au niveau de la cabane d'Auriste, à deux kilomètres au sud de la Fontaine d'Orbe. En effet, les pics caractéristiques des minéraux sur les différents diffractogrammes se corrèlent au centième de degré près, ce qui montre que cette formation argileuse bariolée est la même d'est en ouest des chaînons béarnais [Rey, 2003]. Un autre argument proposé pour étayer cette découverte est apporté par l'observation de lames minces faites sur des échantillons prélevés en Vallée d'Aspe sur cette zone de contact entre ophite et calcaire. La présence de phlogopite, qui est un minéral caractéristique de certaines laves ou de calcaires métamorphisés, montre bien que cette formation n'a rien de sédimentaire mais provient de phénomènes métamorphiques liés à la remontée des ophites. Un argument allant dans ce sens, qui s'appuie sur des résultats d'analyse isotopique (du soufre-34), sera apporté un peu plus loin dans le mémoire (Cf. § 2.1.5 du chapitre 3 et figure 3.26). L'aspect talqueux de ces marnes réputées du Keuper confirme ce sentiment.

Sur la figure 2.30 une autre coupe est donc proposée [Rey, 2003] reposant sur l'hypothèse émise par Desreumaux et *al.* [2002] selon laquelle les ophites se sont mises en place au Crétacé supérieur (et non au Trias comme il est admis par la grande majorité des auteurs, Cf. § 2.3.1.5 du chapitre 1) et donc postérieurement aux calcaires urgoniens dans le cas de la Fontaine d'Orbe. Les formations magmatiques apparaissent alors intrusives dans le massif carbonaté, jouant ainsi un rôle primordial dans les écoulements souterrains du fait de la présence de la formation argileuse (Cf. § 2.1.5 du chapitre 3 et figure 3.26) qui les accompagne, cette couche imperméable agissant telle une barrière hydraulique. Ces interprétations étaient basées sur une hypothèse fondée sur les élements connus à ce moment-là.

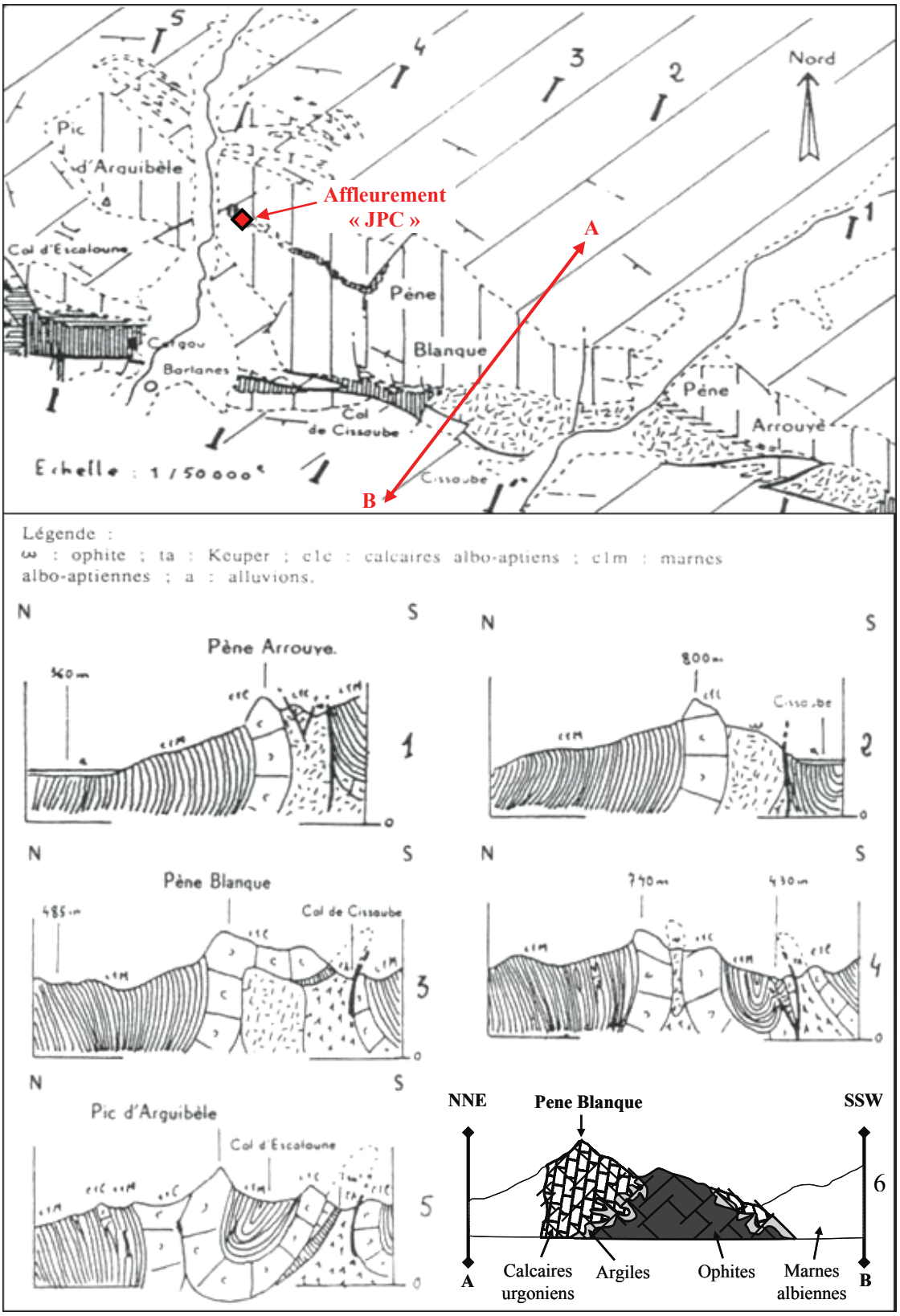


Figure 2.30 - Coupes sériées de la partie ouest du troisième chaînon [n°1 à 5 d'après Paris, 1964 et n°6 d'après Rey, 2003].

Les coupes 1 à 5 (Cf. figure 2.30) présentées montrent une géométrie relativement simple entre les différentes structures géologiques concernées (argiles et ophites triasiques/calcaires aptiens/marnes albiennes). Toutefois, les résultats de certains panneaux électriques réalisés à la limite sud de l'aquifère (Cf. figure 2.11, figure 2.18 et figure 2.20), c'est-à-dire au contact des calcaires et des ophites, laissaient apparaître une géométrie *a priori* plus complexe que celle proposée par Paris dans ses coupes. En outre, certains éléments de terrain ont apporté des informations essentielles à la compréhension de la relation ophites/calcaires.

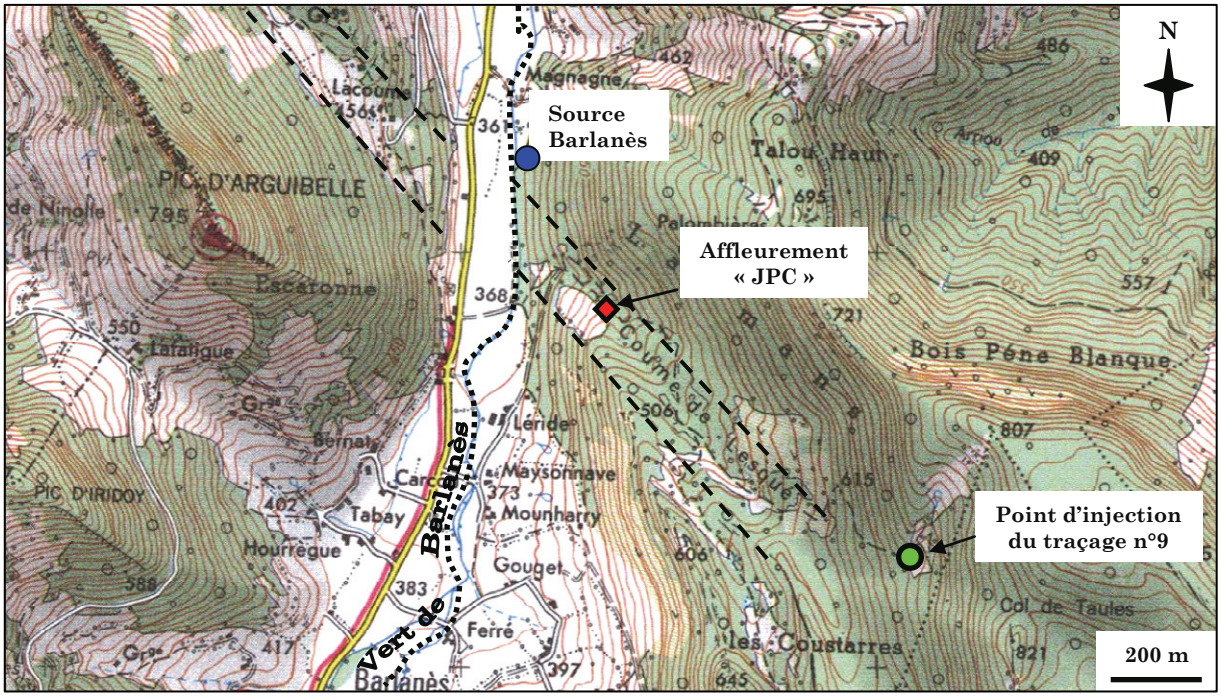


Figure 2.31 – Position de l'affleurement « JPC ».

L'affleurement noté « *JPC* » sur la figure 2.31 (dont les coordonnées Lambert II étendu en km sont : X = 345,88 ; Y = 1791,78 et Z = 445 m NGF), est tout à fait remarquable puisqu'il permet l'observation du contact d'une roche magmatique et d'une formation carbonatée. La formation d'origine sédimentaire est clairement identifiée comme appartenant au barrémien supérieur grâce à la présence de fossiles caractéristiques (des Orbitolines en l'occurence) et correspond donc aux calcaires à faciès urgonien du Crétacé inférieur. La roche magmatique est incontestablement une dolérite à structure ophitique, avec ses baguettes de plagioclaseos caractéristiques et tout son cortège de minéraux ferromagnésiens.

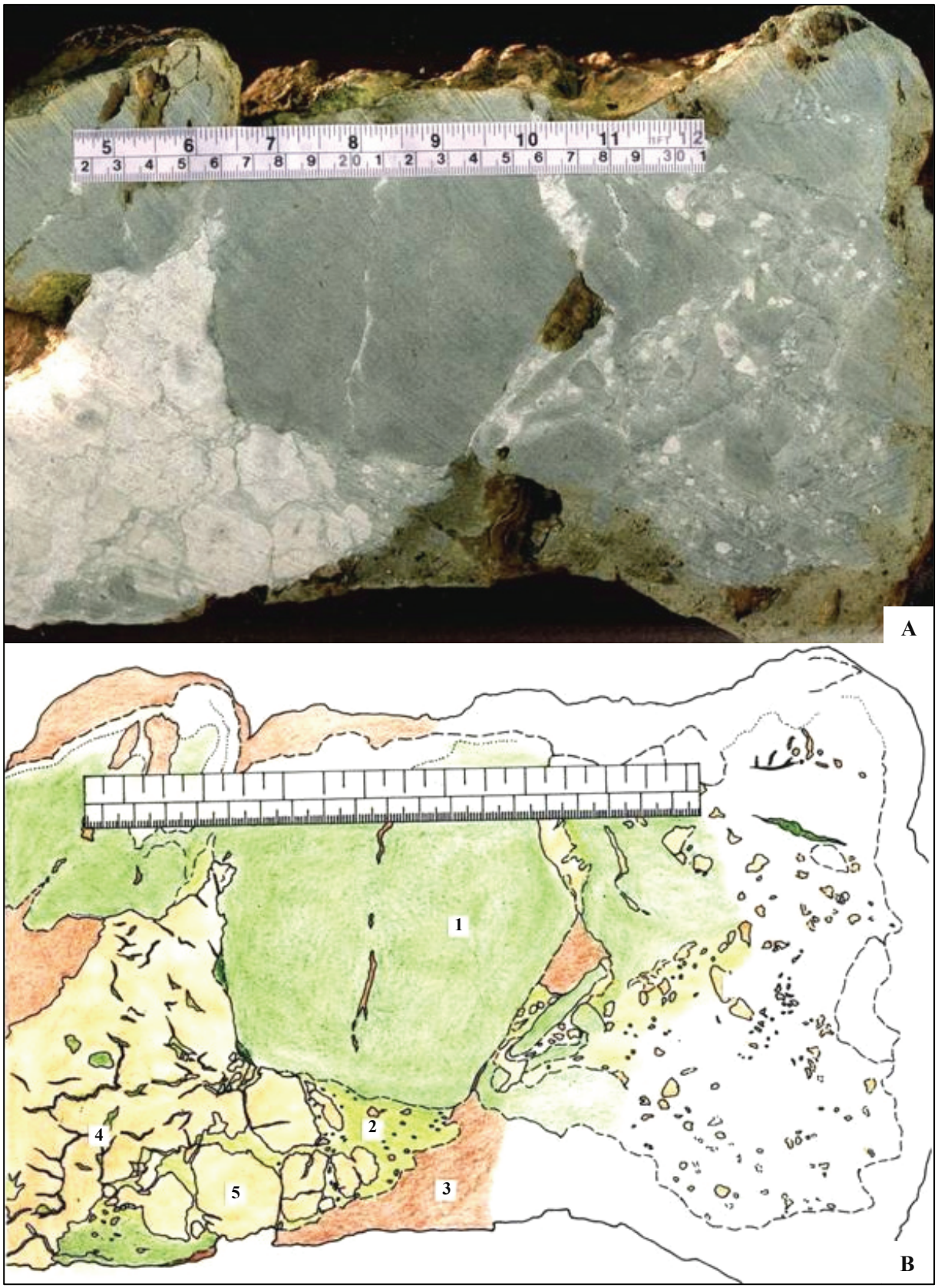


Figure 2.32 – Photographie (A) d'un des échantillons prélevés à l'affleurement « JPC » montrant le contact ophite/calcaire et dessin interprétatif (B) [photographie et dessin de C. Desreumaux].
1 : ophite microlitique ; 2 : ophite plus ou moins vitreuse ; 3 : bordure d'altération ; 4 : intrusions d'ophite dans le calcaire ; 5 : calcaire sain.

Sur la photographie de l'échantillon ci-dessous (figure 2.32, A), prélevé à l'affleurement *JPC*, les roches magmatiques et sédimentaires se distinguent aisément par leur couleur, conséquente à leur composition minéralogique. Le point remarquable est que l'ophite est intrusive dans le calcaire urgonien (point n°4 sur le dessin B de la figure 2.32). Jusqu'à présent, l'ophite était considérée par la grande majorité des auteurs comme triasique car elle était associée systématiquement aux marnes bariolées du Keuper (Cf. § 2.3.1.5 du chapitre 1). Il paraît désormais difficile de considérer l'ophite, du secteur d'Arette tout du moins, comme triasique compte tenu qu'elle soit intrusive dans une formation sédimentaire du Crétacé inférieur. Par conséquent, l'ophite pyrénéenne ne peut plus être seulement datée du Trias dans ce secteur des Pyrénées, sa mise en place est sans nul doute postérieure au Crétacé inférieur.

Cette découverte a des conséquences importantes sur la géodynamique pyrénéenne ainsi que sur l'hydrogéologie de la région. En effet, compte tenu de l'omniprésence de l'ophite dans le secteur des chaînons béarnais, tout particulièrement à la limite sud des formations carbonatées, la compréhension des relations hydrauliques entre l'encaissant calcaire et/ou dolomitique et les massifs d'ophites intrusifs vont être modifiées. Il devient donc essentiel de prendre en compte la géométrie des structures géologiques afin de comprendre le fonctionnement des aquifères des chaînons béarnais.

A partir de ces nouvelles interprétations et de l'ensemble des panneaux électriques effectués dans le secteur de la Fontaine d'Orbe, couplés aux informations recueillies sur le terrain (mesures de la fracturation, levés des affleurements et identification de la végétation), il a été possible d'établir un schéma conceptuel du système karstique (Cf. figure 2.33).

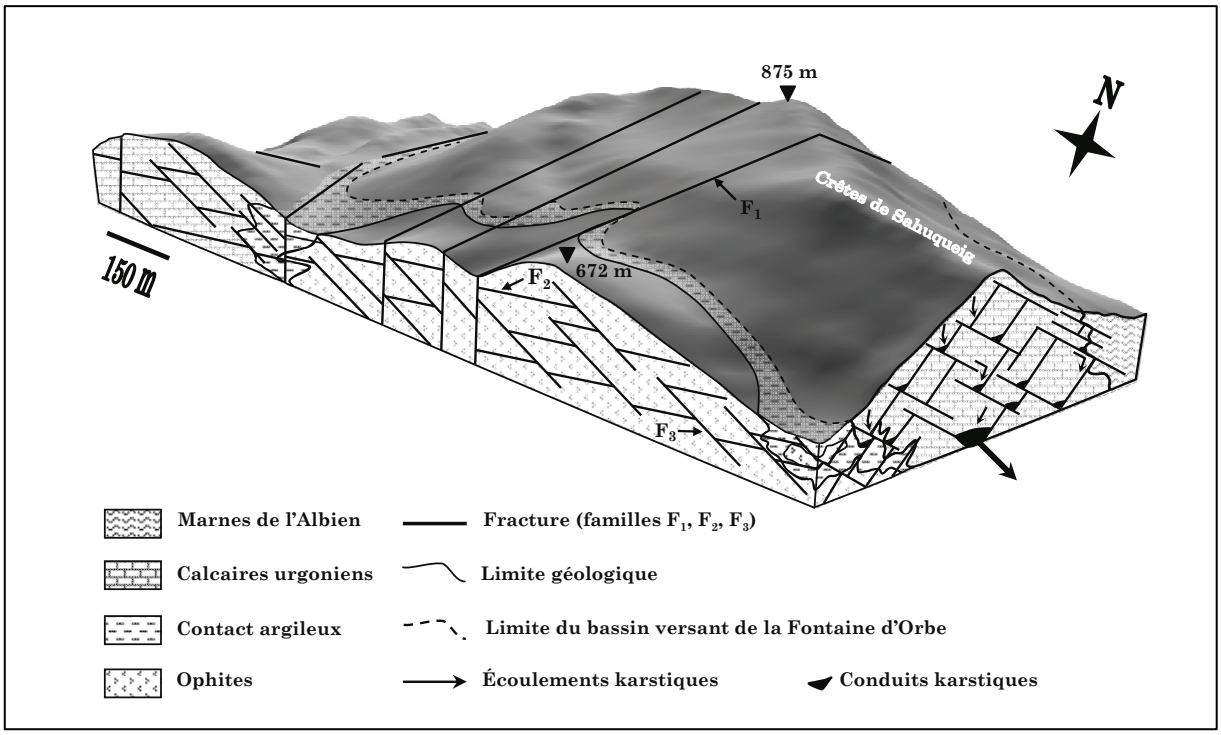


Figure 2.33 - Bloc diagramme en 3D schématisant la partie ouest de l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe [Rey et al., 2005b].

2.3 - Etude de la limite sud des trois autres aquifères

Suite à la réalisation de nombreux panneaux électriques aux limites du bassin versant de la Fontaine d'Orbe, la prospection géophysique s'est poursuivie sur le secteur des trois autres sources. La structure géologique des chaînons béarnais étant relativement homogène (les roches carbonatées Jurassico-Crétacé sont bordées systématiquement au sud par des formations magmatiques), l'objectif de ces nouvelles investigations est de vérifier l'existence d'un niveau argileux imperméable aux limites des aquifères, tel qu'il a été découvert à la Fontaine d'Orbe.

2.3.1 – Secteur de l'Ourtau

Le panneau électrique réalisé dans le secteur de l'Ourtau se situe sur le versant sud du bassin d'alimentation de la source près du sommet de Soum de Guiche (Cf. figure 2.34). La zone prospectée se trouve au pied des crêtes du Mail Arrouy à la limite du premier et du second chaînon béarnais (Cf. figure 2.34), figurée sur la carte géologique par un accident majeur d'orientation N115°E (Cf. figure 2.34).

Le but de cette expérimentation est de définir la nature du contact au sud de l'aquifère qui alimente la source de l'Ourtau. Le dispositif de mesure électrique (48 électrodes espacées de 5 m en pôle-pôle) débute au sud dans les flyschs gréseux du Crétacé supérieur appartenant au second chaînon, traverse les formations magmatiques notées comme étant des ophites sur la carte géologique [Castéras, 1970a] et se termine dans les calcaires du Jurassique inférieur (Lias inférieur) au nord.

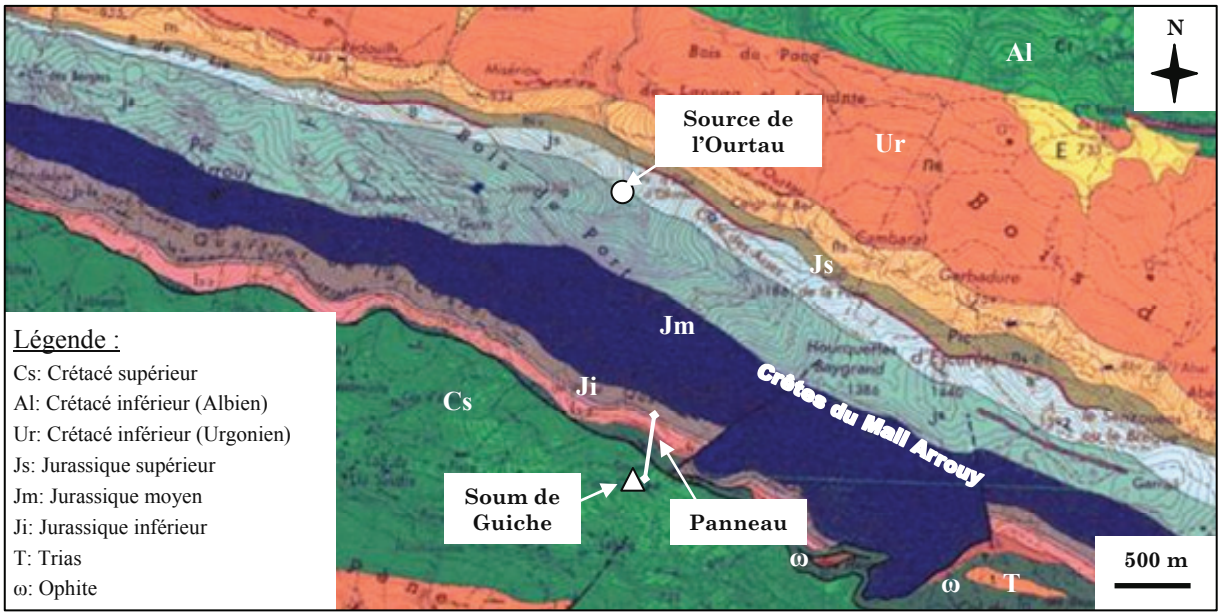


Figure 2.34 – Position du panneau électrique sur la carte géologique [Castéras, 1970a].

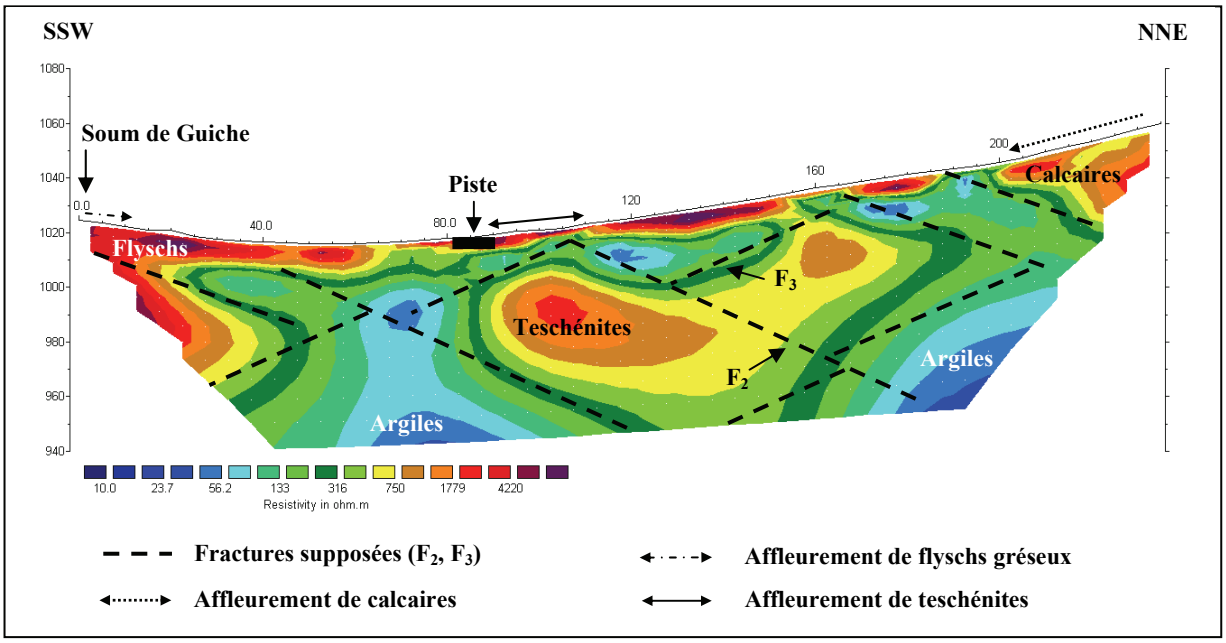


Figure 2.35 – Image de résistivité correspondant au panneau électrique réalisé à la limite sud du premier chaînon, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (7 itérations, RMS = 6,7 %).

Sur l'image des résistivités présentée en figure 2.35, les flyschs du Crétacé, qui constituent le sommet du Soum de Guiche, apparaissent avec de fortes valeurs de résistivité (> 2 000 Ω.m), dues à leur nature gréseuse. Au niveau du col, le sous-sol est constitué majoritairement de matériaux électriquement conducteurs (< 70 Ω.m) correspondant à des argiles (remontées à la surface en grande quantité par les taupes), implantées jusqu'à 50 m de profondeur au moins et épaisses d'une vingtaine de mètres.

Au bord de la piste d'accès (Cf. figure 2.35), des roches magmatiques sont à l'affleurement et il ne s'agit pas d'ophites (comme indiqué sur la carte géologique à cet endroit) mais de teschénites plus ou moins altérées (sous forme d'arènes). Dans la région (dans le Bois du Bager notamment, Cf. figure 2.8), ces roches sont très fréquentes en filons ou en sills dans les flyschs d'âge Crétacé, au Cénomanien plus précisément [Castéras, 1971]. Sur l'image de résistivité, elles se présentent sous la forme d'une importante anomalie électriquement résistante (valeurs supérieures à 1 500 Ω.m).

Les calcaires liasiques qui affleurent le long des sept dernières électrodes du dispositif (Cf. figure 2.34) possèdent des valeurs de résistivité équivalentes à celles des teschénites (> 1 000 Ω.m). Par ailleurs, de la piste au premier banc de calcaire la végétation est uniquement constituée de fougères, caractéristiques de sols siliceux. Cependant, le modèle de résistivité montre l'existence d'un niveau argileux épais et profond qui englobe la masse de roche magmatique intrusive (à la faveur d'un accident tectonique majeur), la séparant ainsi des flyschs du Crétacé supérieur au sud et des calcaires du Jurassique inférieur au nord.

La présence de nombreuses émergences de faible débit (alimentant des abreuvoirs à vaches) au contact des flyschs, montrent que les argiles au contact des teschénites agissent comme un écran imperméable aux écoulements souterrains. Ce schéma de fonctionnement est tout à fait comparable à celui d'Arette, où les massifs d'ophite et les argiles qui y sont associées, jouent un rôle de barrière hydraulique similaire. Le long de la limite entre le premier et le second chaînon béarnais, des roches magmatiques (indifféremment des ophites ou des teschénites) sont identifiées de manière continue du Col de Marie Blanque à l'est au village de Lurbe-St-Christau à l'ouest (Cf. figure 1.3). La limite sud de l'aquifère alimentant la source de l'Ourtau et les nombreuses ressources en eau du premier chaînon est donc définie.

2.3.2 – Secteur des Mourtès

Deux panneaux électriques ont été réalisés dans le secteur de la source des Mourtès (Cf. figure 2.36). Le premier (M1) se situe à une vingtaine de mètres (de dénivelé) au-dessus de la source partant à l'est de la maison d'habitation surplombant le captage et traversant la piste

d'accès à l'ouest (Cf. figure 2.11). Le dispositif de mesure en pôle-pôle comprend 48 électrodes espacées de 5 m et se positionne d'après la carte géologique sur les argiles bariolées du Trias (Cf. figure 2.36). Le second panneau (M2) a été installé au col de Laünde au pied du sommet du Trône du Roi (Cf. figure 2.36) suivant une direction subméridienne, le dispositif de mesure étant identique au panneau M1. Les formations géologiques traversées sont les argiles du Trias au sud et les calcaires du Lias inférieur au nord [Castéras, 1970a]. L'objectif de cette prospection est d'une part, de définir la nature du sous-sol dans le secteur proche de la source des Mourtès (panneau M1) et d'autre part, d'étudier la géométrie de la limite sud de l'aquifère jurassique du Trône du Roi (panneau M2).

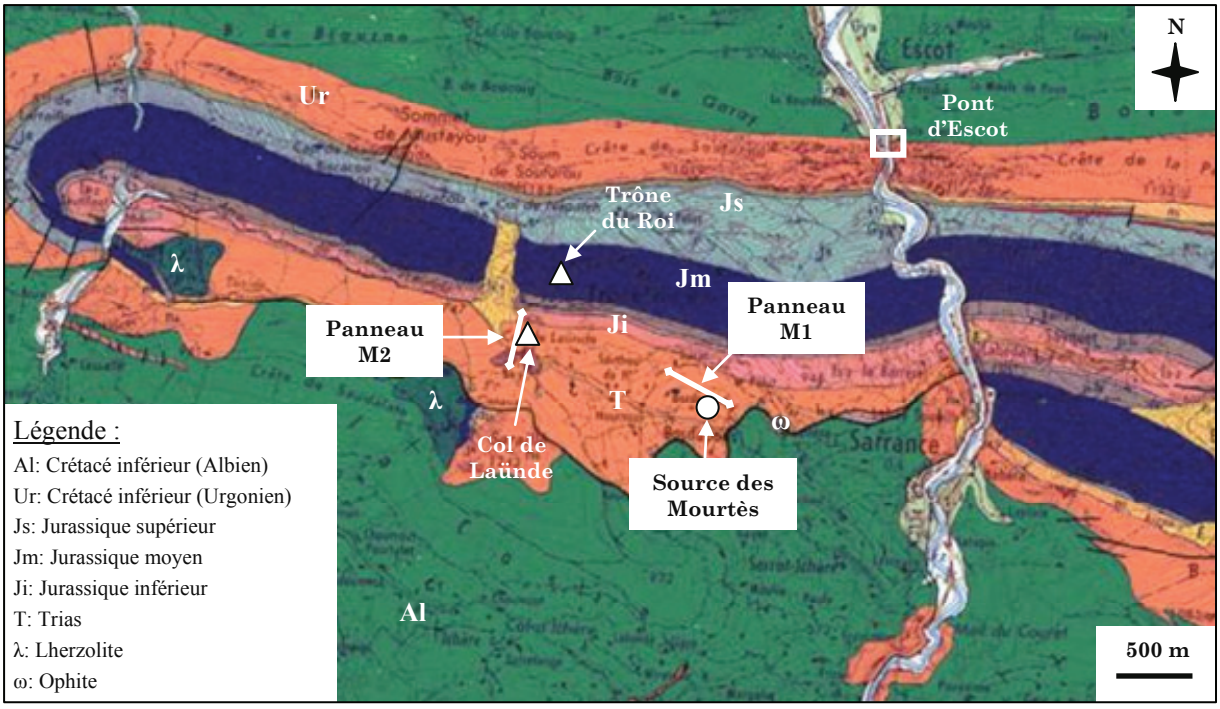


Figure 2.36 – Position des panneaux électriques M1 et M2 sur la carte géologique.

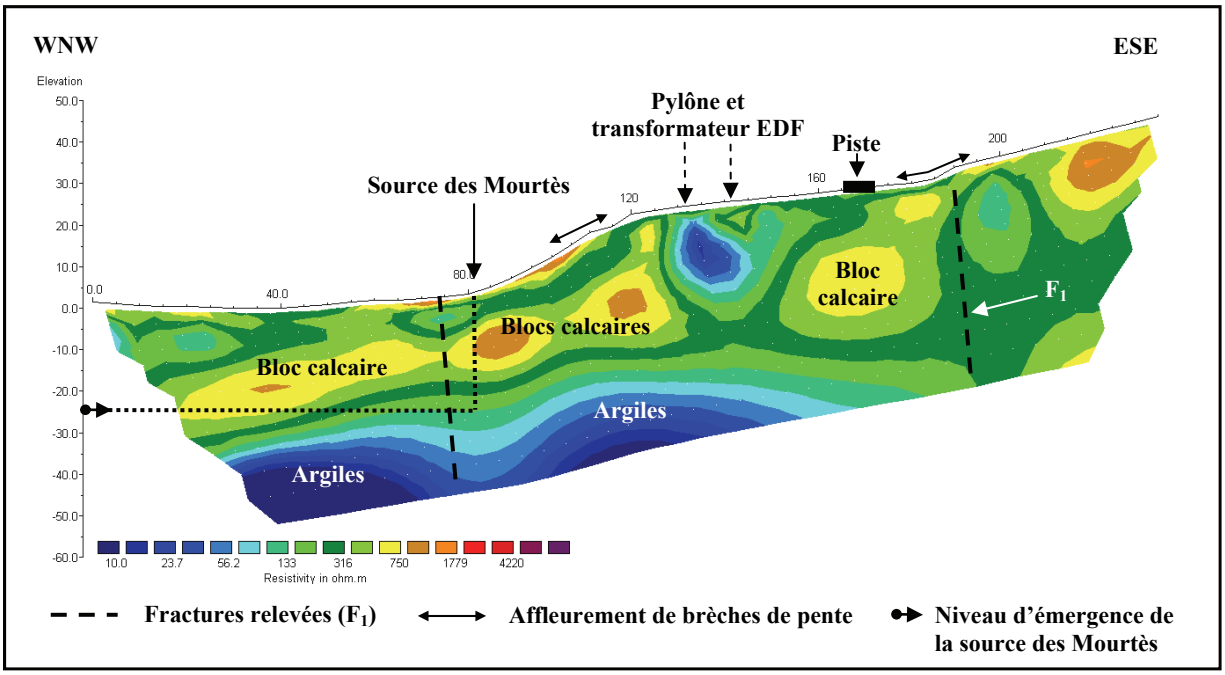


Figure 2.37 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique M1, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 6,5 %).

L'image de résistivité (figure 2.37) montre des valeurs globalement peu élevées (< 1 000 Ω.m), ce qui paraît cohérent au vu du contexte géologique (Cf. figure 2.36). Le sous-sol est composé de deux couches de résistivité distincte :

- ⇨ la première, la plus profonde (à partir de 25 m sous la surface), est constituée d'un matériau électriquement très conducteur (< 50 Ω.m) qui pourrait être les argiles bariolées du Trias (Keuper). Le toit de cette couche d'argile correspond à la cote d'émergence de la source des Mourtès et de nombreux autres griffons qui s'écoulent à une altitude similaire dans les environs proches du captage.

- ⇨ la seconde, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, surmonte ce niveau argileux et présente des valeurs de résistivité très variables (entre 10 et 1 000 Ω.m). Cette couche correspond à une formation de brèches de pente qui affleure le long de la piste d'accès à la source (Cf. carte géologique établie par Desreumaux en annexe n°9). Elle est caractérisée par des blocs calcaires (appartenant au Lias pour la plupart) de taille décimétrique à plurimétrique qui sont piégés dans une matrice plus ou moins argileuse et très compacte. La composition de ce niveau peut expliquer l'hétérogénéité des résistivités du modèle présenté en figure 2.37. L'anomalie conductrice (< 10 Ω.m) à l'abscisse 135 m sur le profil est à imputer à une perturbation du champ électrique causée par le réseau électrique souterrain de moyenne tension existant entre le transformateur et le pylône implantés par EDF.

Les résultats du panneau électrique M1 (figure 2.37) montrent donc l'existence d'un niveau électriquement très conducteur correspondant *a priori* à des argiles. Les formations argileuses du Keuper dessinées massivement sur la carte géologique (Cf. figure 2.36) n'affleurent pas dans le secteur proche de la source des Mourtès car elles semblent être recouvertes par une formation (quaternaire ?) de brèches de pente. De plus, la profondeur à laquelle les argiles apparaissent sur le modèle de résistivité coïncide avec l'altitude d'émergence de nombreuses sources (dont celle des Mourtès), elles pourraient donc constituer le mur imperméable d'une nappe souterraine qui alimentent ces différents griffons, dont les caractéristiques physico-chimiques sont tout à fait similaires (notamment la conductivité électrique et la température).

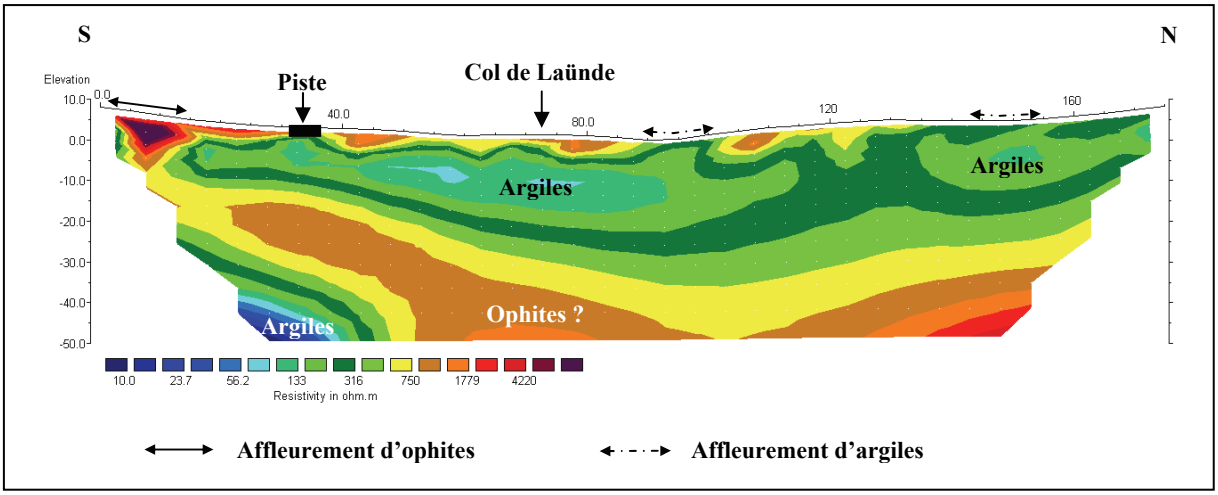


Figure 2.38 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique M2, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (8 itérations, RMS = 2,9 %).

Le second panneau électrique (M2) est situé à la limite des argiles du Keuper et des formations carbonatées du Jurassique (Cf. figure 2.36). L'image de résistivité correspondant au panneau M2 (figure 2.38) ne présente que les 36 premières électrodes du dispositif, qui en comporte 48, suite à un problème technique lors de l'acquisition des données.

Le col de Laünde est une large dépression piégée entre les hauts sommets du Trône du Roi au nord et du Laraillé au sud (Cf. photographie 1.3). Le sous-sol est majoritairement constitué de matériaux électriquement conducteurs (< 400 Ω.m) pouvant atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur au centre du dispositif. A la surface, de nombreux indices (taupinières) attestent de l'omniprésence d'argiles versicolores depuis la piste d'accès au col (figure 2.38) jusqu'aux premiers affleurements de calcaires du Lias au nord (non atteints par le dispositif présenté sur la figure 2.38).

Au sud de l'image de résistivité, les valeurs sont très élevées près de la surface (> 4 500 Ω.m) et correspondent à des blocs d'ophites affleurants. Ces valeurs se retrouvent plus en profondeur

sur l'image et pourraient être assimilées à la présence d'un vaste massif d'ophites, accompagnées de formations argileuses bariolées limitant l'aquifère calcaréo-dolomitique du Trône du Roi.

2.3.3 – Secteur de Gourgouch

Sur le secteur de Gourgouch deux panneaux électriques ont été réalisés au sud de la source, le premier sur le plateau de Serbiasse et le second au pied du plateau de Heugareil (Cf. figure 2.39). Les dispositifs utilisés comportent 48 électrodes pour le premier panneau et 36 électrodes pour le second, l'espacement inter-électrode étant de 5 m.

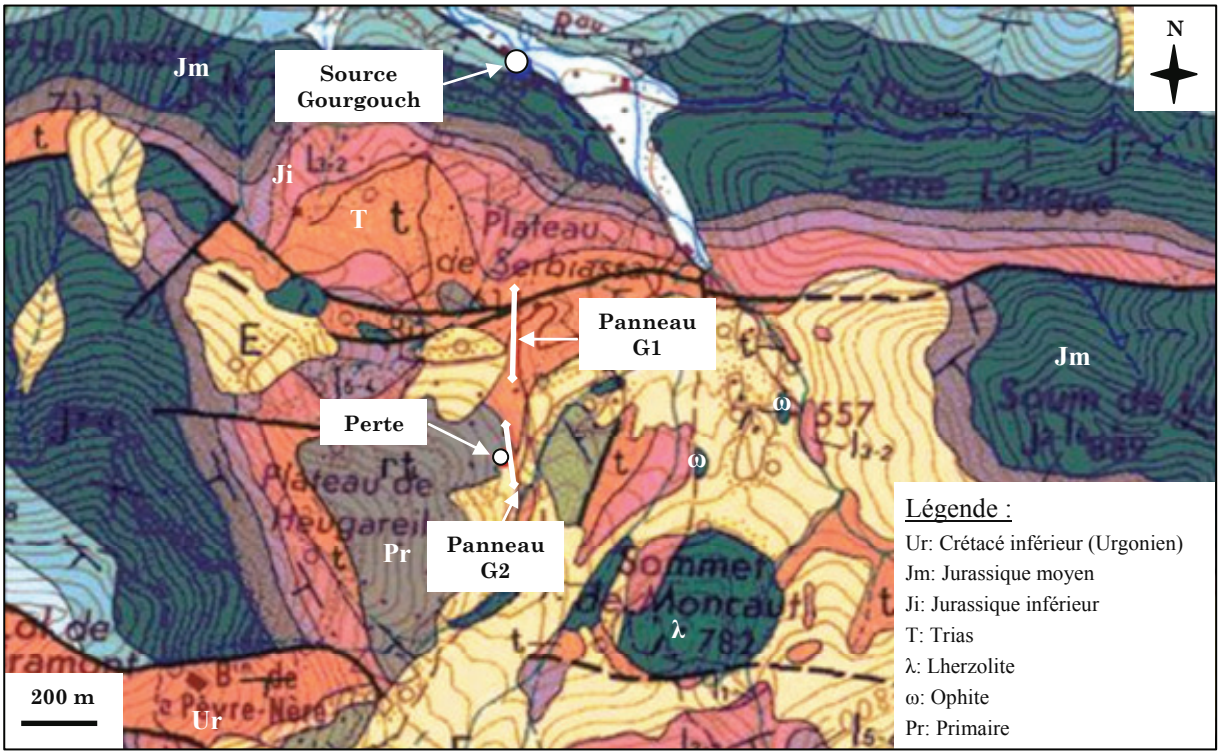


Figure 2.39 - Position des panneaux électriques G1 et G2 sur la carte géologique [Castéras, 1970b].

Le contexte géologique du secteur étant très complexe, la prospection s'est concentrée sur la bordure sud des formations aquifères Jurassique pouvant participer à l'alimentation de la source Gourgouch. Le panneau G1 traverse les formations argileuses du Trias et un accident majeur d'orientation E-W limitant la série complète des formations du Jurassique plus au nord.

L'image de résistivité (figure 2.40) montre un sous-sol électriquement conducteur ($< 50\,\Omega.m$) notamment dans la partie centrale du panneau et en surface. Ce résultat reste donc cohérent avec la carte géologique (Cf. figure 2.39) décrivant dans cette zone un substratum de nature argileuse (argiles bariolées du Keuper visibles en surface le long du dispositif). En revanche, deux anomalies présentant de fortes valeurs de résistivité apparaissent au sud et au nord de la zone

argileuse. D'après la carte géologique la série Jurassique (dont le Lias) formant une partie du premier chaînon est orientée N100°E à N110°E avec un pendage variant de 30°S à 60°S (Cf. figure 2.39). L'anomalie résistante au nord du modèle pourrait donc correspondre à la présence en profondeur des calcaires du Lias inférieur, apparaissant ici avec un pendage de 50°S (Cf. figure 2.40). Si cette hypothèse est correcte, la couche d'argile d'une cinquantaine de mètres de largeur formerait ainsi un écran imperméable au sud des formations aquifères du Jurassique.

Quant à l'anomalie résistante au sud, il pourrait s'agir d'ophites, altérées sur les trente premiers mètres compte tenu des valeurs de résistivité obtenues (entre 200 et 500 Ω.m). En effet, sur la piste d'accès montant au plateau de Serbiasse, des ophites plus ou moins altérées (sous forme de boules puis d'arènes) affleurent et sont généralement accompagnées d'argiles versicolores, des pointements d'ophites « saines » sont par ailleurs signalés sur la carte.

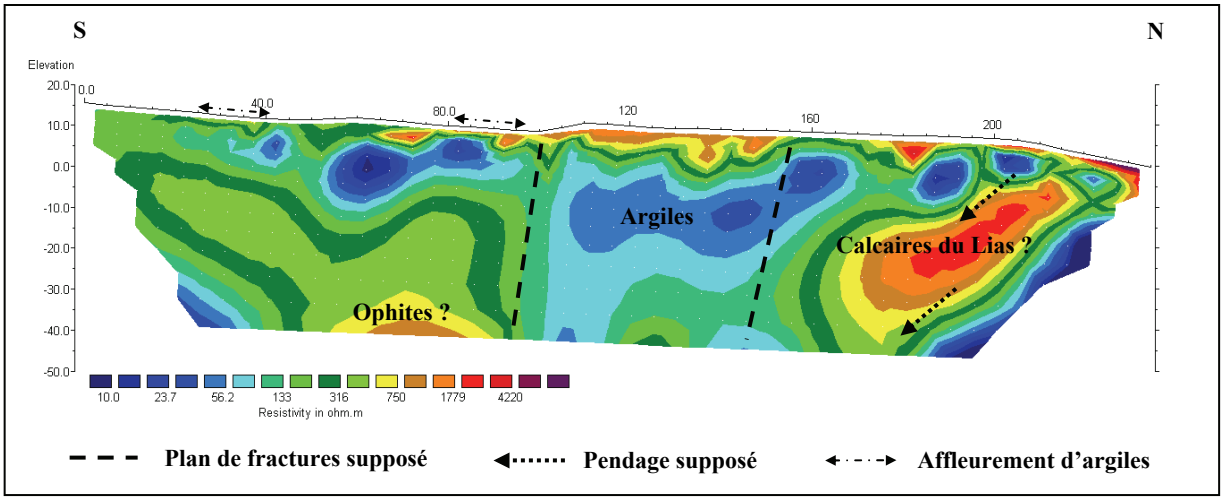


Figure 2.40 – Image de résistivité correspondant au panneau électrique G1 réalisé sur le plateau de Serbiasse, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (11 itérations, RMS = 5,5 %).

Il faut noter la présence de formations d'âge primaire (Carbonifère et Permien), vraisemblablement remontées en surface suite à la mise en place de lherzolites. Selon la carte (Cf. figure 2.39), le profil G2 a été réalisé le long des grès du Permo-Trias visibles au bord de la piste montant au plateau d'Heugareil. Cependant, sur le terrain ces formations s'apparentent plus vraisemblablement à des calcaires qu'à des grès, dans lesquels vient se perdre un écoulement de surface venant du plateau suivant une direction de fracture N050°E. L'image de résistivité du panneau G2 montre clairement l'eau infiltrée au niveau de la perte, caractérisée par de très faibles résistivités (50 Ω.m). L'écoulement paraît limité au sud par une couche électriquement conductrice pouvant correspondre à des argiles, notées sur la carte géologique.

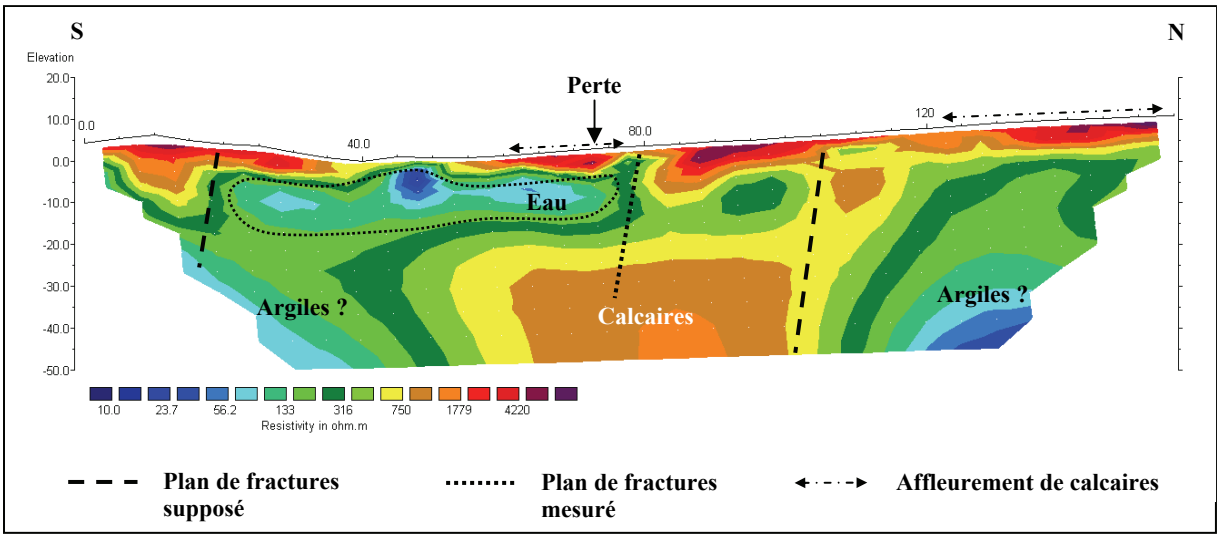


Figure 2.41 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique G2 réalisé au niveau d'une perte, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 3,8 %).

2.4 - Conclusion

La prospection géophysique menée sur l'ensemble du secteur d'étude a permis d'apporter des éléments d'informations indispensables à la connaissance des aquifères étudiés et plus particulièrement à leur limite sud. En effet, les chaînons béarnais sont bordés au sud par des formations magmatiques, des ophites dans la plupart des cas, dont les relations géométriques avec l'encaissant sont complexes. Sur toutes les images de résistivité obtenues, correspondant à des panneaux électriques réalisés au contact des ophites et des aquifères calcaires ou dolomitiques, un niveau électriquement conducteur (< 50 Ω.m) apparaît systématiquement entre les formations magmatiques et sédimentaires. Ces dernières étant caractérisées par des valeurs de résistivité très élevées (généralement supérieures ou égales à 2 000 Ω.m), les contrastes de résistivité entre les anomalies « conductrices » et « résistantes » sont excessivement importants. Par ailleurs, le relevé systématique des affleurements et du type de végétation le long des dispositifs de mesure a grandement facilité la lecture des résultats, ne serait-ce que pour différencier les ophites des calcaires ou des dolomies sur les modèles. Il est donc essentiel de connaître la lithologie des formations géologiques locales avant toute mesure. Toutefois, malgré toutes ces précautions certains panneaux électriques restent difficilement interprétables.

L'enseignement principal de ces investigations est donc la découverte d'un niveau argileux continu le long des aquifères des chaînons béarnais, qui suffisamment épais et peu perméable pour constituer une barrière hydraulique aux écoulements d'eau souterrains, limitant ainsi l'alimentation des systèmes hydrogéologiques régionaux. De plus, en surface cette couche imperméable va jouer un rôle de drains pour les écoulements d'eau météoriques et permettre leur infiltration de la surface vers les aquifères. En revanche, la géométrie en profondeur de cet écran

argileux va diriger les eaux souterraines selon une direction moyenne E-W (correspondant à l'orientation des structures géologiques) et participer de manière significative à leur minéralisation (Cf. § 1 du chapitre 3).

Ce schéma de fonctionnement hydrogéologique s'est répété au nord-ouest des chaînons dans le bassin de flyschs de l'unité structurale de Roquiague (Cf. figure 1.5), lors d'une étude concernant la recherche d'une nouvelle ressource en eau potable pour la commune de Mauléon [CETRA, 2006b]. Les conclusions de ce travail montrent l'influence des argiles au contact des ophites, présentes massivement en bordure de la structure diapirique de Roquiague (exploitées à la carrière de Gotein-Libarrenx), sur la direction et la limitation des écoulements des eaux souterraines piégées dans les flyschs datés du Crétacé supérieur [Cf. Castéras et *al.*, 1969].

Par ailleurs, la multiplication des expérimentations par panneaux électriques sur le site de la Fontaine d'Orbe a révélé les limites de ces méthodes de prospection dans un milieu anisotrope tel que le karst. D'un point de vue électrique, l'hétérogénéité d'un aquifère karstique est due en grande partie à la présence des plans de discontinuité dans la matrice carbonatée et plus particulièrement des conduits karstiques actifs, remplis d'eau ou de sédiments (électriquement conducteurs) et inactifs ou vides (électriquement résistants). De plus, les différences de taille et des caractéristiques électriques entre les objets recherchés et le milieu environnant, c'est-à-dire des conduits karstiques (électriquement conducteurs) dans un vaste massif calcaire (électriquement résistant), influent sur la qualité (RMS) et la validité des résultats. En effet, selon le dispositif de mesure utilisé (pôle-pôle ou dipôle-dipôle) et plus particulièrement l'espace inter-électrode (de 5,0 à 1,5 m dans ce cas), les anomalies de résistivité apparaissent à des positions et des profondeurs erronées sur les modèles proposés par le logiciel d'inversion. Sur certaines images de résistivité obtenues avec un dispositif non adapté, à savoir un espace inter-électrode trop grand pour la taille des anomalies recherchées, les formations géologiques affleurant le long du panneau sont absentes sur le modèle inversé (Cf. figure 2.29).

3 - TRAÇAGES COLORES

3.1 – Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie karstique

Les méthodes de traçages artificiels colorés sont systématiquement utilisées dans les études sur les systèmes karstiques [Wilson, 1968 ; Lepiller et Mondain, 1986]. Elles apportent à l'hydrogéologue divers types d'informations :

- qualitatives :
  - délimitation de l'aire d'alimentation d'une émergence,
  - détermination d'éventuelles relations hydrauliques entre diverses émergences d'un système et/ou d'un cours d'eau,
  - évaluation des temps de séjour [Mangin et *al.*, 1976] au sein d'un aquifère,
  - identification du parcours d'un polluant assimilé au traceur.
- quantitatives :
  - détermination des conditions d'écoulement,
  - mise en évidence de l'hétérogénéité des systèmes karstiques,
  - quantification du volume tracé (volume des réserves),
  - modélisation du fonctionnement d'un aquifère karstique [Danckwerts, 1953 in Molinari, 1976].

Les traçages artificiels permettent donc de répondre à deux questions essentielles, le temps de séjour et l'origine de l'eau dans un aquifère karstique. La principale source de motivation des expérimentations effectuées sur les divers sites de l'étude a été la mise en évidence des relations entre les pertes (avens) et les émergences des massifs carbonatées afin de faciliter la délimitation de leur bassin d'alimentation.

La réponse attendue avec ce genre de méthode est de type « tout ou rien » [Molinari, 1976], cependant l'interprétation des résultats n'est pas toujours simple. Si le traceur n'est pas apparu aux émergences surveillées, il n'est pas toujours possible de conclure à l'absence de relation entre le point d'injection et le(s) exutoire(s) échantillonné(s) [Mondain, 1989]. Dans ce cas, il convient de rééditer la manipulation en ayant pris soin d'analyser préalablement les causes probables d'échec. En revanche, si le traçage s'avère positif la relation entre une perte et l'émergence étudiée est alors établie.

3.2 – Méthodologie employée

Le choix des traceurs, relativement large en hydrogéologie karstique [Molinari, 1976], s'est porté sur des substances fluorescentes xanthéniques telle que l'Uranine et la Sulforhodamine G qui présentent l'avantage de posséder un seuil de détection par spectrofluorimétrie très bas [Charrière, 1974], un coût modéré et une absence de toxicité aux faibles concentrations [Molinari et Rochat, 1978]. Par ailleurs, l'iodure de sodium (traceur salin) a été utilisé pour un cas de multitraçages dans le secteur de Gourgouch.

Le pas de temps de l'échantillonnage aux exutoires est défini selon les conditions d'injection du traceur et de pluviosité au moment du traçage. L'utilisation de préleveurs automatiques permet de réduire la présence sur site pendant la durée des opérations et de moduler avec une grande liberté les intervalles de prélèvements ; ce système d'échantillonnage est seulement limité par le nombre de flacons disponibles dans l'appareil.

La courbe de restitution rend compte de la concentration du traceur en fonction du temps, en un point donné du système [Molinari, 1976] ; elle est aussi l'information la plus riche pour étudier le passage de matières au travers de l'aquifère [Meus, 1993]. Par la suite, le calcul du bilan de restitution du traceur n'est possible que si le débit de la source est connu. De plus, si le taux de restitution et le débit sont connus, que l'injection est instantanée (de type Dirac) et que le régime d'écoulement dans l'aquifère est permanent (selon les conditions hydrologiques ; Mijatovic, 1992), il est possible de déterminer la courbe de Distribution des Temps de Séjour ou DTS [Molinari, 1976, Lepiller et Mondain, 1986]. L'interprétation descriptive de la courbe DTS permet de déduire plusieurs paramètres se référant au fonctionnement de l'aquifère karstique tracé : la vitesse maximale des écoulements, la durée de restitution, le temps moyen de séjour, le taux de restitution et le volume d'Allen, constituant un indice du volume des réserves du système [Guizereix et *al.*, 1974]. Dans le cas de la Fontaine d'Orbe, les valeurs de débit ne sont malheureusement que des estimations réalisées à partir de mesures approximatives, les pourcentages de restitution donnés dans le tableau 2.4 sont donc à considérer avec la plus grande prudence.

3.3 – Traçages réalisés sur le bassin d'alimentation de la Fontaine d'Orbe

3.3.1 – Etude de la relation entre le Vert d'Arette et la Fontaine d'Orbe

De nombreux traçages ont été réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe depuis la pollution accidentelle du 26 janvier 2000 (Cf. figure 2.48), dont l'origine était un déversement de l'eau de nettoyage d'une tonne à purin en rive gauche du Vert d'Arette (en dehors des périmètres de protection établis jusqu'alors).

Le premier traçage à l'Uranine (ou fluorescéine), réalisé le 29 janvier 2000 lors du lessivage de la zone polluée (point d'injection n°1, Cf. figure 2.48), avait confirmé l'existence d'un lien hydrodynamique entre la barre calcaire en rive gauche et en rive droite du Vert d'Arette, sans pour autant colorer ce dernier. Ce résultat avait conduit à émettre l'hypothèse de l'existence d'un conduit karstique majeur sous le Vert d'Arette et à reconsidérer les limites du bassin versant de la source ainsi que la définition des périmètres de protection. Par ailleurs, la réalisation de panneaux électriques au mois d'avril 2003 et au mois de décembre 2005 le long de la route départementale 132 bordant le captage de la source a mis en évidence la présence d'un conduit karstique large et profond (Cf. § 2.2 et 2.3 de ce chapitre) [Rey et *al.*, 2004b, 2005b ; Sirieix et *al.* 2006], détecté à environ cinq mètres sous la surface du sol (Cf. figure 2.27).

Au cours des années 2001 (le 26 juin et le 14 septembre) et 2003 (le 7 et le 14 août), quatre traçages ont été effectués dans le Vert d'Arette en amont de la source (points d'injection n°2, 3, 4 et 5, Cf. figure 2.48) afin de définir une éventuelle participation du torrent à l'alimentation de la Fontaine d'Orbe. Lors des deux premières expérimentations, le traceur (l'Uranine) a été injecté dans le Vert d'Arette à plus de trois kilomètres en amont de la source (au lieu-dit *la Mouline*, points d'injection n° 2 et 3, Cf. figure 2.48). La réponse a été positive dans les deux cas (Cf. tableau 2.4 et figure 2.42) mais dans des proportions extrêmement faibles (< 1 %), la contribution du Vert à l'alimentation de la source était cependant démontrée ; la zone d'infiltration restait encore inconnue.

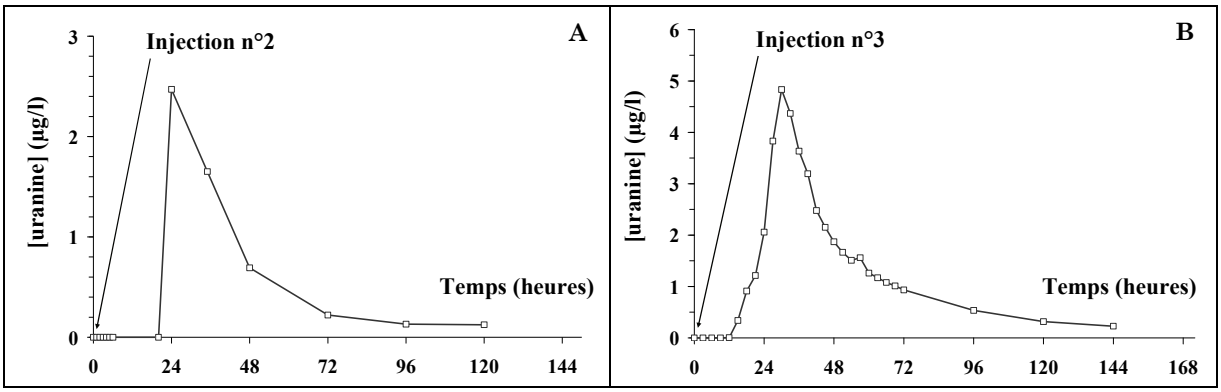


Figure 2.42 - Courbes de restitution de l'uranine à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 26 juin (A) et 19 septembre 2001 (B) dans le Vert d'Arette, correspondant aux points d'injection n°2 et 3 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48).

Compte tenu des pourcentages de traceur restitué, deux autres injections plus proches de la source ont été tentées d'une part, afin d'éviter que la fluorescéine ne soit adsorbée par la matière organique [Meus, 1996] ou retenue sur les berges au cours du trajet (trois kilomètres) et, d'autre part, dans le but de localiser les zones d'infiltration des eaux du torrent vers l'aquifère karstique (affleurant par endroit le long des berges du torrent). Le Vert d'Arette a donc été tracé à nouveau au mois d'août 2003 (dans les mêmes conditions hydrologiques) en deux points d'injection distincts notés 4 et 5 sur la figure 2.48 [Rey, 2003] : le premier au sud de la barre calcaire au niveau des massifs d'ophites et le second en amont du pont d'Orbe au centre de la barre calcaire (Cf. figure 2.48 et photographies en annexe n°8). Les résultats montrent que les eaux de surface s'infiltrent préférentiellement dans la partie sud de la formation calcaire en aval du contact de l'ophite, le pourcentage de restitution du premier traçage est en effet bien supérieur au second, respectivement 5,0 % et 1,6 %. (Cf. figure 2.43 et tableau 2.4).

Suite à cette série de traçages, la participation du Vert d'Arette à l'alimentation de la Fontaine d'Orbe est donc avérée, dans des proportions qui restent toutefois faibles, évaluées à 5 % au maximum (résultat du 7 août 2003) ; la ressource souterraine reste donc peu vulnérable à une pollution du cours d'eau.

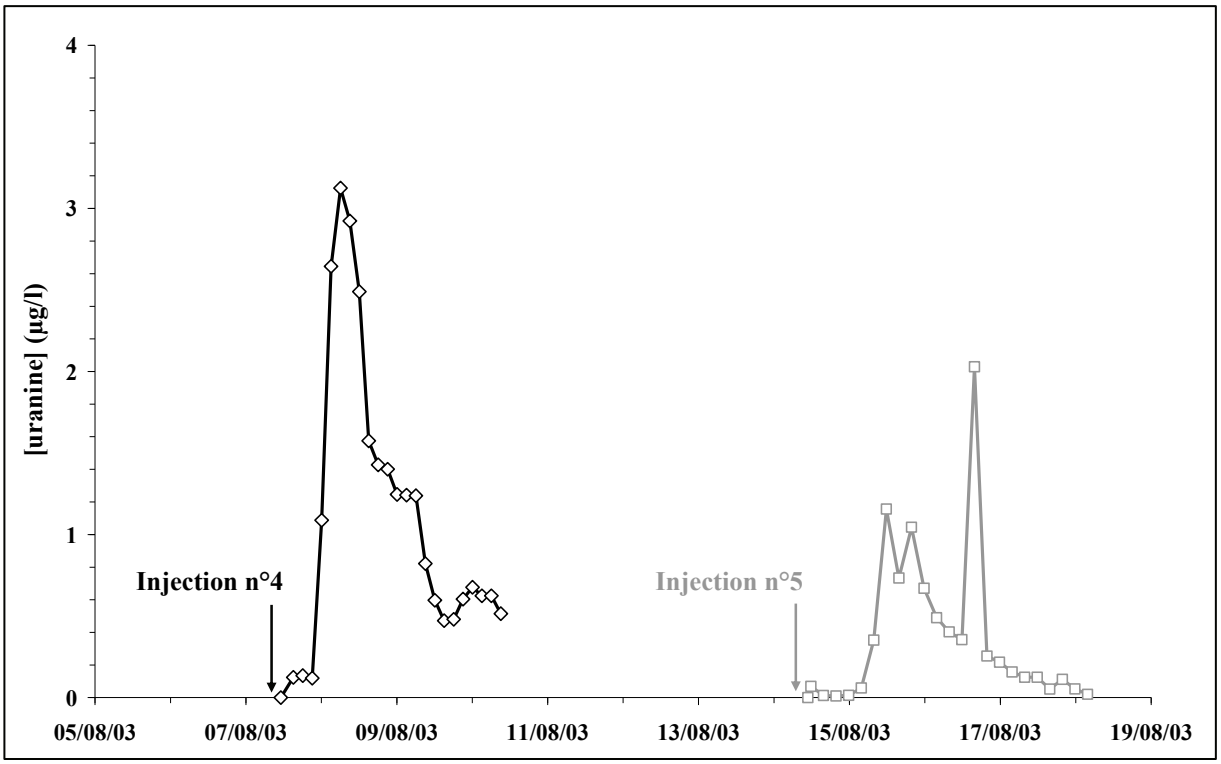


Figure 2.43 - Courbes de restitution de l'uranine à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 7 et 14 août 2003 dans le Vert d'Arette, correspondant aux points d'injection n°4 et 5 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48).

3.3.2 – Etude de la relation entre la Fontaine d'Orbe et la source Barlanès

La source Barlanès se situe sur la commune de Lanne-en-Barétous et émerge en rive droite du torrent du Vert de Barlanès, à l'extrémité ouest de la barre calcaire alimentant la Fontaine d'Orbe (Cf. figure 2.48). Cette source présente un débit de 5 l/s mais n'est pour le moment pas exploitée, dans un secteur qui est pourtant déficitaire en eau potable. Dans le but de définir les limites du bassin versant de la Fontaine d'Orbe, il était nécessaire d'étudier les éventuelles relations entre les deux sources, en effet, l'existence d'un phénomène de diffluence dans le système étant une hypothèse tout à fait envisageable. Ce phénomène hydraulique propre aux aquifères karstiques est mis en évidence par Lemordant en 1977 dans le chaînon de Revard (massif des Bauges, Savoie) et consiste en la restitution du traceur en deux exutoires (un exutoire pérenne et un exutoire de trop-plein) ou plus et éventuellement très distants (la distance entre la source Barlanès et la Fontaine Orbe étant de 3 300 m). La réalisation de traçages artificiels et l'acquisition en continu des paramètres physico-chimiques de la source Barlanès ont donc été mises en place pour tenter de comprendre le fonctionnement du système karstique.

3.3.2.1 – Résultats des traçages

Le torrent du Barlanès a été coloré à l'Uranine (Cf. tableau 2.4 et photographies en annexe n°8) le 6 mai 2005 environ 400 m en amont de l'émergence (point d'injection n°8, Cf. figure 2.48), les eaux des sources de Barlanès et de la Fontaine d'Orbe étant échantillonnées simultanément. Le résultat du traçage s'est avéré positif pour la source Barlanès et négatif pour la Fontaine d'Orbe (Cf. figure 2.44), le pourcentage de restitution du traceur avoisinant les 5 %. Ainsi, il existe un lien hydraulique entre le Vert de Barlanès et la source Barlanès ; la relation hydraulique découverte dans la vallée du Vert d'Arette entre le cours d'eau et la ressource en eau souterraine se reproduit donc à l'identique (et dans des proportions comparables).

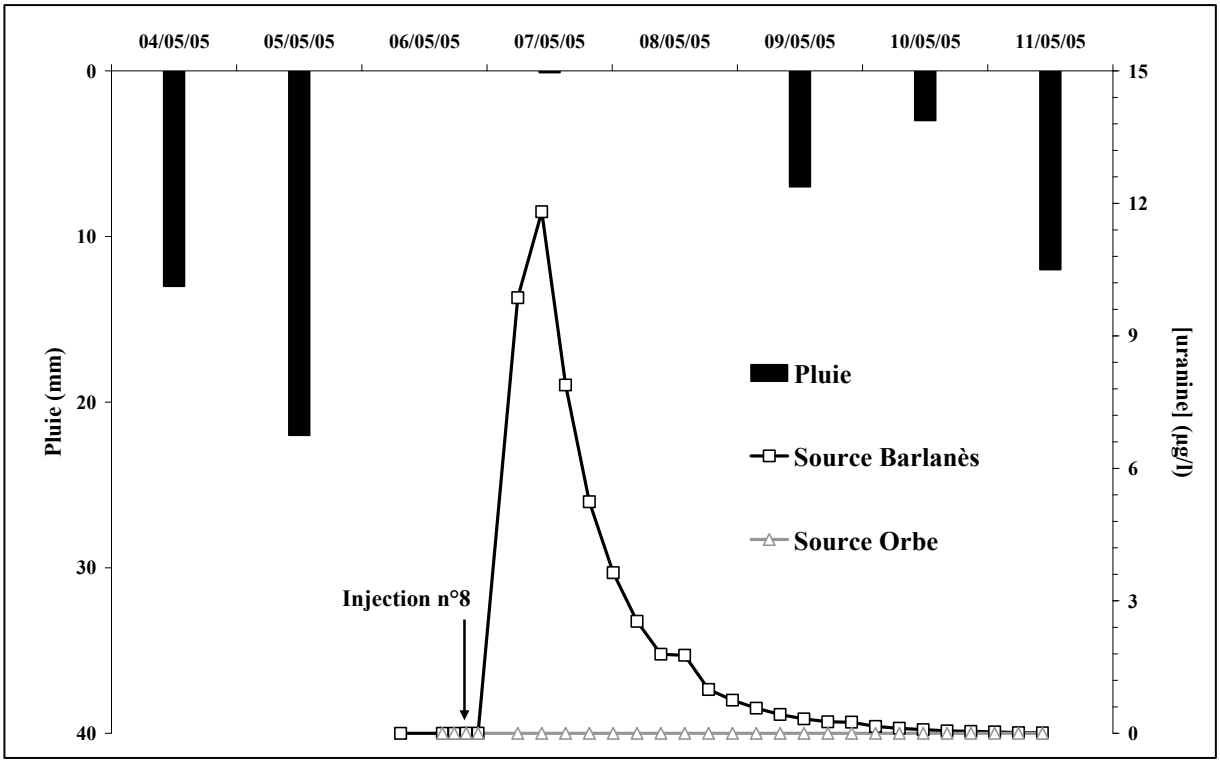


Figure 2.44 - Courbes de restitution de l'uranine à la source Barlanès et à la Fontaine d'Orbe lors du traçage réalisé le 6 mai 2005 dans le Vert de Barlanès, correspondant au point d'injection n°8 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48).

Le 29 juillet 2005, 350 g d'Uranine sont injectés dans un aven (point d'injection n°9, Cf. figure 2.48) d'une vingtaine de mètres de diamètre situé à environ 670 m d'altitude dans la formation des calcaires de l'urgonien du côté de la vallée du Vert de Barlanès (tout près de la limite des communes d'Arette et de Lanne-en-Barétous, Cf. figure 2.48). Les sources de la Fontaine d'Orbe et de Barlanès ont été échantillonnées simultanément avec un pas de temps variable (3 h les premiers jours et 7 h en fin de traçage).

Les conditions d'injection du colorant n'ont pas été optimales, le traceur a été dilué dans une dizaine de litres d'eau puis déversé directement dans l'aven sans apport d'eau supplémentaire, ce qui aurait dû faciliter son infiltration dans l'aquifère. Le traçage a été réalisé en période de basses eaux à la fin du mois de juillet après deux mois peu pluvieux, les premières pluies (13 mm le 31 juillet et 25 mm le 1er août) n'ont par ailleurs eu aucune répercussion sur le système karstique, tant sur le comportement physico-chimique de l'eau (Cf. figure 2.45) que sur le transport du traceur. En revanche, le 10 août (soit douze jours après l'injection) un orage de 54 mm a suffi à chasser le colorant et à provoquer une variation des paramètres physico-chimiques de la Fontaine d'Orbe (la conductivité électrique, la température et la turbidité étant mesurées toutes les trente minutes, Cf. figure 2.45). L'eau de la source n'a malheureusement pas pu être échantillonnée durant 36 h (Cf. figure 2.45), la montée du niveau piézométrique dans le captage ayant chassé la crépine du préleveur hors du bassin ; ce moment correspond au pic de conductivité et de turbidité (de débit ?) sur la figure 2.45.

Les résultats du traçage (Cf. figure 2.45) montrent une réponse positive à la Fontaine d'Orbe (même si la courbe de restitution est tronquée) mais aucune trace de colorant à la source Barlanès n'a été décelée. La restitution du traceur a duré plus d'une dizaine de jours et a été calculée à 40,7 % en considérant le débit de la Fontaine d'Orbe égal à 100 l/s (une valeur qui est sans doute sous-estimée). Cette valeur est toutefois sous-estimée du fait que la première partie du pic de la courbe est manquante. En assimilant le début de l'épisode de pluie du 10 août à l'instant d'injection du colorant dans le système, il aura fallu moins de 48 h pour que le traceur parcoure les 2 350 m le séparant de l'émergence (Cf. tableau 2.4). La vitesse d'écoulement est de 49 m/h en considérant un trajet linéaire au sein de l'aquifère, cependant compte tenu de la structure complexe du système karstique, le trajet réel doit donc être supérieur et la vitesse bien plus élevée.

Les résultats des traçages permettent donc d'émettre l'hypothèse de l'indépendance des réservoirs des sources de la Fontaine d'Orbe et Barlanès, le phénomène de diffluence ne semble donc pas opérer dans ce système karstique. Les conditions hydrologiques du dernier traçage étaient toutefois particulières (période d'étiage serré) et il n'est pas exclu que le résultat eut été différent en période de hautes eaux. Afin de valider ou de rejeter l'hypothèse de l'indépendance des réservoirs d'Orbe et de Barlanès, les paramètres physico-chimiques des deux sources seront comparés (Cf. paragraphe suivant).

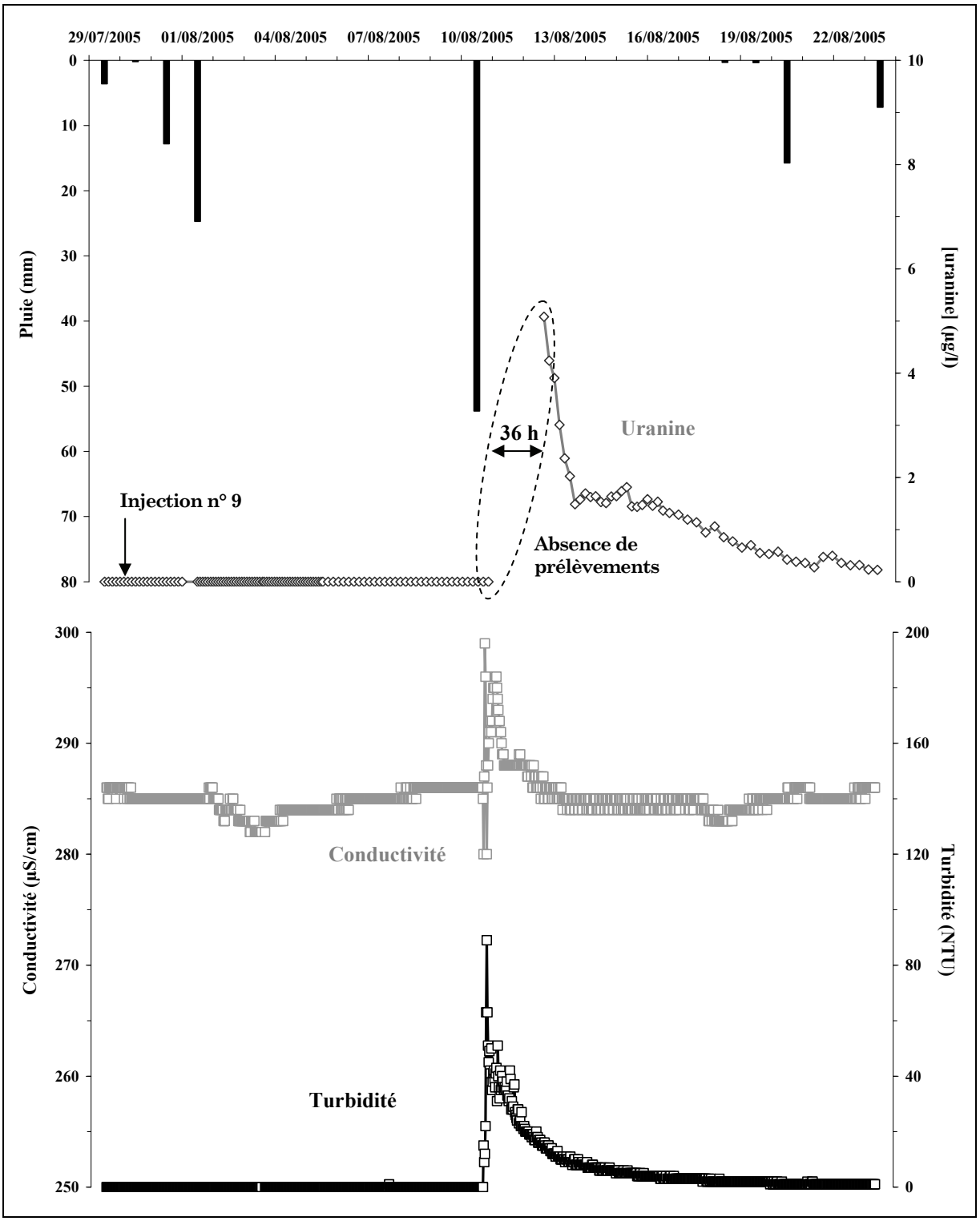


Figure 2.45 – Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la concentration d'uranine à la Fontaine d'Orbe (du 29 juillet au 23 août 2005) au cours du traçage du 29 juillet 2005 correspondant au point d'injection n°9 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48).

3.3.2.2 - Comparaison de l'évolution annuelle des paramètres physico-chimiques des sources d'Orbe et Barlanès

Les sources ont été équipées de sondes de mesures (sonde multiparamètres OTT pour la Fontaine d'Orbe et conductimètre WTW pour la source Barlanès, Cf. figure 1.25 et tableau 1.6) pendant plus d'un an à des pas de temps d'enregistrement variables, pour la Fontaine d'Orbe :

- ⇨ 30 mn du 21 juillet 2005 au 19 mai 2006,
- ⇨ 60 mn du 9 mars au 11 juillet 2006.

pour la source Barlanès :

- ⇨ 30 mn du 21 juillet au 23 octobre 2005,
- ⇨ 60 mn du 23 novembre 2005 au 11 juillet 2006.

La figure 2.46 présente l'évolution de la conductivité et de la température du 21 juillet 2005 au 11 juillet 2006 des sources d'Orbe et de Barlanès. Les enregistrements de la température et de la conductivité (Cf. figure 2.46) présentent plusieurs interruptions qui correspondent à des pannes de batterie des sondes de mesure ; il y a au total 314 jours de mesure à la Fontaine d'Orbe et seulement 208 jours à la source Barlanès.

Les courbes montrent que les paramètres physico-chimiques des deux sources varient de façon simultanée lors d'un épisode pluvieux au cours de l'année, caractérisant un fonctionnement de type karstique identique pour les deux émergences. En revanche, les valeurs de conductivité et de température sont très différentes d'une source à l'autre et plus particulièrement du mois de juillet jusqu'à la fin du mois de septembre 2005 ($\Delta C_{\text{Orbe-Barlanès}}$ =100 µS/cm et $\Delta T_{\text{Orbe-Barlanès}}$ = 2 °C sur la période). Au cours de cette période, le comportement des sources après un épisode pluvieux fonctionne à l'inverse l'un de l'autre (Cf. figure 2.46). En effet, les températures évoluent de la même manière, à savoir une baisse significative des valeurs, alors que dans le même temps la conductivité chute à la source Barlanès et augmente à la Fontaine d'Orbe ; ce phénomène est très net aux mois de juillet et d'août de l'année 2005 et semble se répéter au mois de juillet de l'année 2006 (Cf. figure 2.46). A partir de l'automne et jusqu'au printemps, la réponse des deux sources à une pluie est en revanche identique. Du mois de novembre (2005) au mois de mars de l'année suivante cette tendance s'atténue, les gammes de valeur de la conductivité et de la température sont alors plus proches (Cf. figure 2.46), voire identiques au mois de janvier 2006 en période de hautes eaux et s'inversent à nouveau au printemps de l'année 2006.

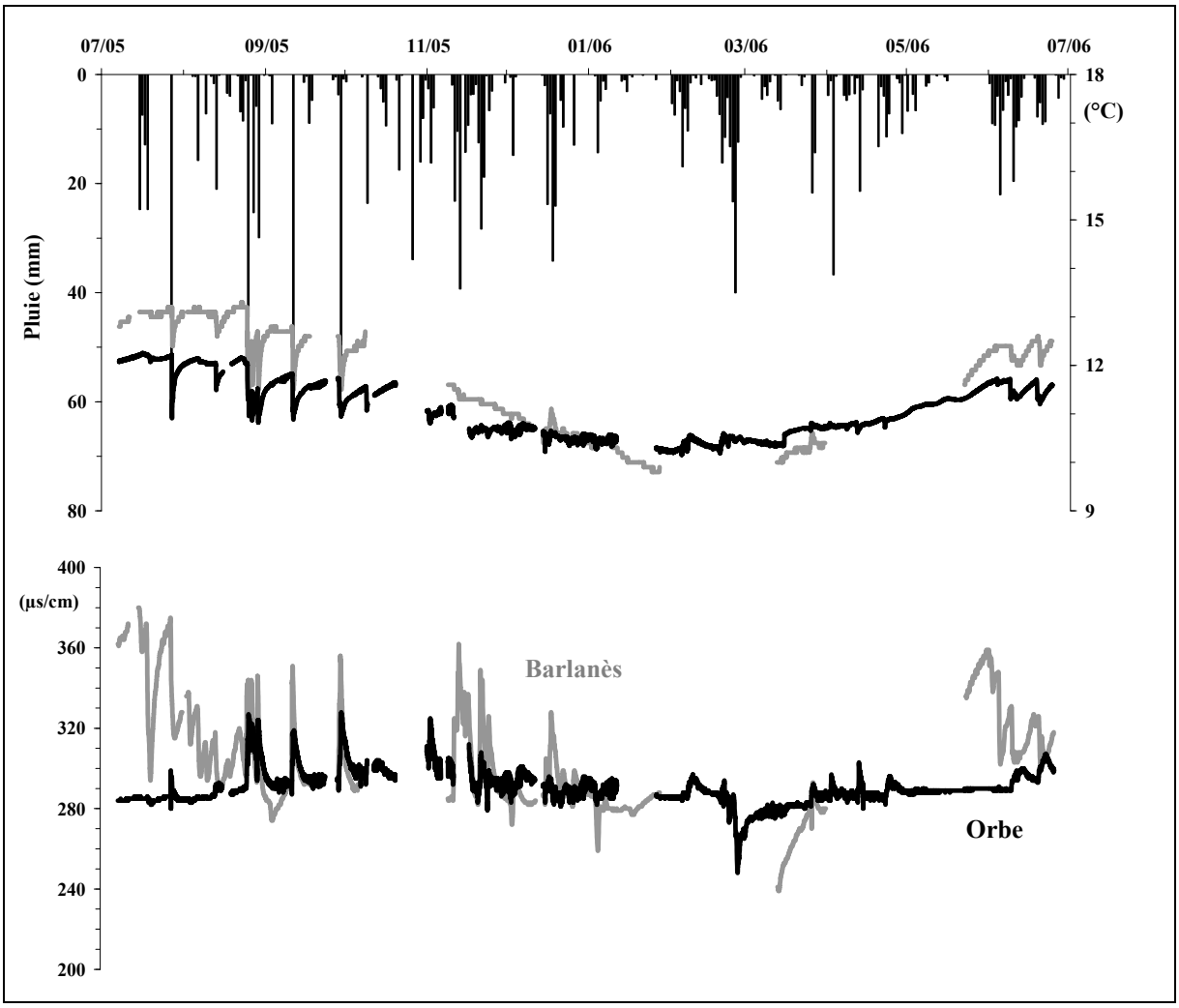


Figure 2.46 – Comparaison de l'évolution de la température et de la conductivité de la source Barlanès et de la Fontaine d'Orbe du mois de juillet 2005 au mois de juillet 2006.

L'eau de la source Barlanès est systématiquement plus minéralisée que celle d'Orbe en période d'étiage (aux mois de juin, juillet et août sur la figure 2.46). L'écart des valeurs de conductivité existant entre les deux sources peut venir essentiellement de la différence de concentration en ions sulfates, dont la présence influence fortement la conductivité électrique d'une eau. Le tableau ci-dessous regroupe quelques concentrations en ions sulfates, tirées des résultats d'analyses chimiques réalisées sur des échantillons provenant des deux sources à la même période :

Date	Concentrations en sulfates (mg/l)	
	Source Barlanès	Fontaine d'Orbe
12/01/2005	21,5	11,7
04/05/2005	22,0	11,5
28/06/2005	52,7	17,1

Tableau 2.2 – Comparaison des concentrations en sulfates de la source Barlanès et de la Fontaine d'Orbe.

Les concentrations en sulfates de l'eau de la source Barlanès sont, selon les périodes hydrologiques, deux à trois fois plus fortes que celles de la Fontaine d'Orbe. Compte tenu de la concentration élevée en ions sulfates, il est plus que probable que les eaux circulant dans le karst alimentant la source Barlanès soient en contact prolongé (contrairement à l'eau de la Fontaine d'Orbe) avec le niveau argileux associé aux ophites, riche en gypse, anhydrite et pyrite (Cf. annexe n°11), avant d'émerger (Cf. figure 2.49).

3.3.2.3 – Comparaison des paramètres statistiques descriptifs des séries de mesure de conductivité et de température

Les séries de mesure enregistrées au cours de la période du 21 juillet 2005 au 11 juillet 2006 (Cf. figure 2.46) comportent 13 000 individus pour la Fontaine d'Orbe et seulement 6 832 pour la source Barlanès, cette différence étant due au pas de temps de mesure choisi et au nombre de jours d'enregistrement disponible (Cf. § précédent). Afin de pouvoir comparer statistiquement les deux séries de données, elles ont été filtrées de manière à ne garder que les jours d'enregistrement communs aux deux sources, soit 205 jours au total et 4 351 individus (Cf. tableau 2.3). Le tableau 2.3 montre cependant que les valeurs des principaux paramètres statistiques descriptifs des séries de données filtrées et brutes sont équivalentes.

Les paramètres statistiques descriptifs montrent qu'au cours de l'année, l'eau de la source Barlanès est en moyenne plus minéralisée (+ 14 µS/cm) et plus chaude (+ 0,6 °C), que celle de la Fontaine d'Orbe. En se référant à la médiane, l'écart entre les deux sources se réduit en conductivité + 8 µS/cm et augmente en température + 0,8 °C ; ceci tient essentiellement au fait que les valeurs caractérisant l'eau de la source Barlanès sont influencées par de longues périodes pendant lesquelles les eaux sont faiblement minéralisées (mois de février et de mars 2006) ou « chaudes » (du mois de juin au mois d'août).

Certains paramètres statistiques tels que le coefficient de variation, l'écart type et l'intervalle interquartile révèlent des variations de la conductivité et de la température bien plus importantes à la source Barlanès qu'à la Fontaine d'Orbe, au cours de l'année de mesure (Cf. tableau 2.3). En revanche, dans les deux cas, les plus faibles valeurs de conductivité et de température sont atteintes au printemps (au mois de février et mars, Cf. tableau 2.3), qui est la période au cours de laquelle l'influence du mélange des eaux superficielles est la plus forte. En effet, le cumul des pluies (depuis le mois de novembre) joue visiblement un rôle primordial sur la manière dont réagit la source à un nouvel épisode pluvieux, la notion d'antécédent hydrologique est donc essentielle à la compréhension du fonctionnement du système. De la même manière, les valeurs les plus élevées se trouvent en période d'étiage (soit à son début au cours du mois de juillet, soit à la fin au cours du mois de septembre ou d'octobre).

	Fontaine d'Orbe N = 4 351 (N = 13 000)		Source Barlanès N = 4 351 (N = 6 832)	
	Cond. (µS/cm)	T (°C)	Cond. (µS/cm)	T (°C)
Moyenne	**291** (291)	**11,2** (11,1)	**306** (307)	**11,8** (12,0)
Médiane	**290** (289)	**11,3** (10,9)	**299** (300)	**12,1** (12,4)
Ecart type	**8,2** (8,3)	**0,6** (0,6)	**27,2** (27,7)	**1,1** (1,1)
Coeff. Var.	**2,8%** (2,9%)	**5,6%** (5,4%)	**8,9%** (9,0%)	**9,5%** (9,0%)
Maximum date	**327** (328) **14/10/05** (14/10/05)	**12,3** (12,3) **30/07/05** (30/07/05)	**380** (380) **29/07/05** (29/07/05)	**13,3** (13,3) **06/09/05** (06/09/05)
Minimum date	**276** (248) **29/03/06** (13/03/06)	**10,2** (10,2) **30/12/06** (20/02/06)	**239** (239) **28/03/06** (28/03/06)	**9,8** (9,8) **10/02/06** (09/02/06)
Quartiles 0,25	**286** (286)	**10,6** (10,6)	**284** (286)	**10,7** (11,0)
Quartiles 0,75	**294** (295)	**11,7** (11,6)	**321** (323)	**12,7** (12,9)
Interv. Interq.	**8,0** (9,0)	**1,1** (1,0)	**37,0** (37,0)	**2,0** (1,9)

Tableau 2.3 – Résumés statistiques des paramètres physico-chimiques des sources d'Orbe et de Barlanès mesurés sur la période du 21 juillet 2005 au 11 juillet 2006 (les données en gras sont filtrées et celles entre parenthèses traitées n'ont subi aucun traitement).
N : taille de l'échantillon (nombre de mesures) ; Cond. : conductivité de l'eau ; T : température de l'eau ; Interv. Interq. : intervalle interquartile.

La gamme des valeurs de conductivité est comprise entre 239 et 380 µS/cm pour la source Barlanès et entre 276 et 327 µS/cm pour la Fontaine d'Orbe. Les variations brutales de conductivité de la source Barlanès liées aux pluies du mois d'août, de septembre et d'octobre de l'année 2005 (Cf. figure 2.46) montrent que le transit des eaux météoriques vers l'exutoire est extrêmement rapide et que la zone saturée de l'aquifère est peu développée ; l'influence des eaux de pluie nouvellement infiltrées sur le réservoir est en effet très marquée. Sur la même période, quasiment aucune réaction n'est observée à la Fontaine d'Orbe, l'effet du mélange des eaux météoriques étant probablement tamponné par une zone saturée renfermant des réserves d'eau relativement importantes. Le réservoir alimentant la source Barlanès est donc *a priori* moins bien développé que celui de la Fontaine d'Orbe (Cf. figure 2.48).

La température de l'eau des deux sources, dont l'évolution est illustrée par la figure 2.46, présente également des différences évidentes. La température de l'eau de la source Barlanès est en moyenne un degré plus élevée que celle de la Fontaine d'Orbe : 11,8 °C contre 12,8 °C sur la période du mois de juillet au mois de septembre de l'année 2005. Par ailleurs, contrairement aux valeurs de la conductivité qui semblent s'homogénéiser pour les deux sources à la fin du mois de

septembre (Cf. figure 2.46), l'écart de température reste stable aux alentours d'un degré (± 0,3 °C), mis à part les périodes pendant lesquelles l'influence du mélange des eaux de pluies se manifeste et la différence a tendance à se réduire voire à s'inverser (du mois de janvier au mois de mars 2006). L'eau de chacune des deux sources présente donc des températures trop distinctes pour provenir du même aquifère, l'hypothèse d'un phénomène de diffluence dans le système est de ce fait rejetée.

3.3.2.4 - Conclusion

L'étude d'une éventuelle relation hydraulique entre les sources de la Fontaine d'Orbe et de Barlanès s'est déroulée en deux phases. Dans un premier temps, les traçages réalisés dans la formation des calcaires urgoniens et dans le Vert de Barlanès ont montré qu'il n'existait aucun lien avéré entre les deux sources. Toutefois, il persistait un doute quant à la validité des résultats compte tenu des conditions hydrologiques particulières pendant lesquelles les colorations avaient été effectuées (étiage serré), le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère karstique pouvant varier au cours de l'année hydrologique.

Dans un second temps, les eaux ont été comparées d'un point de vue chimique. Les sources d'Orbe et de Barlanès présentent effectivement des différences importantes (Cf. § précédent). Les aquifères ont en effet un comportement physico-chimique distinct et variable au cours de l'année hydrologique, l'évolution des paramètres physico-chimiques des eaux est dépendante de l'antécédent hydrologique des systèmes hydrogéologiques. L'analyse de l'évolution des paramètres physico-chimiques a mis en évidence une incompatibilité des réserves disponibles dans la zone saturée alimentant chacune des deux sources, l'une (source de la Fontaine d'Orbe) étant *a priori* bien développée tamponnant ainsi les effets des signaux d'entrée dans le système (épisodes de pluie), l'autre (source Barlanès) paraissant plus réduite du fait de l'influence rapide et marquée du mélange des eaux météoriques nouvellement infiltrées.

Par ailleurs, les formations constituées de matériau argileux et d'ophites plus ou moins altérées qui tapissent le fond de la Coume de Lesqué (le long de la limite sud du chaînon calcaire, Cf. § 2.2.3 de ce chapitre), traversent selon la carte géologique [Castéras, 1971] les calcaires urgoniens suivant une direction N020°E près du sommet du Mail Haut (Cf. figure 1.21 et figure 2.48). L'extension de ce niveau est largement sous estimé sur la carte géologique existante, d'après les observations recueillies sur le terrain au cours de la thèse, il atteint aisément la crête des calcaires séparant ainsi la structure carbonatée en deux compartiments distincts. Les écoulements d'eau souterrains circulant le long de ce contact tectonique engendrent par ailleurs un enrichissement de l'eau en ions sulfates contenus dans les minéraux tel que le gypse ou l'anhydrite ; ce phénomène de minéralisation est plus prononcé à la source Barlanès. De plus, lors

du traçage réalisé le 29 juillet 2005 dans un des nombreux avens (et dolines) découverts le long du contact calcaires/argiles (Cf. figure 2.10) le colorant, ayant été injecté à l'est de cette limite (Cf. figure 2.48), a été détecté uniquement à la source de la Fontaine d'Orbe.

A partir de tous ces éléments d'information, il est donc possible de conclure à l'indépendance des bassins versants alimentant les sources de la Fontaine d'Orbe et de Barlanès, séparés hydrauliquement par un niveau argileux (lié à la mise en place des ophites intrusives dans les calcaires, Cf. § 2.2.5 de ce chapitre), constituant une barrière imperméable aux écoulements souterrains ; l'hypothèse d'un phénomène de diffluence est ainsi écartée. Toutefois, bien que ces sources soient alimentées par deux systèmes hydrogéologiques distincts, leur fonctionnement est relativement semblable. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces aquifères karstiques sont développés dans la même formation géologique des calcaires urgoniens, ayant subi au cours des millions d'années des conditions climatiques (érosion et karstification) et tectoniques (fracturation) identiques, dont les conséquences majeures sont une structuration interne similaire (Cf. figure 2.49) et un fonctionnement analogue.

3.3.3 - Définition du bassin versant

Le contact des calcaires urgoniens et du niveau argileux associé aux ophites constitue un plan préférentiel de drainage pour les eaux de ruissellement de surface et d'écoulement souterrains pour les eaux infiltrées. La conséquence principale est que cette limite géologique argiles/calcaires constitue une zone privilégiée de karstification des calcaires, provoquant en surface l'apparition de formes d'érosion karstique tels que les avens et les dolines, répertoriés en nombre dans ce secteur au cours de la thèse (Cf. figure 2.10 et figure 2.48).

Les traçages réalisés les 14 et 16 janvier 2004 dans deux avens à l'est du contact argiles/calcaires (points d'injection n°6 et 7, Cf. figure 2.48 et tableau 2.4) ont permis de préciser le bassin de la Fontaine d'Orbe. Les colorants injectés aux points n°6 (sulforhodamine G) et n°7 (uranine) respectivement à 2 550 m et 1 300 m de la source ont été restitués en partie à la Fontaine d'Orbe avec des vitesses de transfert au sein de l'aquifère de l'ordre de 50 m/h, semblables aux vitesses calculées lors du traçage n°9 (Cf. § 3.3.2.1 de ce chapitre) ; ces valeurs sont caractéristiques d'un milieu karstique (Cf. figure 1.12). Les résultats de ces deux traçages ont par ailleurs amené les autorités sanitaires et communales à décider de la mise en place de périmètres de protection satellites autour des avens (matérialisés sur le terrain par une clôture) afin de prévenir toute pollution éventuelle.

Compte tenu du taux de restitution très faible obtenu avec la sulforhodamine G (malgré de bonnes conditions lors de l'injection), ce traceur est apparemment moins bien adapté à ce type de

systèmes hydrogéologiques [Lepiller, communication orale]. De plus, la forme étalée de la courbe de restitution de la sulforhodamine G est *a priori* due aux mauvaises conditions d'injection du traceur, le débit d'injection étant quasiment nul (Cf. tableau 2.4).

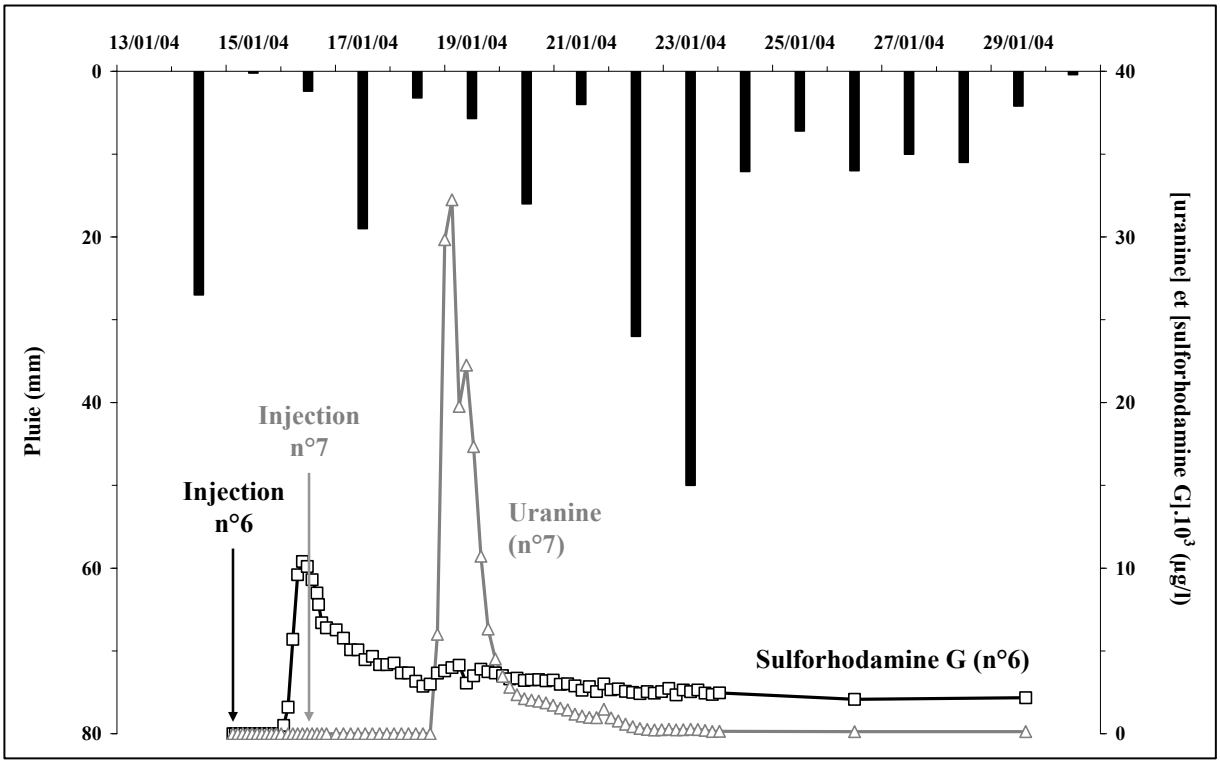
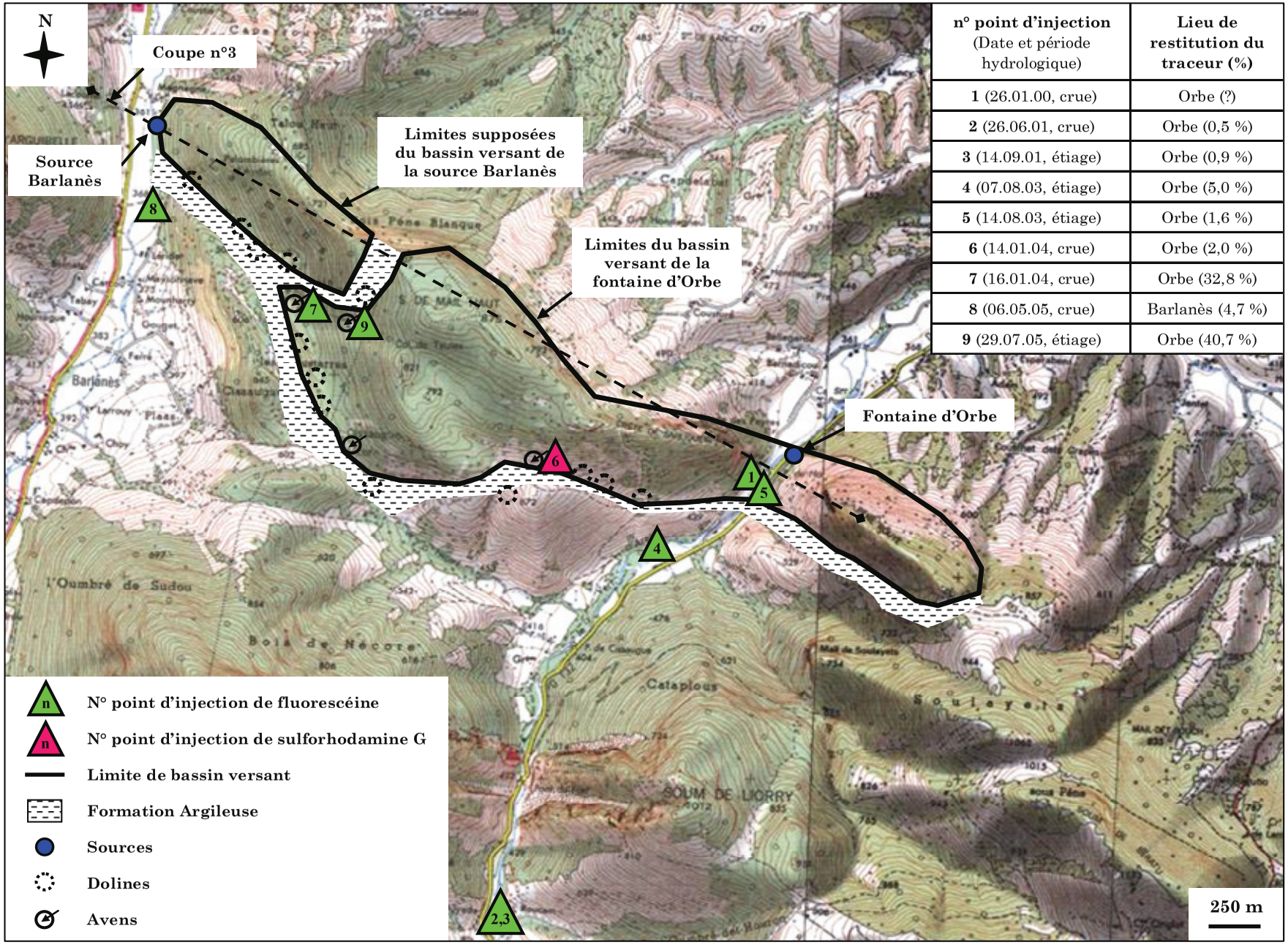


Figure 2.47 – Courbes de restitution de la sulforhodamine G (point d'injection n°6, Cf. tableau 2.4 et figure 2.48) et de l'uranine (point d'injection n°7, Cf. tableau 2.4 et figure 2.48) à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 14 et 16 janvier 2004.

Le bassin d'alimentation supposé de la source Barlanès, dessiné sur la figure 2.48, est donc constitué des mêmes formations calcaires qui alimentent la Fontaine d'Orbe mais la présence d'un épais niveau argileux associé aux ophites (intrusives dans les calcaires selon l'hypothèse émise au paragraphe 2.2.5 de ce chapitre) sépare l'aquifère carbonaté en deux zones d'alimentation distinctes (Cf. figure 2.48 et figure 2.49). Le bassin d'alimentation des deux systèmes est donc limité au sud, à l'est et à l'ouest par les argiles et par les marnes de l'Albien au nord.

Paramètres et conditions d'injection du traceur							Bilan de restitution			
n° point d'injection (Date, période hydrologique)	Lieu d'injection (coordonnées Lambert II étendu) et altitude	Débit d'injection (l/s)	Distance à l'émergence (m)	Masse injectée (g)	Sources échantillonnées	Nature	Lieu de restitution	Vitesse linéaire (m/h)	Temps d'arrivée (h)	Traceur restitué (%)
Point n°1 (26.01.00, crue)	*Gravière* (X=348,57 ; Y=1 790,45) 380 m NGF	25	200	?	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	33,3	6	?
Point n°2 (26.06.01, crue)	*Vert d'Arette* (X=347,33 ; Y=1 788,08) 442 m NGF	≈ 650 (?)	3 000	2 800	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	150,0	20	0,5
Point n°3 (14.09.01, étiage)	*Vert d'Arette* (X=347,33 ; Y=1 788,08) 442 m NGF	≈ 600 (?)	3 000	2 200	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	200,0	15	0,9
Point n°4 (07.08.03, étiage)	*Vert d'Arette* (X=348,21 ; Y=1 790,07) 390 m NGF	630	900	547	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	128,6	7	5,0
Point n°5 (14.08.03, étiage)	*Vert d'Arette* (X=348,58 ; Y=1 790,37) 372 m NGF	630	200	522	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	100,0	2	1,6
Point n°6 (14.01.04, crue)	*Aven* (X=347,50 ; Y=1 790,41) 660 m NGF	0,001	1 300	208	Fontaine d'Orbe	Sulforhodamine G	Fontaine d'Orbe	50,0	26	2,0
Point n°7 (16.01.04, crue)	*Aven* (X=346,41 ; Y=1 791,29) 600 m NGF	0,2	2 550	580	Fontaine d'Orbe	Uranine	Fontaine d'Orbe	52,0	49	32,8
Point n°8 (06.05.05, crue)	*Vert de Barlanès* (X=345,55 ; Y=1 791,36) 373 m NGF	≈ 200 (?)	780 (source Barlanès)	400	Fontaine d'Orbe et Barlanès	Uranine	Source Barlanès	260,0	3	4,7
Point n°9 (29.07.05, étiage)	*Aven* (X=346,62 ; Y=1 791,20) 680 m NGF	nul	2 350	350	Fontaine d'Orbe et Barlanès	Uranine	Fontaine d'Orbe	49,0	≈ 48	40,7

Tableau 2.4 – Synthèse des traçages réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe.



n° point d'injection (Date et période hydrologique)	Lieu de restitution du traceur (%)
1 (26.01.00, crue)	Orbe (?)
2 (26.06.01, crue)	Orbe (0,5 %)
3 (14.09.01, étiage)	Orbe (0,9 %)
4 (07.08.03, étiage)	Orbe (5,0 %)
5 (14.08.03, étiage)	Orbe (1,6 %)
6 (14.01.04, crue)	Orbe (2,0 %)
7 (16.01.04, crue)	Orbe (32,8 %)
8 (06.05.05, crue)	Barlanès (4,7 %)
9 (29.07.05, étiage)	Orbe (40,7 %)

Figure 2.48 – Synthèse des traçages réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe.

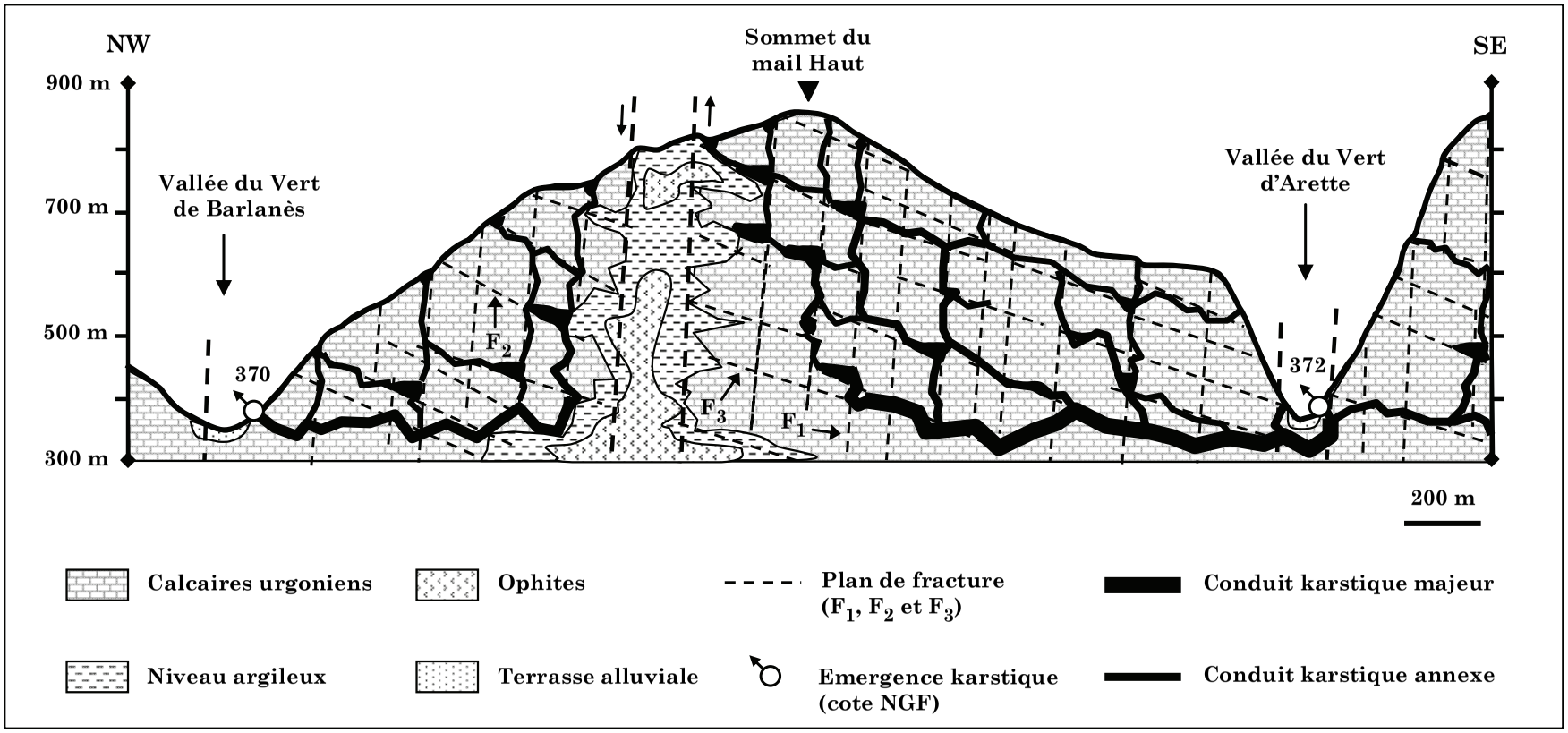


Figure 2.49 – Coupe n°3 schématisant la barre calcaire urgonienne entre les vallées de Barlanès et d'Arette.

3.4 - Le bassin d'alimentation de la source des Mourtès

Le cas de la source des Mourtès est particulier car le contexte géologique du secteur est relativement complexe. Il existe en effet une grande différence entre les informations fournies par la carte géologique existante [Castéras, 1970a] et les observations de terrain ayant abouties à proposer la carte présentée ci-dessous [dessinée par C. Desreumaux]. La masse d'argiles identifiées comme triasiques par les auteurs précédents n'affleurent pas de manière si importante sur le terrain. Les résultats des panneaux électriques ont bien révélé leur présence mais plus en profondeur, sous une épaisse couche de matériau hétérogène (blocs calcaires entourés d'une matrice limono-argileuse) définie comme des brèches de pente (Cf. § 2.3.2 de ce chapitre). En outre, si ces formations argileuses étaient réellement à l'affleurement, les diverses sources (Cf. figure 2.50) ne pourraient pas émerger de cette manière dans ce secteur, du fait de la nature très peu perméable de ces matériaux. En revanche, leur présence en profondeur limite vraisemblablement les écoulements souterrains dans cette zone, ce qui pourrait expliquer le fait que les diverses sources répertoriées près des Mourtès émergent toutes à une altitude quasi identique (685 m NGF à ± 5 m).

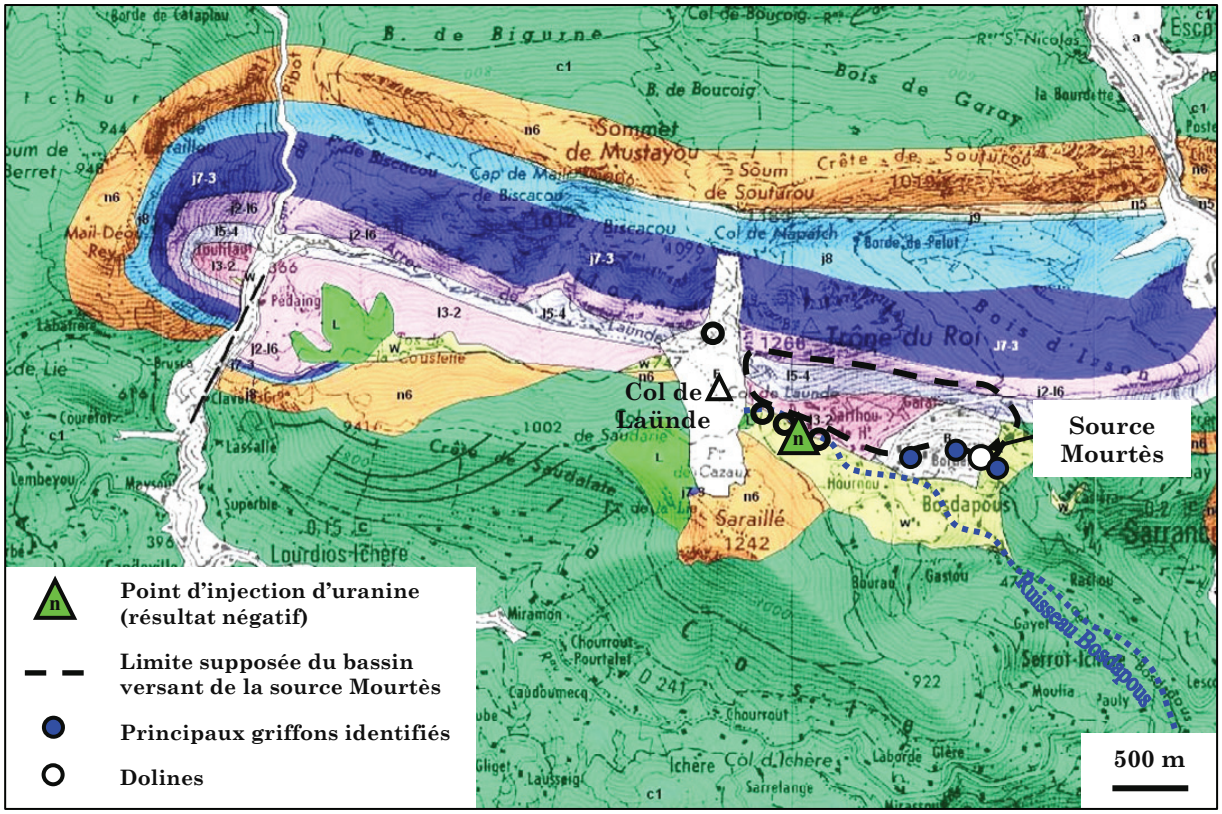


Figure 2.50 – Emplacement du point d'injection de l'uranine et limites supposées du bassin d'alimentation de la source des Mourtès [carte de C. Desreumaux].

Dans le secteur du col de Laünde de nombreuses dolines ont été récensées, la plupart s'alignant le long du ruisseau de Bosdapous qui y prend sa source (Cf. figure 2.50). Afin de

délimiter le bassin versant de la source des Mourtès et de vérifier l'hypothèse d'une infiltration des eaux du ruisseau vers la source par le biais de ces dolines, un traçage a été réalisé en injectant de l'uranine dans une des dépressions. Les résultats se sont avérés négatifs après plus de deux mois de prélèvements à la source des Mourtès. Le bassin d'alimentation peut donc être limité aux formations du Lias inférieur et moyen et aux brèches de pente subactuelles (coloriées en gris sur la carte, Cf. figure 2.50).

3.5 - Le bassin d'alimentation de la source de l'Ourtau

Auly en 2000 a décrit l'organisation morphologique de la région d'Arudy en étudiant les relations glacio-karstiques. Il a élaboré la carte géomorphologique du secteur, dont une partie est présentée ci-dessous (figure 2.51), sur laquelle sont répertoriées les différentes formes d'érosion karstique de surface (dolines, avens, poljé, etc.) et les principales formations aquifères.

Deux grands réservoirs karstiques sont ainsi distingués, les calcaires récifaux du Crétacé (l'Aptien supérieur) et le complexe carbonaté Jurassique constitué des calcaires du Lias, des dolomies noires du Bathonien-Oxfordien et des calcaires du Kimméridgien (Cf. figure 2.51 et figure 2.52). Les deux aquifères souterrains sont limités par les marnes peu perméables du Barrémien (ou de « Sainte-Suzanne », Cf. figure 1.7) qui se distinguent dans le paysage par une large dépression entre la ligne de crête secondaire de l'Ourtau (constituée des calcaires Aptien) et la ligne de crête principale de Lazerque (constituée des dolomies du Jurassique). La géomorphologie du secteur de l'Ourtau est par ailleurs très influencée par l'érosion torrentielle développée à la faveur d'accidents majeurs orientés N020° (Cf. § 1.2 de ce chapitre).

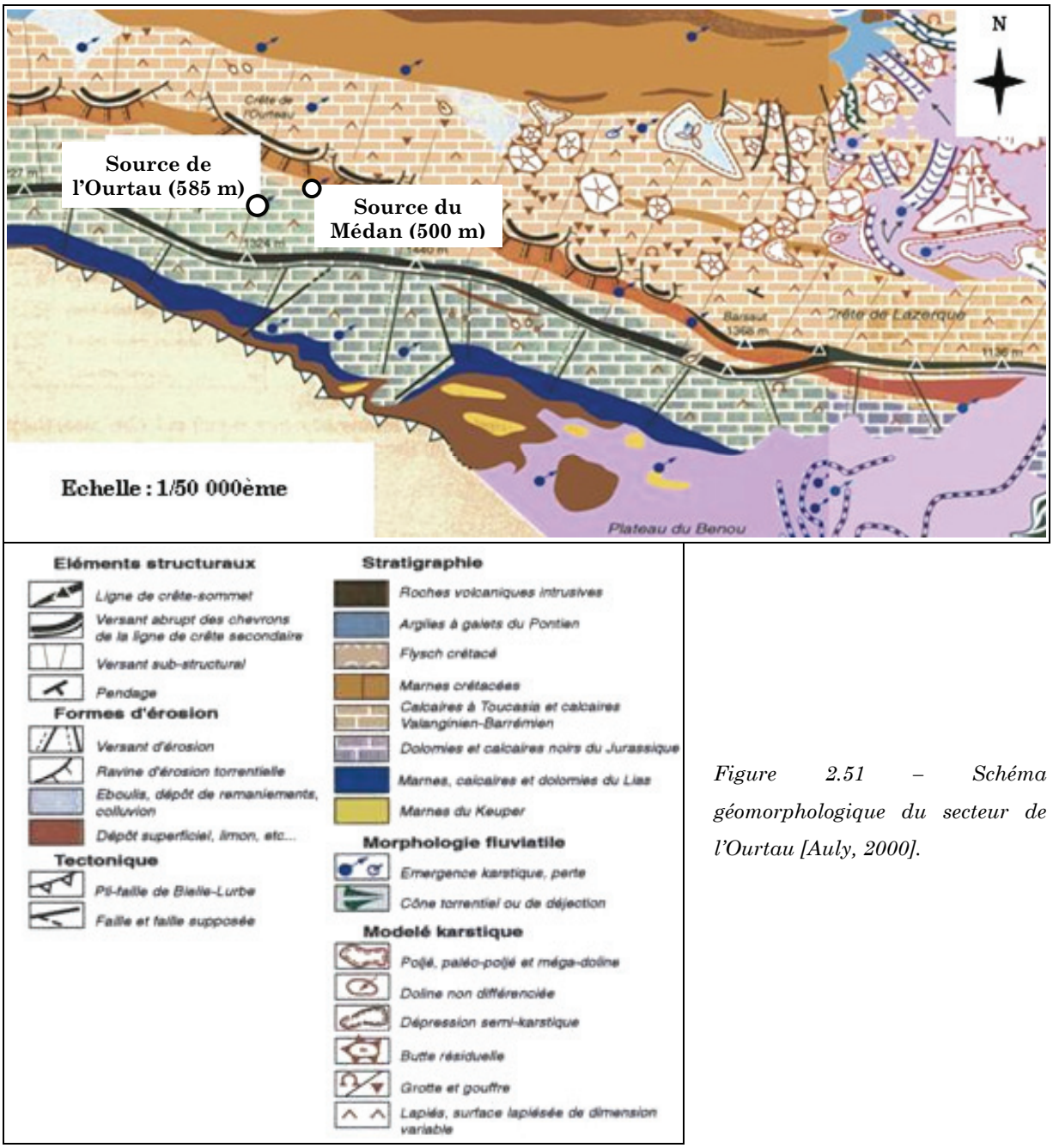


Figure 2.51 – Schéma géomorphologique du secteur de l'Ourtau [Auly, 2000].

Parmi les nombreuses sources émergeant du karst calcaréo-dolomitique jurassique (Cf. figure 2.51), celle de l'Ourtau est de loin l'émergence la plus importante en terme de débit. Les sources situées au sud de la crête principale et émergeant à une altitude supérieure à 1 000 m (Cf. figure 2.51) sont temporaires et s'activent uniquement en période de crue, tel un trop-plein du système karstique jurassique. Bauer en 2003 a tenté de déterminer la surface de l'impluvium des sources de l'Ourtau et du Médan, qu'il considère issues du même aquifère, en comparant le volume d'eau annuel infiltré (obtenu à partir du calcul du bilan hydrologique annuel) et le volume d'eau annuel écoulé aux sources (à partir des débits cumulés annuels). Il obtient une surface comprise entre 7,7 et 8,4 km² (valeurs proches de l'estimation de la D.D.A.S.S.) pour un taux d'infiltration de 50 % et entre 11,5 et 12,7 km² avec un coefficient d'infiltration de 33 %. Toutefois, la source du Médan qui

émerge des calcaires (avec des passages marneux ou gréseux) du Valanginien à la limite des marnes de Sainte-Suzanne pourrait provenir d'un aquifère différent de celle de l'Ourtau et qui serait constitué par les calcaires dolomitiques du Portlandien et les calcaires du Valanginien. Cette hypothèse s'appuie d'une part, sur les mesures de conductivité électrique effectuées à la source du Médan qui montrent une eau systématiquement moins minéralisée que celle de l'Ourtau (- 60 à - 70 µS/cm) et d'autre part, sur les observations de terrain qui laissent apparaître que la formation du Portlandien est beaucoup plus massive et moins fracturée que les calcaires du Kimméridgien (qui les surmonte stratigraphiquement) et de ce fait beaucoup moins perméable. Dans le rapport d'enquête relative à la définition des périmètres de protection des deux sources, Pélissier Hermitte [1982] fait également mention d'un *changement des propriétés réservoirs qui doivent exister entre les calcaires dolomitiques du Portlandien et les calcaires du Valanginien*. Il est donc probable que le contraste de perméabilité existant entre les calcaires du Kimméridgien et les calcaires dolomitiques du Portlandien sépare l'aquifère du Jurassique en deux.

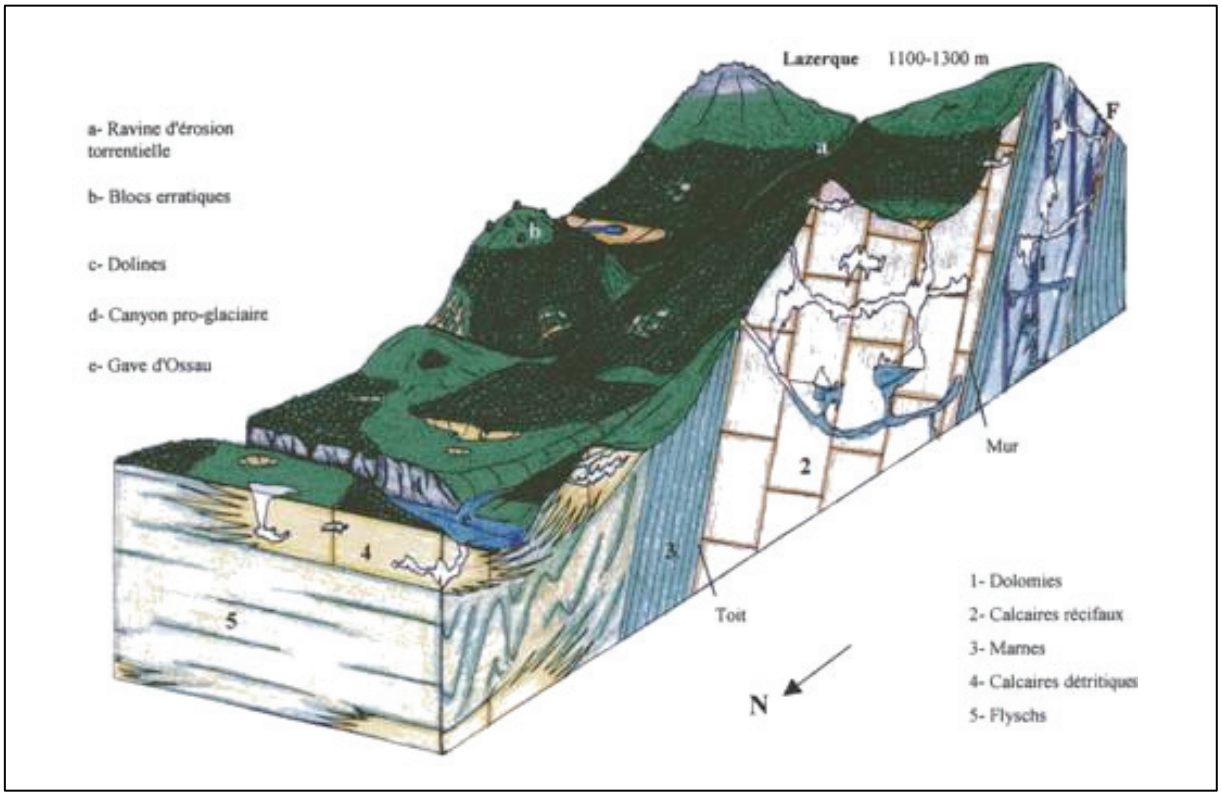


Figure 2.52 – Bloc diagramme du système karstique de Lazerque [Auly, 2000].

Le massif carbonaté de Lazerque est donc composé de deux vastes réservoirs d'eau souterraine (Crétacé et Jurassique, Cf. figure 2.52) desquels émerge un grand nombre de sources dont la principale est celle de l'Ourtau. Le bassin d'alimentation de l'aquifère jurassique est limité au nord par les marnes de « Sainte-Suzanne » et au sud par les formations argileuses associées aux formations magmatiques (teschénites ou ophites selon le secteur) mises en place le long de

l'accident majeur orienté N115°E (Cf. § 2.3.1 de ce chapitre). En revanche, il n'existe aucune limite ni à l'est ni à l'ouest, qui pourrait séparer l'aquifère jurassique ou crétacé en deux parties distinctes.

3.6 - Le bassin d'alimentation de la source Gourgouch

Dans le secteur de la source Gourgouch, *a priori* le plus complexe d'un point de vue géologique, deux traçages réalisés simultanément ont été tentés. La nature de l'aquifère semblait déjà identifiée (les dolomies du Bathonien-Oxfordien et les calcaires du Kimméridgien dont elle émerge, Cf. § 2.1 du chapitre 3) alors que ses limites étaient encore mal cernées. Cependant, une étude concernant l'impact de la création d'un piste forestière sur la source Caü de l'Aygue [Berre, 2000], captée pour les besoins en eau du Syndicat de la Vallée d'Ossau, avait déjà permis d'écarter l'hypothèse d'un réservoir d'alimentation commun aux deux sources. En effet, plusieurs traçages réalisés dans des avens (situés dans les calcaires du Jurassique inférieur et les dolomies du Jurassique moyen) s'étaient révélés positifs à la source Caü de l'Aygue et Hounlade mais toujours négatifs à la source Gourgouch. Par ailleurs, suite à un traçage effectué dans une perte de la formation des calcaires du Valanginien, le colorant était apparu à la source Hounlade mais aucune trace à la source Gourgouch n'avait été décelée.

Le premier traceur utilisé (92 g d'uranine) a été déversé au niveau du trop-plein de la source Caü de l'Aygue (Cf. figure 2.53), qui s'écoule pendant quelques centaines de mètres vers l'est dans un petit thalweg constitué des dolomies noires du Bathonien-Oxfordien. Compte tenu de l'état de fracturation des dolomies (Cf. § 1.4 de ce chapitre), le traceur dilué dans l'eau du ruisseau (débit de 2,7 l/s) pouvait ainsi s'infiltrer dans le réservoir, supposé alimenter la source Gourgouch. Le second traceur injecté (le même jour, à savoir le 9 juin 2006) à l'est de la source Gourgouch (Cf. figure 2.53) est de l'iodure de sodium (220 g). Les conditions d'injection sont similaires au premier traçage, l'iodure de sodium a été dilué dans un petit écoulement de surface circulant sur les dolomies du Bathonien-Oxfordien.

Après un mois d'échantillonnage à la source Gourgouch l'analyse de certains échantillons a montré des traces d'uranine, dans des concentrations cependant très faibles (0,3 µg/l au maximum). Les conditions dans lesquelles le traceur a été injecté expliquent sans doute ces faibles concentrations. En revanche, le traçage réalisé à l'iodure de sodium s'est révélé négatif.

Les résultats des divers traçages dans le secteur de Gourgouch ont permis de restreindre les limites du bassin d'alimentation de la source aux formations des dolomies du Bathonien-Oxfordien et des calcaires du Kimméridgien à l'est de la source, en rive gauche du ruisseau de l'Isou (Cf. figure 2.53). Il n'existe donc *a priori* aucune relation hydraulique entre les formations du Jurassique en rive droite et en rive gauche du ruisseau de l'Isou.

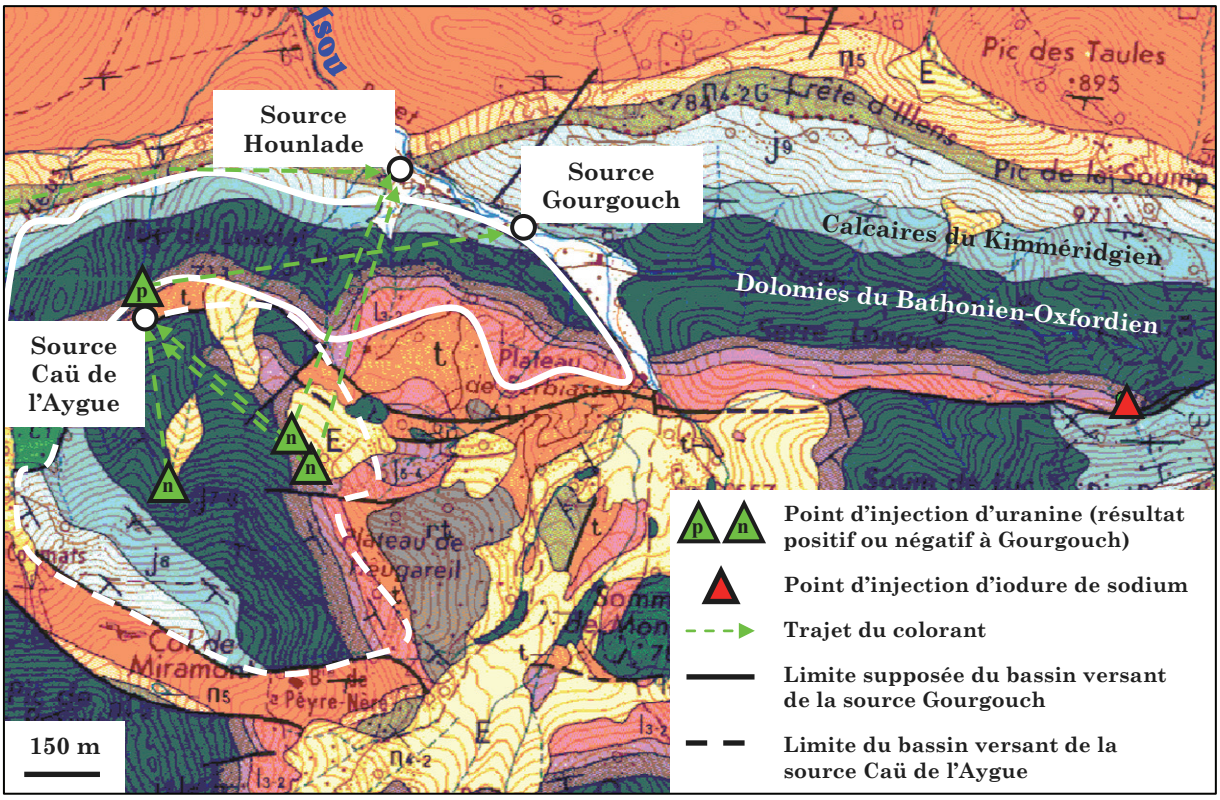


Figure 2.53 – Position des points d'injection des traçages effectués dans le secteur de Gourgouch.

4 - BILANS HYDROLOGIQUES

A partir des données de précipitations annuelles, d'évapotranspiration potentielle (Cf. § 5.3.2 du chapitre 1 et tableau 1.19), de débit et des surfaces des bassins versant il est possible d'établir un bilan hydrologique annuel pour chacune des sources qui permet de comparer le débit annuel mesuré (ou estimé) à un débit théorique calculé à partir des limites des aires d'alimentation définies dans les paragraphes précédents.

Les coefficients d'infiltration, présentés dans le tableau ci-dessous, sont estimés à partir de la relation suivante : *Coefficient d'Infiltration (n%) + Coefficient de Ruissellement (m%) + ET (p%) = Pluie (n+m+p=100 %).* Ils dépendent de la pente (influe sur le coefficicient de ruissellement), la couverture végétale (influe sur l'ET), la nature du substratum et la présence (ou non) de sol identifiées sur les bassins versant des sources ; deux groupes de valeur apparaissent. La première avoisine 0,5 et caractérise les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau dont les bassins versants présentent, d'après les observations de terrain, de nombreux indices de karstification du substratum (dolines et avens, Cf. § 1.1 et 1.2 de ce chapitre), qui facilitent l'infiltration des eaux météoriques dans l'aquifère. La valeur du coefficient d'infiltration diffère sensiblement d'une source à l'autre selon la densité d'indices karstiques répertoriées et la présence plus ou moins

importante de végétation sur le bassin versant. En revanche, l'absence d'indices karstiques de surface sur le bassin versant, une végétation dense et l'existence d'un sol, plus ou moins bien développé, de nature argileuse qui favorise le ruissellement (cas de la source des Mourtès, Cf. § 2.1.3 du chapitre 3) expliquent la valeur de coefficient d'infiltration pour les sources Mourtès et Gourgouch.

Les valeurs du débit des sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau ont été fournies respectivement par les services techniques des communes d'Arette et d'Oloron-Sainte-Marie. Pour la Fontaine d'Orbe, il s'agit de mesures ponctuelles alors que les valeurs pour la source de l'Ourtau correspondent aux débits annuels de production, qui ne tiennent évidemment pas compte du volume d'eau qui s'écoule par le trop-plein du captage (Cf. photographie en annexe n°10) notamment en période de hautes eaux. Les débits annuels des sources Mourtès et Gourgouch sont déterminés à partir des mesures mensuelles *in situ* (Cf. § 1.1.3.1 et 1.1.4 du chapitre 3).

Les résultats de ce bilan, qui permet de comparer les débits annuels écoulés et les débits annuels théoriques (calculés à partir des divers paramètres hydrologiques, Cf. *infra*), sont présentés dans le tableau suivant :

	Qm (m^3/an)	P. (mm/an)	Coeff. Inf.	P. Inf. (mm/an)	Surf. B.V. (m^2)	Qt (m^3/an)	Bilan (m^3)
Orbe	1 576 800	1 500	0,55	825	1 930 000	1 592 250	+ 15 450 soit + 1 %
Ourtau	2 838 240	1 550	0,50	775	5 120 000	3 968 000	+ 1 129 760 soit + 40 %
Mourtès	113 880	1 550	0,30	465	560 000	260 400	+ 146 520 soit + 128 %
Gourgouch	1 040 688	1 600	0,35	560	1 870 000	1 047 200	+ 6 512 soit + 1%

Tableau 2.5 – Bilan hydrologique pour les quatre sources.
Qm : débit annuel mesuré ou estimé ; P. : précipitations moyennes annuelles ; Coeff. Inf. : coefficient d'infiltration ; P. Inf. : précipitations moyennes annuelles infiltrées ; Surf. B.V. : surface du bassin versant ; Q_t *: débit annuel théorique (= Pr. Inf. x Surf. B.V.) ; Bilan =* $Q_{théorique}$ - $Q_{mesuré}$.

Pour les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau la principale incertitude réside dans la valeur du débit. Les valeurs présentées dans le tableau ne sont en effet que des estimations, ce qui peut expliquer les bilans déséquilibrés (positivement) entre le débit annuel de la source et le débit calculé, notamment pour la source de l'Ourtau. Pour la Fontaine d'Orbe, les limites du bassin versant sont dorénavant relativement bien établies (Cf. figure 2.48), le bilan équilibré obtenu (+ 1 % seulement) laisserait donc à penser que la valeur de débit évaluée (50 l/s) se

rapprocherait de la réalité. Les résultats montrent également que le débit annuel qui s'écoule par le trop-plein de la source de l'Ourtau est conséquent (environ + 40 % du débit de production) et qu'il serait intéressant de mettre en place un dispositif de mesure à cet endroit, pour pouvoir vérifier avec plus de précisions la validité de la surface du bassin versant définie.

En ce qui concerne la source des Mourtès, le débit théorique calculé est plus de deux fois supérieur au débit mesuré (+ 128 %). Cette situation pourrait s'expliquer par le fait qu'il existe divers griffons non captés (ou abandonnés) à proximité du captage actuel qui présentent des paramètres physico-chimiques similaires (Cf. § 3.4 de ce chapitre). Ces émergences présentent un débit cumulé important qui justifie le bilan établi pour la source des Mourtès. La source Gourgouch, pour laquelle la mesure du débit est bien maîtrisée, présente quant à elle un bilan très bien équilibré (+ 1 %) qui tendrait à valider la délimitation de l'aire d'alimentation de la source.

Le calcul des bilans hydrologiques est basé sur des paramètres parfois difficilement mesurables (évapotranspiration, coefficient d'infiltration ou débit) et montre donc ici ses limites. Néanmoins, ces résultats ont le mérite de mettre en évidence toute l'importance de mettre en place de manière systématique des dispositifs de mesure dans les captages de source. Les valeurs de débit sont en effet indispensables à l'établissement de ce type de bilan et également à la compréhension du fonctionnement d'un système aquifère.

Chapitre 3

Caractérisation physico-chimique des eaux et schéma de fonctionnement des systèmes

---

Ce troisième et avant-dernier chapitre va s'attacher, dans un premier temps, à analyser les données concernant les paramètres physico-chimiques mesurées et enregistrées aux quatre sources. Les résultats de cette analyse vont mettre en évidence le comportement global des quatre aquifères au cours des différentes périodes hydrologiques (crue et étiage) et de distinguer ainsi leur fonctionnement. Dans un deuxième temps, l'étude des équilibres calco-carboniques, dont les paramètres (la pCO_2 et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite) sont calculés à partir des données précédentes, va permettre de préciser et de différencier le fonctionnement des aquifères de natures karstique et carbonaté fissuré. Enfin, dans un troisième et dernier temps, une description détaillée du fonctionnement des systèmes karstiques de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau est proposée à partir de la comparaison de l'évolution de la conductivité, de la température et la turbidité au cours des nombreux épisodes de crue enregistrés.

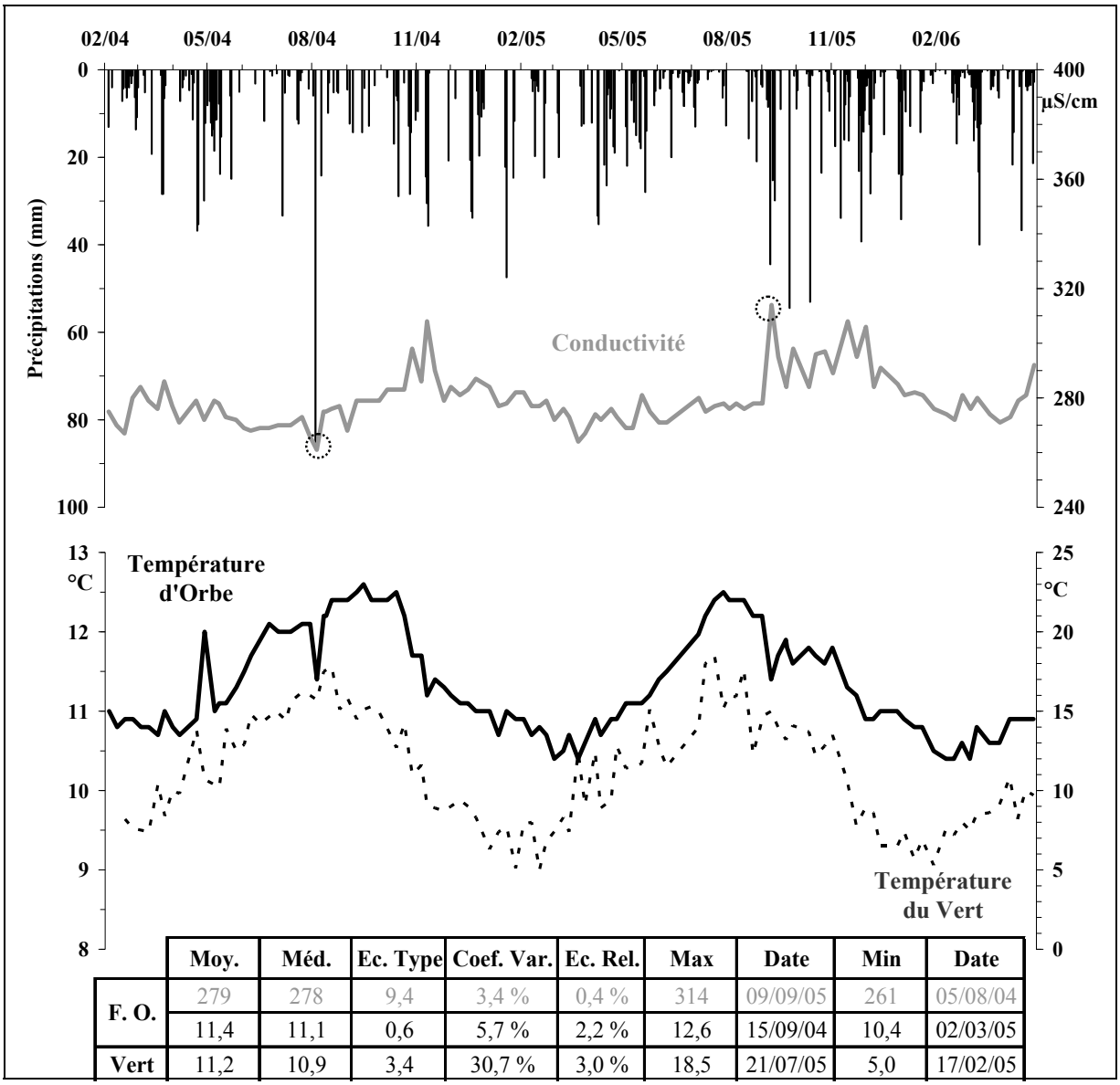
1 - EVOLUTION DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

Le paragraphe qui suit, présente les résultats des mesures réalisées *in situ* (à un pas de temps hebdomadaire) et des enregistrements continus à l'aide de sondes (à un pas de temps horaire) des paramètres physico-chimiques (conductivité, température, pH et turbidité) des eaux des quatre sources, du mois de février de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006, soit deux cycles hydrologiques complets.

1.1 – Analyse des données

1.1.1 – La source de la Fontaine d'Orbe

Les figures 3.1 et 3.2 illustrent les résultats des mesures hebdomadaires réalisées à la Fontaine d'Orbe (parallèlement aux prélèvements d'eau souterraine) depuis le mois de février 2004 jusqu'au mois d'avril de l'année 2006 et les mesures enregistrées toutes les heures par les sondes multi-paramètres (OTT et WTW, Cf. tableau 1.6) placées dans le captage du mois de janvier de l'année 2005 au mois de septembre de l'année 2006. Elles montrent l'évolution de la conductivité et de la température, tant de l'eau à l'émergence de la Fontaine d'Orbe que de celle du Vert d'Arette (mesurée en amont de la source près du pont d'Orbe, Cf. figure 2.21), ainsi que les précipitations mesurées à Arette (données du pluviomètre collecteur installé à la pisciculture et du pluviomètre automatique du col de Nécore, Cf. § 4.6.6 du chapitre 1 et figure 1.25).



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
F. O.	279	278	9,4	3,4 %	0,4 %	314	09/09/05	261	05/08/04
	11,4	11,1	0,6	5,7 %	2,2 %	12,6	15/09/04	10,4	02/03/05
Vert	11,2	10,9	3,4	30,7 %	3,0 %	18,5	21/07/05	5,0	17/02/05

Figure 3.1 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique de la conductivité (en gris) et de la température (en noir) de l'eau de la Fontaine d'Orbe et du Vert d'Arette (en pointillé noir) du 04.02.04 au 28.04.06 (N = 109). F. O. : Fontaine d'Orbe ; N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

Le tableau statistique présenté sur la figure 3.1 indique que la moyenne de la conductivité de l'eau est de 279 µS/cm sur la période d'étude (du mois de février de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006, soit deux cycles hydrologiques complets). Avec une telle minéralisation, l'aquifère de la Fontaine d'Orbe s'apparente aux petits systèmes karstiques pour lesquels les temps de résidence de l'eau sont beaucoup plus courts que dans les grands systèmes karstiques en raison de la faible extension de leur bassin versant. Celui de la Fontaine d'Orbe est estimé à 3 km² (Cf. § 3.3.3 du chapitre 2) ce qui est, par exemple, largement inférieur aux 1 115 km² de la Fontaine de Vaucluse [Puig, 1987]. Les valeurs varient de 261 à 314 µS/cm, le minimum est atteint lors de l'épisode pluvieux le plus important enregistré au cours de la période d'étude (le 4 août 2004 plus

de 80 mm de pluie sont tombés en moins de 24 heures à Arette). A la variabilité saisonnière s'ajoute une variabilité instantanée traduisant la rapidité de réaction du système karstique aux abondantes précipitations enregistrées dans le secteur (plus de 1 500 mm/an, Cf. § 5.1.1 du chapitre 1 et tableau 1.8). A partir de la courbe d'évolution des valeurs de conductivité, il est possible de distinguer deux types de réaction du système d'Orbe à un évènement pluvieux au cours d'un même cycle hydrologique (Cf. § 3.1 de ce chapitre). Le premier consiste en une augmentation de la conductivité comme le pic au mois de septembre de l'année 2005 (entouré d'un cercle pointillé sur la figure 3.1) et le second en une baisse de la minéralisation comme au mois d'août de l'année 2004 (entouré d'un cercle pointillé sur la figure 3.1). Cet état de fait n'est pas isolé dans le temps mais se répète d'un cycle à l'autre. Il faut certainement en chercher l'origine d'une part, dans les fluctuations saisonnières des précipitations et d'autre part, dans les antécédents hydrologiques du système (Cf. § 3.1 de ce chapitre pour plus de précision).

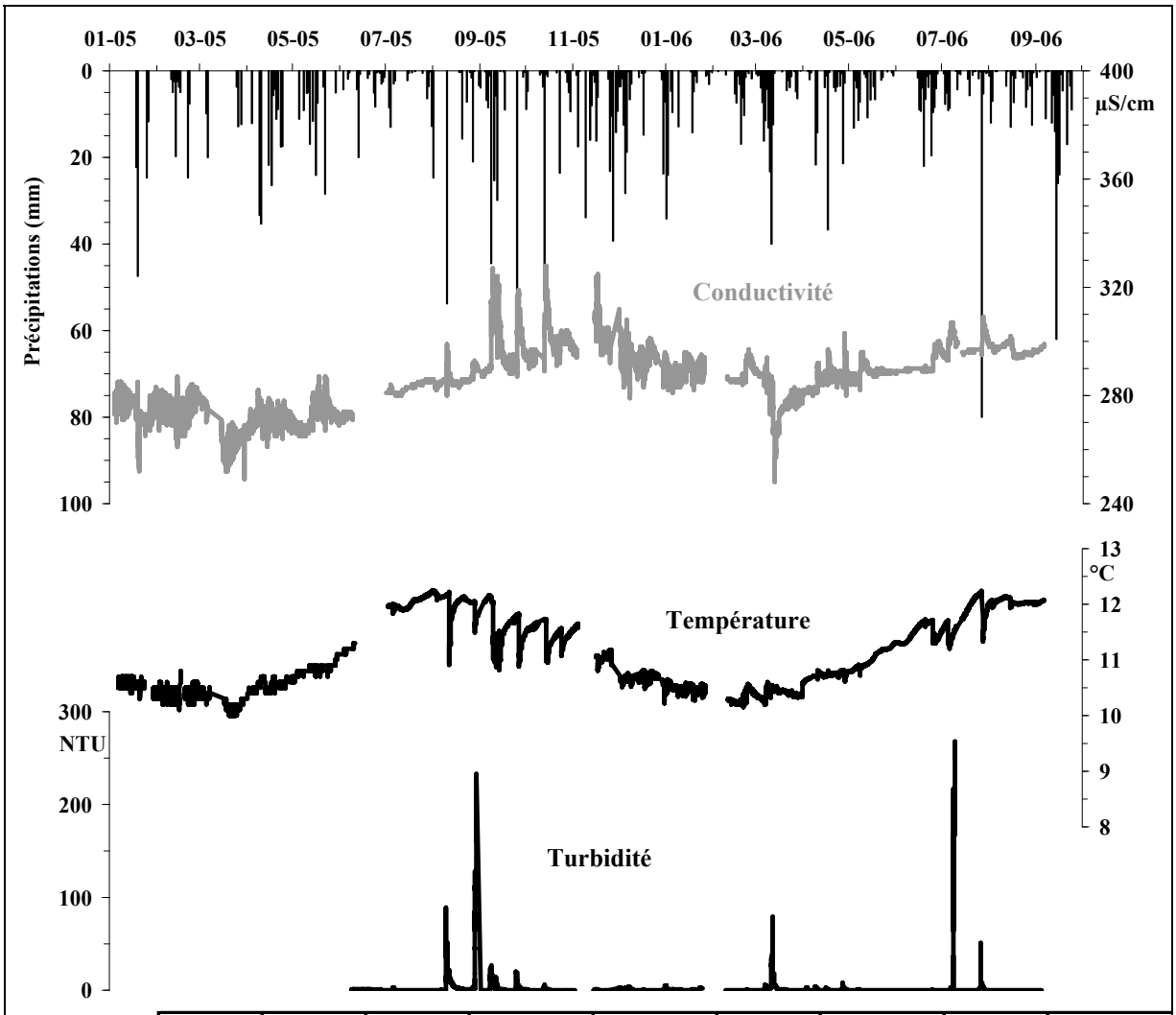
Les précipitations ne sont en effet pas réparties de façon homogène au cours de l'année et possèdent des propriétés bien particulières. Les orages estivaux et automnaux ont un caractère très intense et ponctuel qui diffère de celui des pluies hivernales et printanières qui sont généralement plus constantes et rapprochées dans le temps. Le premier type de pluie provoque un effet piston dans le système karstique qui va chasser des eaux plus minéralisées, temporairement stockées dans la zone non saturée et ainsi précipiter la hausse de la conductivité à la source. Après de violents orages estivaux la turbidité de l'eau sera en général beaucoup plus élevée qu'en hiver (Cf. ci-après), les conduits karstiques seront véritablement lessivés par de grandes quantités d'eau après de longues périodes sèches pendant lesquelles se sont accumulées des particules argileuses et sableuses de décalcification ou d'origine pédogénétique. Le second type de précipitations se rencontre généralement au cours des six mois les plus pluvieux de l'année (janvier, avril, mai, octobre, novembre et décembre, Cf. § 5.1.1 du chapitre 1) et qui de plus, correspondent le plus souvent aux six mois comptant le plus grand nombre de jours de pluie. La succession de plusieurs jours de pluie génère dans un premier temps le même effet que pour un orage, c'est-à-dire une augmentation de la conductivité, puis dans un second temps si la pluie perdure, les réserves d'eaux « minéralisées » qui étaient stockées se vident, les eaux météoriques s'infiltrent dans le système de drainage principal et une chute de la minéralisation due au mélange s'observe à la source (Cf. figure 3.51).

Concernant la température de l'eau de la source, les résultats montrent une amplitude de 2,2 °C au cours de l'année (de 12,6 °C au cours de l'été de l'année 2004 à 10,4 °C au printemps de l'année 2005), le coefficient de variation étant de 5,3 %. Cette forte amplitude thermique au cours de l'année pourrait avoir deux origines : l'influence directe des changements saisonniers de la température atmosphérique (assimilée à la température du Vert d'Arette) et la réaction aux évènements pluvieux. Au vu des graphes présentés en figure 3.1, la température de l'eau de la source est clairement influencée par les saisons et suit les changements de température qui les

accompagnent (Cf. figure 3.1), les variations de la température du Vert d'Arette étant le reflet de celles de la température atmosphérique. La courbe montre une légère augmentation de la température de l'eau à partir du mois d'avril 2004 qui se poursuit régulièrement jusqu'au mois de septembre, hormis quelques "accidents" le 28 avril (+ 1,1 °C) et le 5 août (- 0,8 °C). A partir du début de l'automne, la température diminue lentement (avec une accélération jusqu'au printemps suivant) et augmente à nouveau à partir du mois d'avril de l'année 2005, marquant le début d'un nouveau cycle hydrologique. Il existe en revanche un léger décalage entre l'évolution de la température de l'eau de la source et celle de la température atmosphérique (ou du Vert d'Arette), les maximums et les minimums des deux courbes sont en effet espacés d'un mois. L'eau de la source est donc influencée en grande partie par la température atmosphérique, il faut toutefois noter que la mesure sur le terrain ne s'effectue pas directement à l'exutoire mais dans le bassin de trop-plein, à l'extérieur du bassin de captage. Par ailleurs, l'existence d'une relation hydraulique entre le Vert d'Arette et la Fontaine d'Orbe a été démontrée par les traçages colorés (Cf. § 3.3.1 du chapitre 2) et le taux de participation du torrent à l'alimentation de la source estimé à 5 % au maximum (Cf. tableau 2.4). Même si cette valeur est faible (et sous-estimée ?), l'amplitude thermique annuelle mesurée dans le Vert d'Arette (+ 13,5 °C) pourrait avoir une influence sur celle observée à la Fontaine d'Orbe.

La température de l'eau de la source connaît des variations très brutales, la plupart du temps négatives (mis à part le pic de température au mois d'avril de l'année 2004), suite à des épisodes pluvieux intenses. Les eaux plus froides « expulsées » lors de crues pourraient provenir des réserves d'eau stockées dans la zone non saturée (Cf. *supra*) qui seraient situées à une altitude bien supérieure à l'émergence dans le système karstique et qui théoriquement devraient avoir une température plus basse. Cette observation montre une nouvelle fois que les écoulements au sein de l'aquifère sont rapides et que l'on est en présence d'un karst bien développé. En effet, les conséquences des perturbations dues à la pluie sont dépendantes des caractéristiques géométriques du réservoir, c'est-à-dire de son degré de karstification. Ces observations ont été corroborées grâce aux différents traçages réalisés sur le secteur de la Fontaine d'Orbe ; la vitesse d'écoulement dans le système karstique ayant été estimée à 50 m/h (Cf. tableau 2.4).

Les informations obtenues grâce au seul suivi hebdomadaire de la conductivité et de la température sont précieuses car elles permettent de définir les grandes lignes du fonctionnement du système alimentant la Fontaine d'Orbe. Cependant, avec un pas d'acquisition plus serré, il est clair qu'une partie du signal de sortie est tronquée (Cf. figure 3.2), laissant apparaître l'intérêt de la mise en place des sondes d'acquisition *in situ*. De plus, l'enregistrement des valeurs de la turbidité de l'eau apporte des informations supplémentaires.



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
	285	286	11,3	4,0 %	-0,2 %	328	14/10/05	248	13/03/06
	11,0	10,8	0,6	5,6 %	2,1 %	12,3	30/07/05	10,0	18/03/05

Figure 3.2 – Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.01.05 au 06.09.06 (N = 22 312).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

La figure 3.2 montre l'évolution de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe et met en évidence un des problèmes majeurs des eaux souterraines d'origine karstique destinées à la consommation humaine. La turbidité joue en effet un rôle très important dans la qualité des eaux distribuées dans les réseaux d'eau potable, elle indique une probabilité élevée de présence d'éléments pathogènes. Ainsi, il existe un lien direct entre les pluies et les gastroentérites : deux pics de gastroentérites sont dénombrés au cours d'une année, à l'automne, après les premières pluies importantes qui succèdent à l'été et au mois de janvier [**http://www.sante.gouv.fr**]. De plus, la turbidité perturbe la désinfection, la matière organique associée à la turbidité favorise la formation de biofilms dans le réseau et par conséquent, le développement de bactéries insensibles

au chlore notamment. Le décret n°2001-1220 du 20 novembre 2001 se rapportant à la loi sur l'eau du 3 janvier 1992 (dont la version consolidée date du 22 avril 2006, **http://www.legifrance.gouv.fr**), définit le seuil de potabilité à 1 NTU (Nephelometric Turbidity Unit ou unité néphélométrique), ce qui rend l'eau de la Fontaine d'Orbe impropre à la consommation une bonne partie de l'année (Cf. figure 3.2). Les épisodes de turbidité les plus marqués se produisent généralement lors du premier évènement pluvieux intense arrivant après une longue période sèche, qui provoque alors un effet piston dans le système et un véritable nettoyage des conduits karstiques. La turbidité ainsi engendrée à l'émergence peut atteindre 270 NTU (pic maximal enregistré au mois de juillet de l'année 2006 à la Fontaine d'Orbe) et durer plusieurs jours de suite.

Les valeurs moyennes de conductivité et de température diffèrent sensiblement de celles obtenues à partir des mesures hebdomadaires, la conductivité moyenne est plus élevée et la température plus basse. Toutefois, ces valeurs ne sont pas obligatoirement significatives car la période de mesure n'est pas la même, les sondes automatiques ayant été installées onze mois après le début des mesures réalisées *in situ*. Le tableau 3.1 permet de comparer les valeurs moyennes (et quelques autres paramètres statistiques) sur une période de mesure commune, du 4 janvier 2005 (date de l'installation de la sonde) au 28 avril 2006 (date d'arrêt des prélèvements et des mesures de l'eau de la source).

N = 62 N = 18 757		Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Cond. (µS/cm)	*In situ*	281	278	9,9	3,5%	0,9%	314	22/09/04	264	23/03/05
	Auto	284	284	11,6	4,1%	-0,1%	328	14/10/05	248	13/03/06
T. (°C)	*In situ*	11,2	10,9	0,6	5,4%	2,4%	12,5	29/07/05	10,4	31/03/04
	Auto	10,9	10,7	0,6	5,6%	2,2%	12,3	30/07/05	10,0	18/03/05

Tableau 3.1 – Comparaison des valeurs statistiques de la conductivité et de la température mesurées in situ (en noir) et enregistrées automatiquement (en gris) sur la même période (du 04.01.2005 au 28.04.2006).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

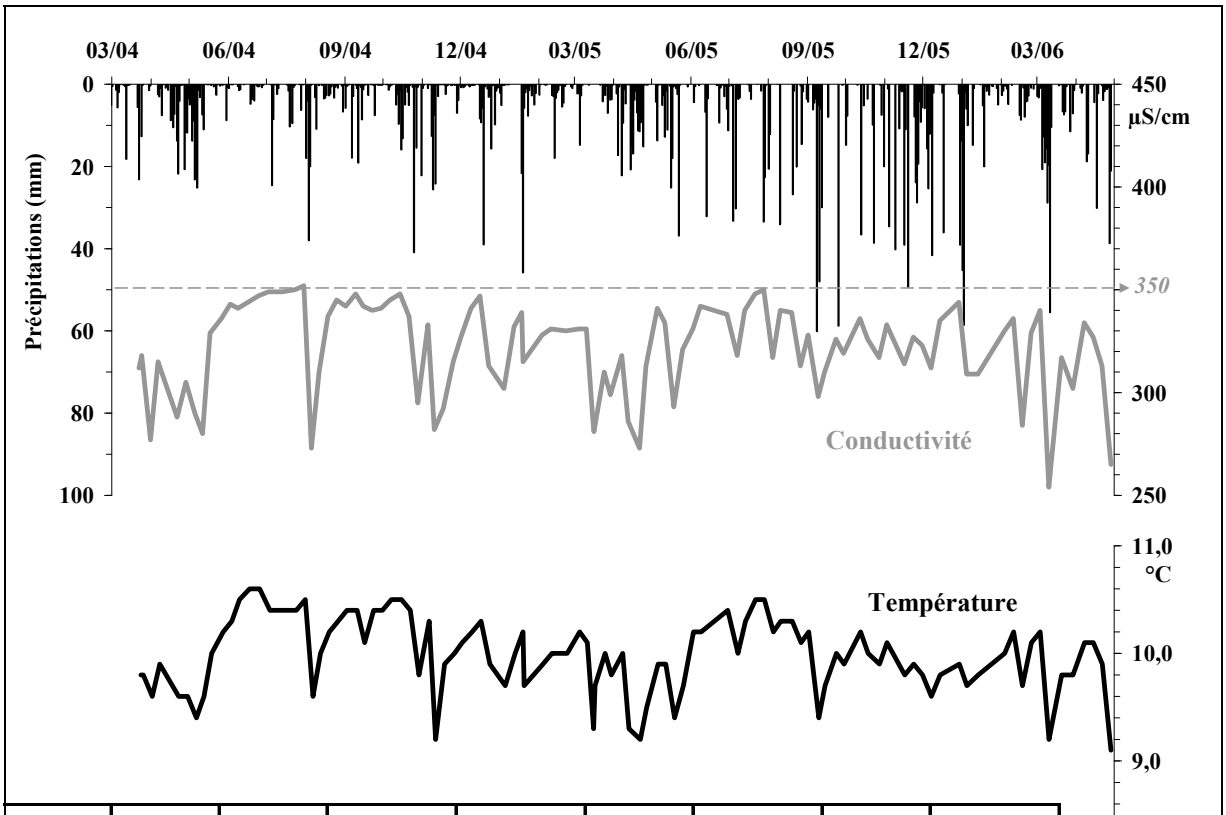
L'écart entre les valeurs moyennes de conductivité et de température « *in situ* » ou « auto » (noté comme tel dans le tableau ci-dessous) s'est réduit mais la tendance reste la même. Ceci peut s'expliquer par le fait que les mesures hebdomadaires ne reflètent qu'en partie les variations des paramètres physico-chimiques à savoir une hausse de la conductivité et une baisse de la température, observées lors des crues grâce aux données enregistrées par les sondes.

1.1.2 – La source de l'Ourtau

La figure 3.3 présente les résultats des mesures hebdomadaires réalisées à la source de l'Ourtau du mois de mars 2004 au mois d'avril 2006. La conductivité moyenne est de 322 µS/cm et le coefficient de variation est deux fois plus important qu'à la Fontaine d'Orbe (6,9 % contre 3,4 %). Les valeurs de conductivité peuvent varier très brutalement passant de 350 µS/cm à 270 µS/cm, comme cela a été le cas au début du mois d'août de l'année 2004 après une forte pluie ; la réactivité de la source aux précipitations se devine par ailleurs à l'allure en « dents de scie » de la courbe. Ce comportement vis-à-vis de la pluie est caractéristique d'un fonctionnement karstique.

L'étiage de l'année 2004 (qui débute à la fin du mois de mai et se termine à la fin du mois d'octobre) a été particulièrement serré du fait d'un été très sec (86 mm de pluie cumulés pendant les mois de juin et de juillet, contre 177 mm en moyenne au cours de la même période depuis 1965, données de la station Météo France d'Oloron-Sainte-Marie). Cette période sèche se traduit par un « plateau » des valeurs de la conductivité (mis à part une chute au début du mois d'août), aux alentours de 350 µS/cm (Cf. figure 3.3). Cette valeur sera donc considérée comme celle de la conductivité de l'eau de la zone noyée, non soumise aux aléas climatiques à courte échelle de temps.

D'après la courbe de la figure 3.3, la réponse de la source à une pluie se traduit par une baisse rapide et significative de la conductivité. Une des hypothèses pour expliquer ce phénomène est que la zone non saturée du réservoir karstique de l'Ourtau est bien développée et joue un rôle important dans le fonctionnement du système, conduisant les eaux d'infiltration de façon directe et rapide vers la zone noyée sans stockage intermédiaire comme ce doit être le cas à la Fontaine d'Orbe. L'infiltration des eaux météoriques est par ailleurs favorisée par de très nombreux avens et dolines dispersés sur le bassin versant de l'Ourtau (Cf. figure 2.51) et par un réseau de fractures bien développé (Cf. § 1.2 du chapitre 2).



Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
322	328	22,3	6,9 %	-1,9 %	352	30/07/04	254	10/03/06
10,0	10,0	0,3	3,5 %	-0,1 %	10,6	16/06/04	9,1	28/04/06

Figure 3.3 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique de la conductivité (en gris) et de la température (en noir) de l'eau de la source de l'Ourtau du 04.02.04 au 28.04.06 (N = 101).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

La température de l'eau de la source varie de 9,1 °C au minimum (au mois d'avril de l'année 2006) à 10,6 °C au maximum (au mois de juin de l'année 2004), la moyenne s'établissant à 10,0 °C au cours de la période d'étude. L'amplitude thermique annuelle de l'eau est donc peu importante (1,2 °C) et il est impossible de distinguer sur le graphe présenté sur la figure 3.3 les périodes estivales et les périodes hivernales comme précédemment pour la Fontaine d'Orbe (Cf. figure 3.1). En effet, aucune tendance saisonnière n'est visible sur la courbe des températures.

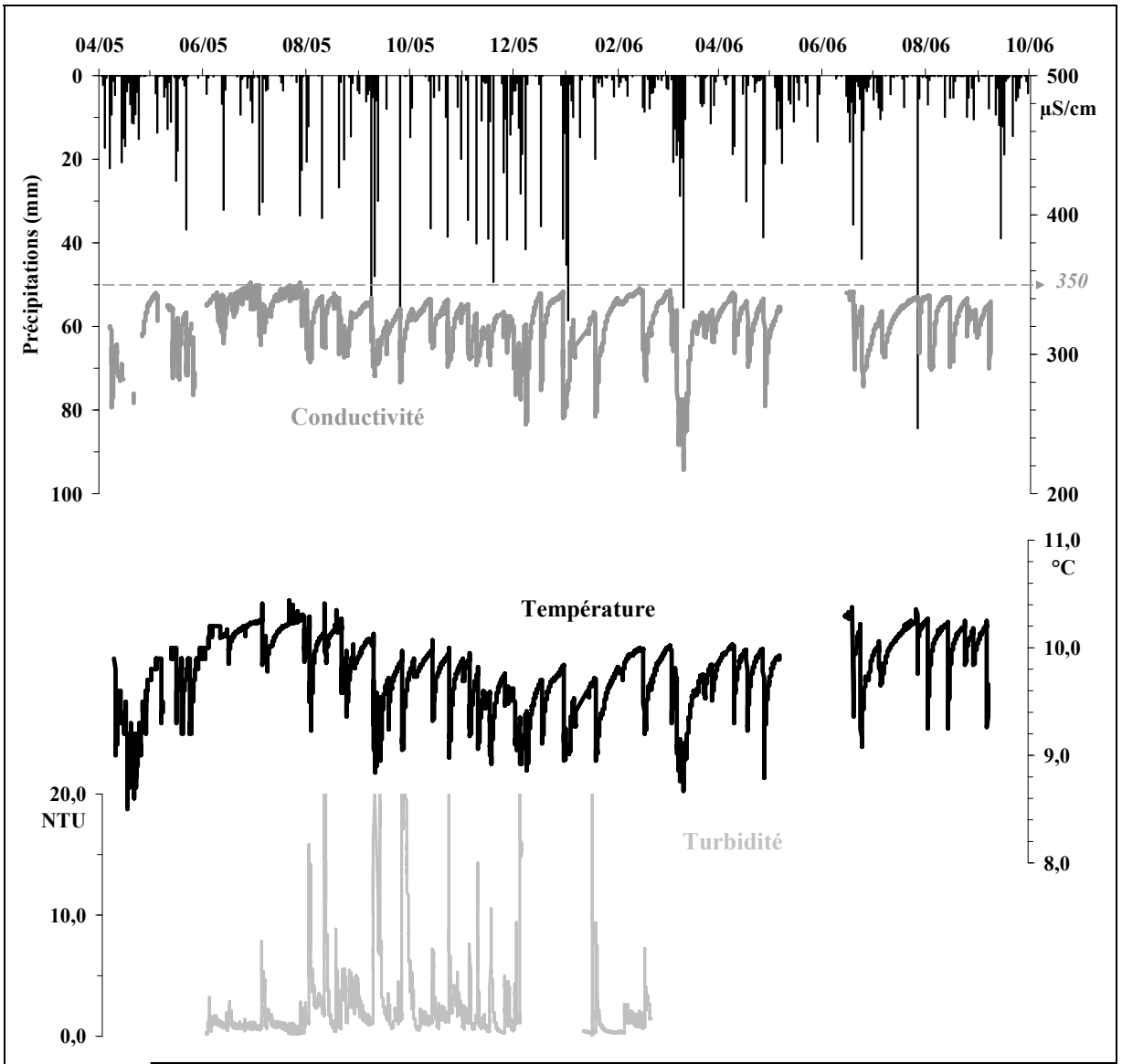
Les chutes de la conductivité lors de fortes pluies sont systématiquement associées à une baisse de la température de l'eau. Les eaux de pluie et de ruissellement, généralement plus froides et peu minéralisées, circulent donc de manière très rapide à l'intérieur du réseau karstique pour venir se mélanger aux eaux de la zone saturée, faisant chuter ainsi la conductivité et la température de l'eau à l'exutoire. Ceci vient renforcer l'idée que la source de l'Ourtau est alimentée par un système karstique possédant une zone non saturée bien développée. Les sources karstiques de l'Ourtau et de la Fontaine d'Orbe ont donc un fonctionnement complètement différent, illustré par les valeurs des coefficients de variation de la conductivité plus élevées pour

la source de l'Ourtau (6,9 % contre 3,4 %) et de la température plus élevées à la Fontaine d'Orbe (5,7 % contre 3,5 %). Ces chiffres sont caractéristiques d'une première source (Ourtau) ayant un fonctionnement karstique univalent (baisse systématique de la minéralisation lors d'un épisode pluvieux) et d'une seconde (Orbe) caractérisée par un fonctionnement karstique bivalent (alternance de hausses et de baisses de la conductivité, Cf. § 1.1.1 de ce chapitre).

L'analyse des données de conductivité et de température à un pas de temps horaire (Cf. figure 3.4) corrobore les observations faites précédemment : chaque évènement pluvieux est associé à une chute de la conductivité et à une baisse de la température à la source de l'Ourtau. Les valeurs moyennes de la conductivité et de la température, bien qu'étant calculées sur une période différente, sont très proches de celles obtenues à partir des mesures hebdomadaires (6,5 % comparé à 6,9 % et 3,4 % comparé à 3,5 %). Cependant, la courbe d'évolution de la température à un pas de temps horaire (figure 3.4) montre une tendance saisonnière qui n'apparaissait pas sur la courbe à un pas de temps hebdomadaire (figure 3.3), l'amplitude thermique est par ailleurs plus forte : 1,9 °C au lieu de 1,2 °C.

Les données de turbidité ont été fournies par les services techniques de la commune d'Oloron-Sainte-Marie, qui dispose d'un système de surveillance mesurant en temps réel la turbidité. Ce système est installé dans la conduite d'adduction d'eau à l'entrée du réservoir principal de la ville, situé quelques kilomètres a u nord de la source de l'Ourtau. Les valeurs mesurées sont malheureusement limitées à 20 NTU, l'alimentation du réservoir est coupée dès que la turbidité dans l'eau dépasse le seuil de potabilité (1 NTU). Contrairement à la source de la Fontaine d'Orbe chaque épisode pluvieux, donnant naissance à une variation des paramètres physico-chimiques à la source, est accompagné d'un pic de turbidité (Cf. figure 3.4). L'origine des particules pourrait être exogène au système karstique, en effet sur la quasi totalité de la surface du bassin karstique de l'Ourtau un sol, peu épais, recouvre les formations jurassiques.

Le fonctionnement de la source de l'Ourtau est sans doute moins complexe que celui de la source de la Fontaine d'Orbe, ce qui expliquerait la similitude des courbes « hebdomadaires » (figure 3.3) et « horaires » (figure 3.4) de l'évolution des paramètres physico-chimiques.

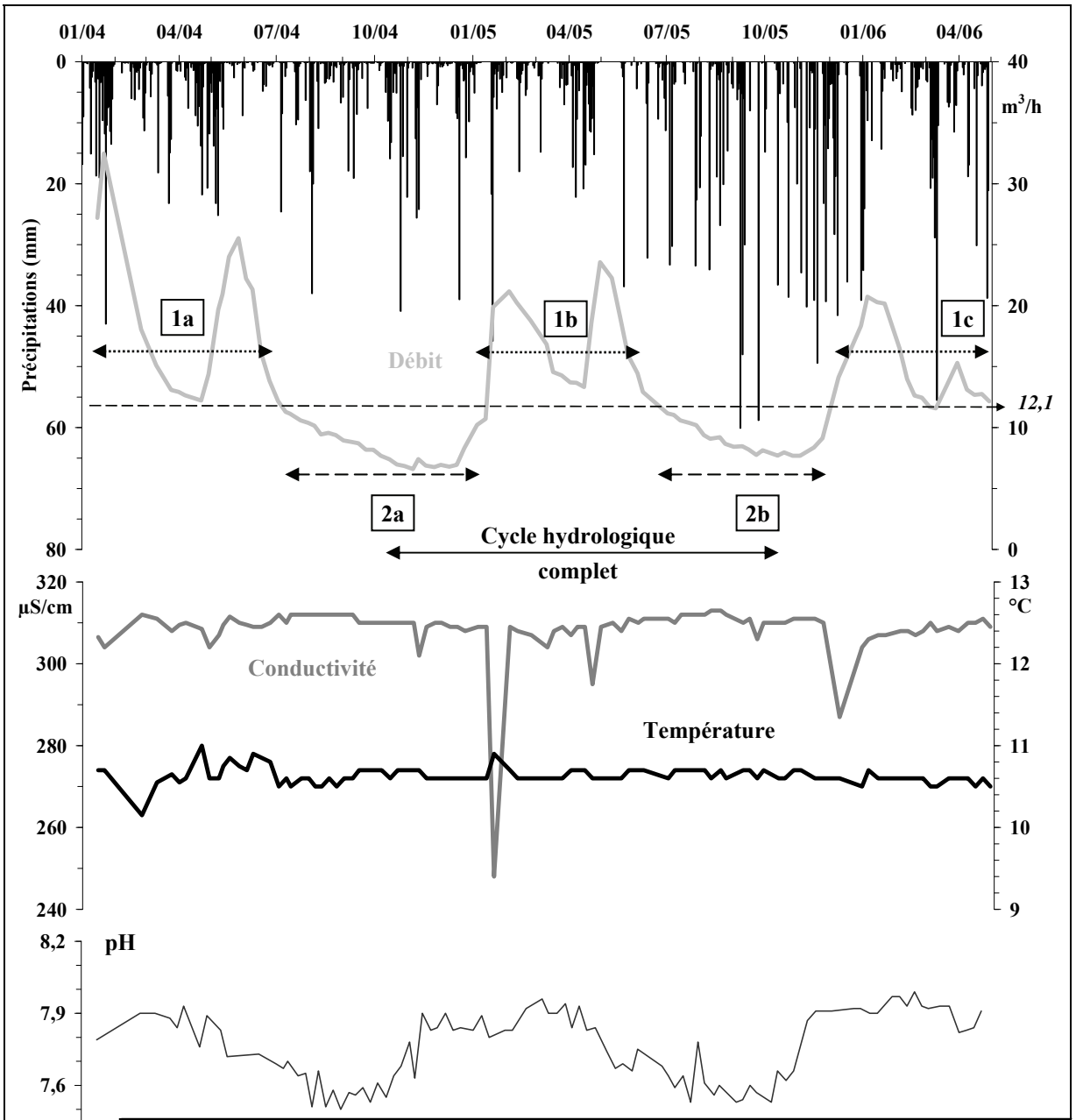


	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
	323	328	20,1	6,2 %	1,6 %	352	29/06/05	217	11/03/06
	9,8	9,8	0,3	3,4 %	-0,4 %	10,4	20/07/05	8,5	15/04/05

Figure 3.4 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source de l'Ourtau du 07.04.05 au 08.09.06 (N = 19 205).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

1.1.3 - La source des Mourtès

La figure 3.5 présente les résultats des mesures hebdomadaires de débit, de conductivité et de température réalisées à la source des Mourtès du mois de janvier de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006.



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Q (m^3/h)	13,0	12,1	5,4	41,2 %	6,8 %	32,5	21/01/04	6,6	05/11/04
Cond. (µS/cm)	308	310	7,1	2,3 %	-0,5 %	313	10/08/05	248	19/01/05
Temp. (°C)	10,6	10,6	0,1	1,0 %	0,3 %	11,0	21/04/04	10,2	25/02/04
pH	7,8	7,8	0,1	1,9 %	-0,4 %	8,0	24/02/06	7,5	01/09/04

Figure 3.5 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique du débit, de la conductivité, de la température et du pH de l'eau de la source des Mourtès du 15.01.04 au 28.04.06 (N = 98).

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

1.1.3.1 – Variations du débit

Le captage de la source des Mourtès, contrairement à la Fontaine d'Orbe et à la source de l'Ourtau, permet une mesure de débit assez simple et fiable. La source des Mourtès a un débit moyen de 13 m^3/h, qui varie d'un peu plus de 6 m^3/h en étiage à plus de 32 m^3/h en période de hautes eaux. L'écart relatif est important (6,8 %) et révèle que la valeur moyenne est influencée par de très fortes valeurs de débit (réparties au-delà du troisième quartile, soit 25 % des données) ; l'utilisation de la médiane sera donc préférée à la moyenne dans le raisonnement qui suit. A partir de la courbe de débit et de la droite figurant la valeur de la médiane (tracée en pointillés noir sur la figure 3.5), deux phases hydrologiques peuvent être distinguées au cours de la période d'étude la première (notée 1 sur la figure 3.5) correspond à des périodes de hautes eaux et la seconde (notée 2 sur la figure 3.5) à des périodes d'étiage :

- ⇨ la phase *1a* correspond à la première période de crue, le pic majeur de débit atteint 32 m^3/h, soit le maximum mesuré au cours de la période d'étude (le débit maximum mesuré à la source est de 42 m^3/h le 25 mai 2003, données CETRA). Il fait suite à un fort cumul de précipitations lors des quatre mois précédents (890 mm cumulés depuis le mois de septembre) provoquant l'infiltration d'importantes quantités d'eau météorique, d'après le bilan hydrique établi au paragraphe 5.3.2 du chapitre 1 (Cf. figure 1.50). Le second pic résulte des précipitations tombées aux mois de mars, d'avril et de mai (507 mm au total). La phase *1b* est un nouveau cycle et une nouvelle période de hautes eaux qui débute au mois de janvier 2005. Elle semble plus courte que la première et moins intense (le pic principal n'atteignant pas 25 m^3/h), seule une partie des pluies du mois de décembre de l'année 2004 et de janvier de l'année 2005 (et dans une moindre mesure du mois de novembre, Cf. figure 1.50) a participé à la réalimentation de l'aquifère. Cette phase est marquée par deux pics sur la courbe de débit (au mois de février et au mois de mai de l'année 2005) identiques à ceux décrits précédemment. La dernière phase *1c* est la période de hautes eaux la plus faible mesurée au cours de l'étude, en terme de débit malgré l'abondance des précipitations enregistrées du mois de septembre de l'année 2005 au mois de janvier de l'année 2006.

- ⇨ la phase *2a* représente la période d'étiage de l'année 2004, elle débute à la fin du mois de juin et se poursuit jusqu'au mois de janvier de l'année 2005, le débit restant à un minimum de 7 m^3/h pendant près de deux mois (mois de novembre et de décembre). L'étiage s'est donc prolongé plus de six mois au total, les pluies d'été n'ont donc eu aucune influence sur le débit. Le bilan hydrique, établi au paragraphe 5.3.2 du chapitre 1 (Cf. figure 1.50), montre par ailleurs qu'au cours de l'automne 2004 la hauteur des précipitations infiltrées est nulle (contrairement à l'année 2005), ce qui pourrait expliquer la durée de la période d'étiage. La phase *2b* marque le début de la période d'étiage du second cycle étudié, elle commence au mois de juin de l'année 2005 et se

poursuit jusqu'au mois de novembre de cette même année. Cette seconde phase est donc plus courte que la première, en effet le bilan hydrique met en évidence des précipitations efficaces (ou infiltrées) dès le mois de septembre de l'année 2005 (Cf. figure 1.50).

Les périodes de hautes et de basses eaux de la source des Mourtès sont donc bien marquées et se répètent de manière cyclique lors des deux années hydrologiques étudiées. L'analyse de l'évolution du débit mesuré pendant deux cycles hydrologiques montre que le fonctionnement de l'aquifère alimentant la source des Mourtès ne présente aucune caractéristique de type karstique ; les pluies d'été ne provoquent, par exemple, aucun effet sur le débit de la source. De plus, la recharge du système aquifère alimentant la source des Mourtès semble dépendante des pluies d'hiver et de printemps.

Par ailleurs, à partir de la courbe de débit il est possible de calculer le coefficient de tarissement à l'aide de deux méthodes traditionnellement utilisées dans ce type de calcul : Maillet [1906] et Castany [1964]. La méthode de Maillet s'avère cependant plus adaptée aux périodes de tarissement durable [Savane et *al.*, 2003] :

$$\mathbf{Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}}$$

Équation 3.1 – Expression mathématique de la loi du tarissement ou de Maillet.

où :
Q_t est le débit de la source à l'instant t, Q_0 est le débit initial et α est le coefficient de tarissement de Maillet.

L'expression du « volume dynamique » [Mangin, 1975] ou du volume de tarissement (correspondant au volume écoulé depuis le début de la période de tarissement jusqu'au temps t) est donnée par la relation suivante (Q est exprimé en m^3/s et α en $jour^{-1}$) :

$$\mathbf{V = \frac{Q_0}{\alpha \cdot \left(1 - e^{-\alpha t}\right)} \cdot 86\,400}$$

Équation 3.2 - Expression mathématique du volume de tarissement.

Quand t est grand (tarissement de longue durée ici de l'ordre de trois mois soit $7{,}7.10^6$ s) le terme $(1 - e^{-\alpha t})$ devient négligeable, il s'ensuit alors :

$$\mathbf{V \approx \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 86\,400}$$

La figure 3.6 présente les résultats des calculs réalisés d'après la relation de Maillet pour les périodes de récession du débit au cours des années 2004 et 2005 à la source des Mourtès. Les coefficients de tarissement sont égaux au cours des deux cycles (0,004 et 0,004, Cf. figure 3.6) et les volumes de tarissement sont sensiblement différents du fait de la durée de la période d'étiage qui a été plus longue lors de l'année 2004. L'aquifère montre donc une certaine constance dans son comportement lors des deux cycles hydrologiques étudiés. Les valeurs des coefficients de tarissement calculées à la source des Mourtès sont comparables à celle déterminées par Lastennet au cours de sa thèse [1994] à l'émergence de Font Marin dans le massif du Ventoux. Il décrit l'aquifère, duquel naît cette source, comme un système présentant une réserve noyée et un pouvoir mélangeur importants qui entraînent un effet tampon sur les variations des paramètres physiques (température) et des teneurs en éléments chimiques (ions majeurs). Cette description correspond tout à fait à celle de la source des Mourtès.

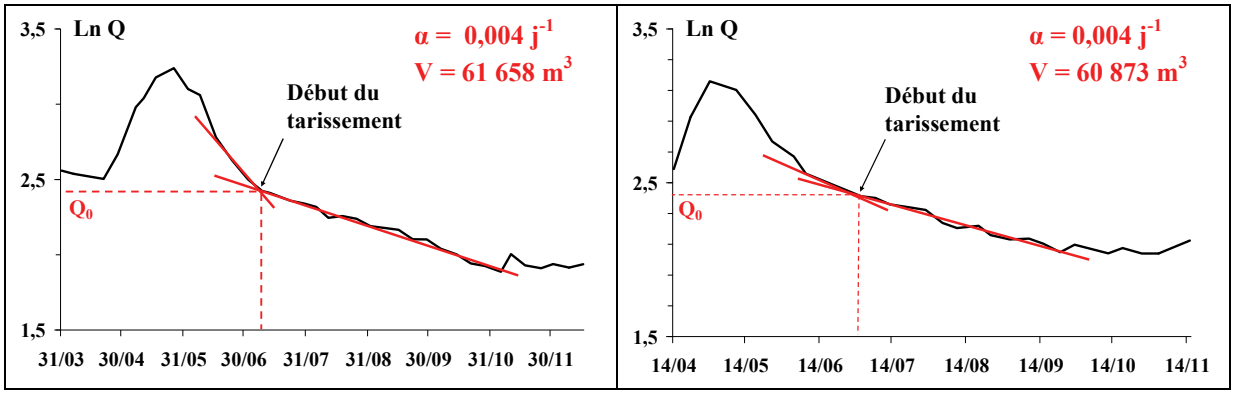


Figure 3.6 – Analyse des périodes de récession du débit de la source des Mourtès au cours des étiages de l'année 2004 (à gauche) et de l'année 2005 (à droite).

1.1.3.2 – Evolution de la conductivité, de la température et du pH

Les valeurs de température et de conductivité présentent très peu de variation au cours de l'année (Cf. figure 3.5). La température de l'eau de la source est d'une grande constance aux alentours de 10,6 °C (valeur de la moyenne et de la médiane), le coefficient de variation égal à 1,0 % souligne parfaitement cette caractéristique. La température n'est en aucun cas influencée par les changements climatiques saisonniers ou par les nombreux épisodes de pluies au cours de l'année.

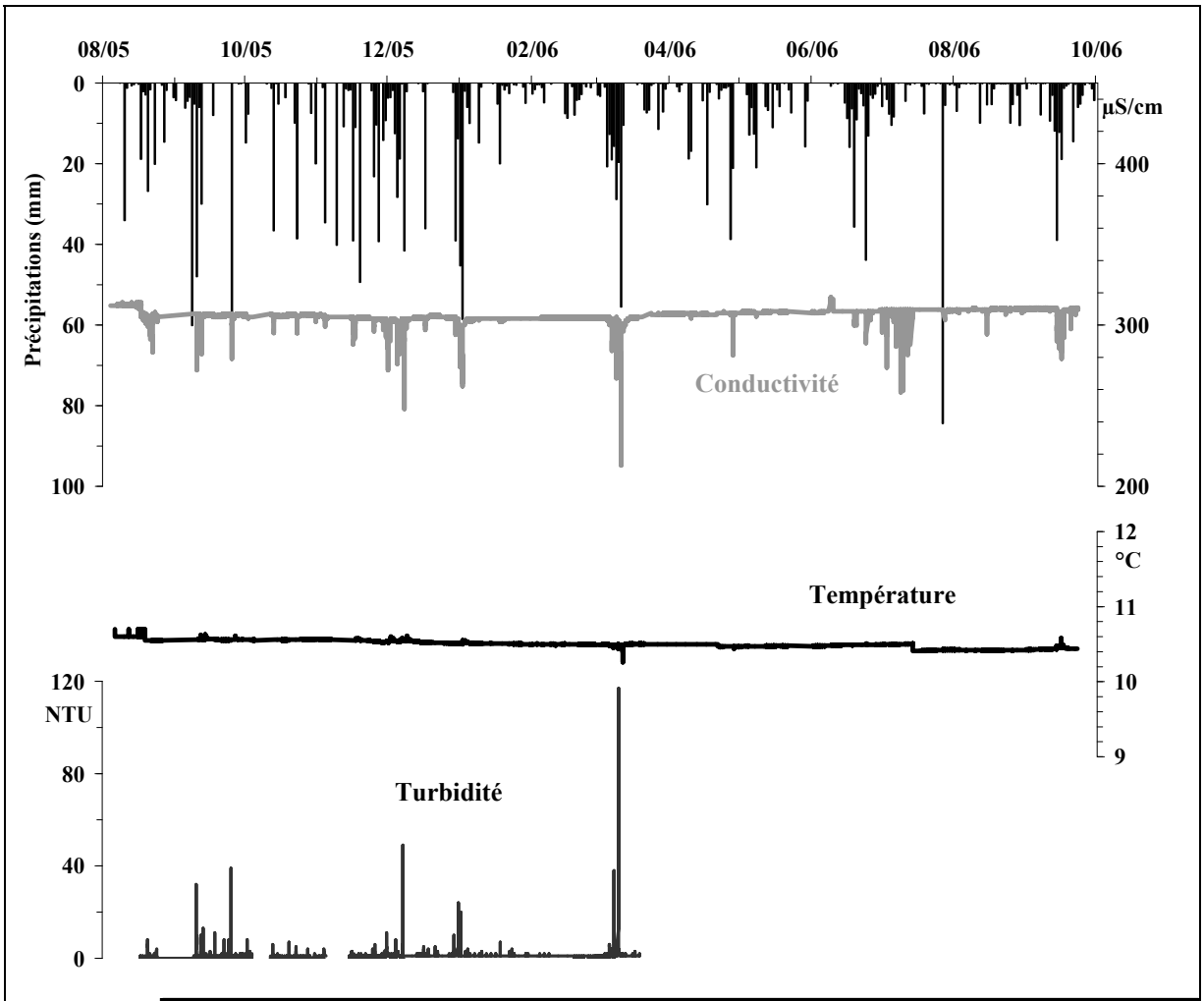
La courbe d'évolution de la conductivité ne varie également que très peu, mis à part la valeur mesurée le 19 janvier 2005 (248 µS/cm) après de fortes pluies. Le coefficient de variation est effectivement faible, 2,3 % et serait égal à 1,1 % sans la valeur minimale mesurée au mois de janvier 2005. La valeur moyenne est de 310 µS/cm et n'a chuté qu'une seule autre fois en dessous des 300 µS/cm au cours de la période d'étude (épisode pluvieux du 28 avril 2005). Les variations

de la conductivité se produisent essentiellement au cours des périodes de hautes eaux du mois de janvier au mois de juin et sont quasi inexistantes pendant l'étiage ; du mois de juin au mois de novembre de l'année 2005, la conductivité n'a par exemple varié que de 5 µS/cm au maximum.

Le pH de l'eau montre en revanche des variations marquées au cours des deux cycles hydrologiques. La courbe des valeurs du pH (Cf. figure 3.5) semble suivre une évolution saisonnière [Wenzel et *al.*, 1994]. L'eau présente des valeurs de pH élevées en hiver et au printemps qui correspondent à des périodes pendant lesquelles l'activité biologique dans le sol diminue et de fait, la production de $C0_2$ est minimale (Cf. § 2.2.3 de ce chapitre). Ce phénomène provoque une baisse de l'acidité de l'eau (Cf. § 3.2.2 du chapitre 1) et donc une augmentation du pH, en été et à l'automne la tendance s'inverse logiquement.

La figure 3.7 présente les résultats de l'enregistrement continu de la conductivité, de la température et de la turbidité à la source des Mourtès du mois d'août de l'année 2005 au mois de septembre de l'année 2006. L'évolution de la conductivité et de la température est globalement similaire à un pas de temps horaire et hebdomadaire. Les coefficients de variation sont plus faibles pour cette série de données que pour la précédente et tout particulièrement pour la variable température (0,5 % contre 1,0 % et 1,6 % contre 2,4 % pour la conductivité, Cf. figure 3.6 et figure 3.7).

En revanche, la courbe d'évolution de la conductivité présente d'importantes et brèves variations lors des divers évènements pluvieux enregistrés. Ces chutes brutales de la conductivité sont exclusivement le fait d'infiltrations d'eau de surface (un phénomène de ruissellement hypodermique est visible près du captage), dues à une malfaçon du captage, et qui se mélangent à l'eau de la source au niveau du griffon [CETRA, 2006a]. L'évolution de la conductivité et de la température révèlent la brièveté de ces épisodes. En effet, les courbes présentées sur la figure 3.7 ne ressemblent en aucune manière à celles observées à la source de la Fontaine d'Orbe ou de l'Ourtau lors de tels évènements pluvieux. Pour ces deux sources, la baisse (ou la hausse selon les cas) de conductivité puis le retour à l'état initial dure systématiquement plusieurs jours alors que pour la source des Mourtès ces variations ne durent jamais plus de quelques heures (le temps d'un épisode de pluie). L'infiltration des eaux de surface a également pour conséquence un apport de turbidité dans l'eau de la source (Cf. figure 3.7) auquel il faut ajouter une pollution bactériologique (d'après les analyses effectuées par les services de la D.D.A.S.S.).



Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
306	306	4,8	1,6 %	-0,1 %	317	09/06/06	213	11/03/06
10,5	10,5	0,0	0,5 %	0,1 %	10,7	04/08/05	10,3	11/03/06

Figure 3.7 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source des Mourtès du 04.08.05 au 23.09.06 (N = 14 822).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

Le fonctionnement de l'aquifère alimentant la source des Mourtès, bien que de nature carbonatée (Cf. § 2.1.1 de ce chapitre) et de type fissuré (d'après les observations de terrain, Cf. § 1.3 de ce chapitre), présente une certaine inertie. Deux hypothèses peuvent être émises pour tenter d'expliquer ce fonctionnement physico-chimique particulier :

- ⇨ les réserves en eau de la zone saturée de l'aquifère seraient probablement importantes ce qui permettait une homogénéisation des eaux au sein du système lors de l'infiltration des eaux météoriques.
- ⇨ d'après les observations de terrain et les résultats de la prospection géophysique (Cf. § 2.3.2 du chapitre 2) une formation géologique récente recouvre en partie le versant

sud du Trône du Roi et donc les formations jurassiques aquifères (Cf. carte géologique en annexe n°9). Elle est constituée de blocs calcaires, appartenant essentiellement au Lias, de taille décimétrique à plurimétrique qui sont piégés dans une matrice limono-argileuse. Cette couche présente une épaisseur conséquente (estimée à 30 m au niveau de la source d'après les résultats du panneau électrique, Cf. figure 2.37) et peut être assimilée à un milieu à porosité d'interstice, qui jouerait le rôle de tampon aux écoulements dans la partie terminale de l'aquifère des Mourtès. Ceci expliquerait ainsi l'évolution des paramètres physico-chimiques de la source décrite précédemment.

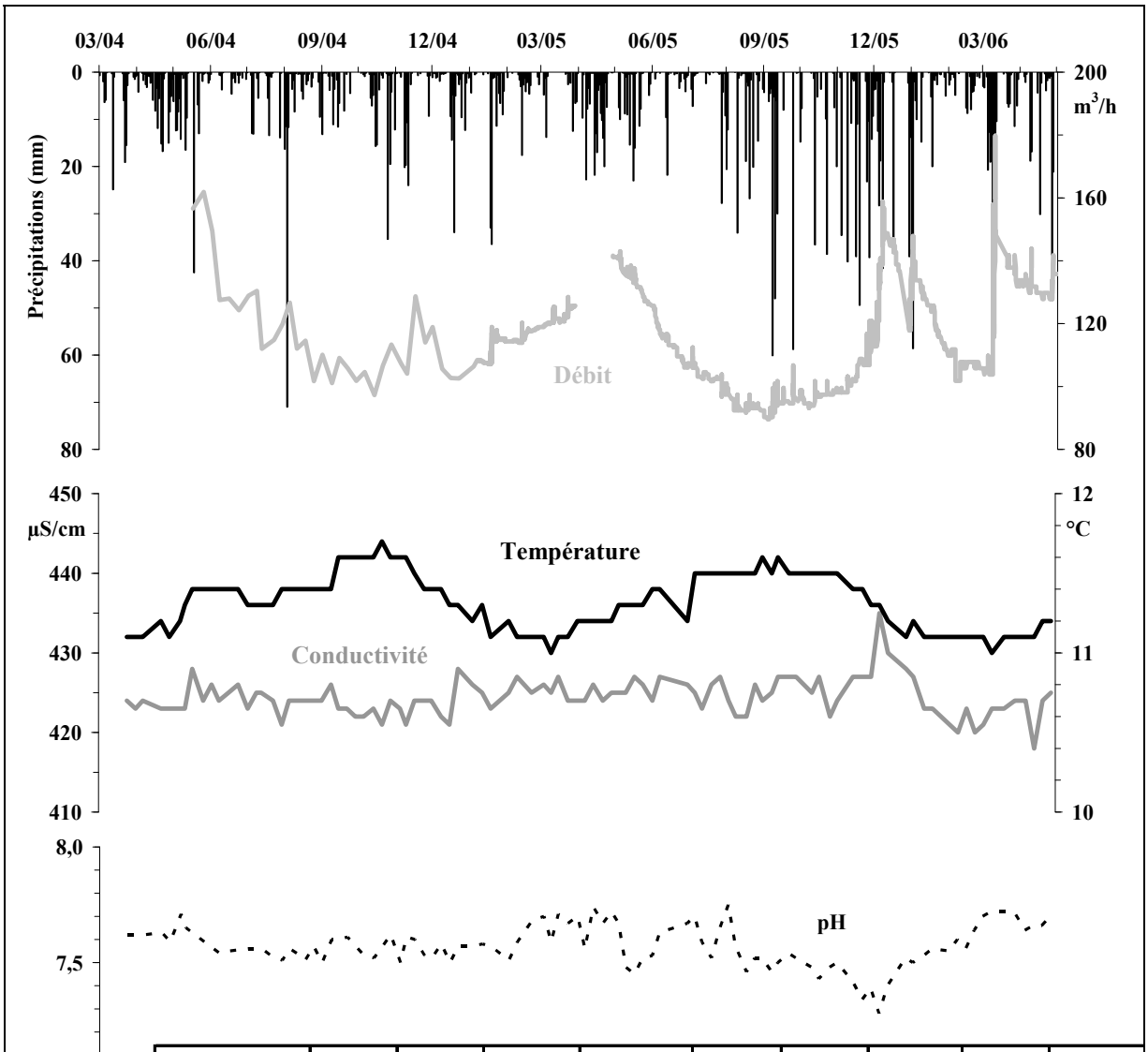
1.1.4 - La source Gourgouch

La figure 3.8 illustre les résultats des mesures hebdomadaires de la conductivité, du pH, de la température et du débit (les valeurs de débit mesurées en continu à partir du mois de janvier de l'année 2005 ont été ajoutées sur la figure) réalisées sur l'un des dix griffons (qui présentait *a priori* le débit le plus important) que compte la source Gourgouch.

La conductivité, dont la valeur moyenne est égale à 424 µS/cm et le coefficient de variation à 0,5 %, ne varie quasiment pas au cours de la période d'étude. La source n'est donc pas, ou très peu, réactive à la pluviosité.

La température moyenne de l'eau est de 11,3 °C et varie de 0,7 °C au cours de l'année. L'évolution de la température suit les cycles saisonniers mais présente un coefficient de variation faible, 1,6 % (Cf. figure 3.8). L'étendue de cette variation est pour partie imputable aux conditions de prise de mesure à l'émergence de la source qui ne dispose d'aucune protection ni d'aucun captage.

L'évolution du pH est également très stable au cours de l'année, le coefficient de variation est égal à 1,2 % seulement. Les valeurs de pH les plus faibles ont été mesurées à la fin de l'année 2005 et au début de l'année 2006. Cette période correspond à d'importants cumuls de précipitations provoquant une augmentation significative du débit de la source. Cet apport continu d'eau nouvelle dans le système a pour conséquence une hausse de la pression de CO_2 en son sein (Cf. figure 3.29) et une baisse du pH mesuré à la source (due à la mise en solution du CO_2).



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Q (m^3/h)	117,0	115,3	16,7	14,3 %	1,5 %	179,8	26/03/06	89,6	08/09/05
Cond. (µS/cm)	424	424	2,3	0,5 %	0,1 %	435	07/12/05	418	14/04/06
Temp. (°C)	11,3	11,3	0,2	1,6 %	0,2 %	11,7	21/10/04	11,0	10/03/05
pH	7,6	7,6	0,1	1,2 %	0,0 %	7,8	04/08/05	7,3	07/12/05

Figure 3.8 – Evolution hebdomadaire et résumé statistique du débit, de la conductivité, de la température et du pH de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06 (N = 101).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

Le débit de la source (mesuré dans le canal alimentant la pisciculture, Cf. § 4.6.2 du chapitre 1) varie de manière significative au cours des deux périodes hydrologiques observées (Cf. figure 3.8) : la période de hautes eaux commence au mois d'octobre au cours duquel le débit augmente légèrement mais c'est au mois de novembre que l'influence des pluies se manifeste réellement (changement de pente de la courbe, Cf. figure 3.8). La période de crue se poursuit jusqu'au mois de mai des années 2004 et 2005 et jusqu'au mois de mars de l'année 2006, au cours duquel elle

atteint son paroxysme (180 m³/h) après une fin d'année extrêmement pluvieuse (650 mm de pluie cumulée du mois d'octobre au mois de décembre). L'étiage de l'année 2005 a été particulièrement serré du fait d'un été relativement sec (42 mm mesurés à la pisciculture au mois de juin).

La figure 3.9 montre les résultats des coefficients et des volumes de tarissement calculés à partir de la formule de Maillet (Cf. équation 3.1 et équation 3.2) pour les périodes d'étiage des années 2004 et 2005. Les valeurs des coefficients de tarissement sont sensiblement plus faibles que pour la source des Mourtès (0,003 contre 0,004, Cf. § 1.1.3.1 de ce chapitre) alors que les volumes sont plus importants, les périodes d'étiage sont plus courtes à la source Gourgouch mais le débit moyen annuel est largement plus fort qu'à la source des Mourtès (117 m³/h contre 13 m³/h, Cf. figure 3.8 et figure 3.5).

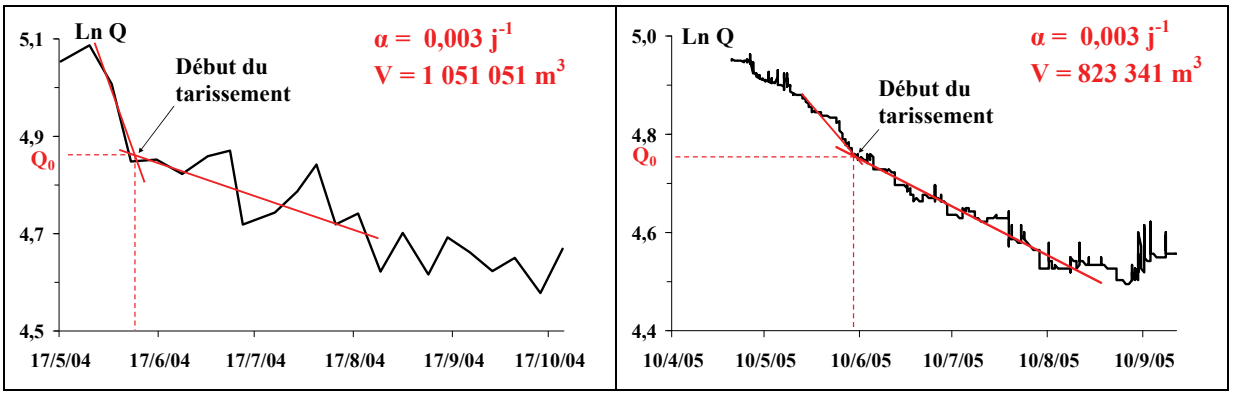
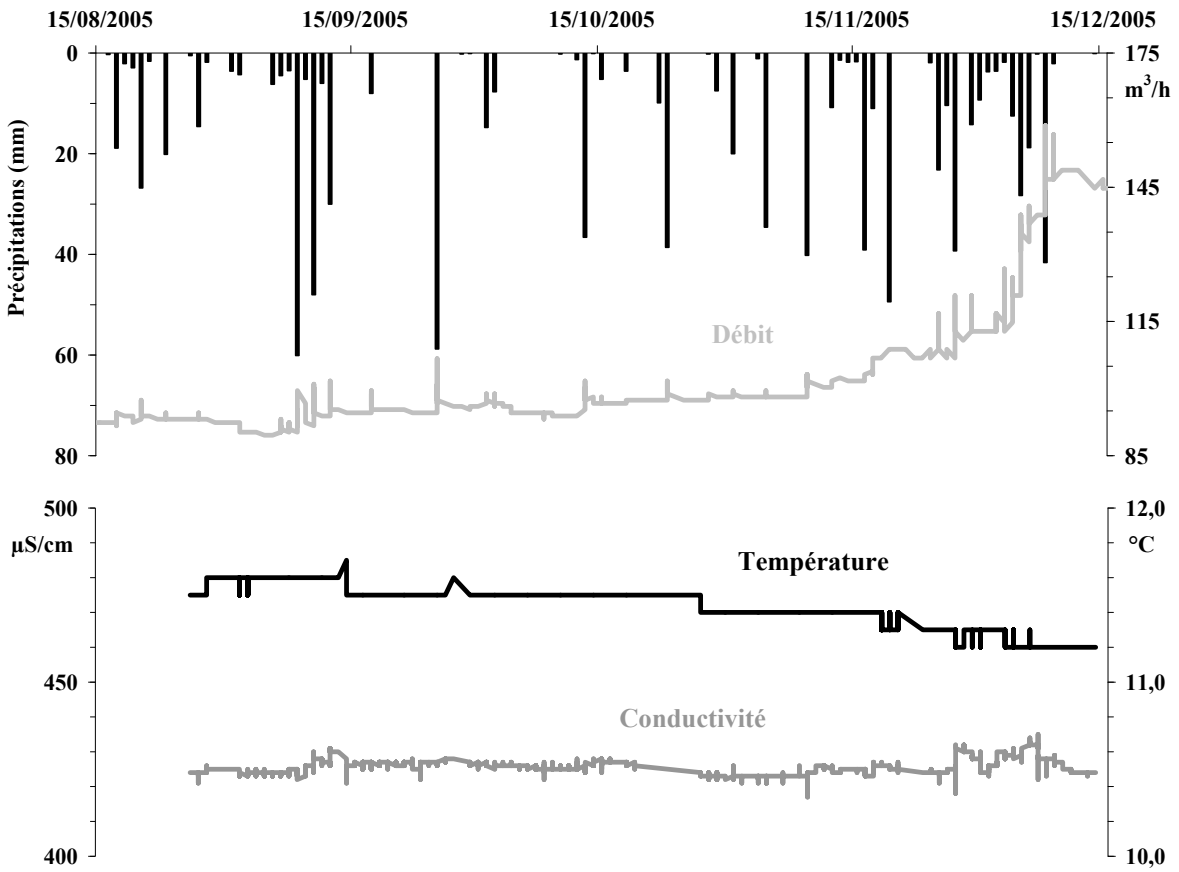


Figure 3.9 - Analyse des périodes de récession du débit de la source Gourgouch au cours de l'étiage des années 2004 (à gauche) et 2005 (à droite).

La figure 3.10 présente l'évolution de la conductivité et de la température enregistrée à l'aide d'un conductimètre WTW (Cf. § 4.6.1 du chapitre 1) du 26 août au 14 décembre de l'année 2005.

L'évolution des paramètres physico-chimiques est comparable à celle présentée en figure 3.8, peu de variations sont visibles au cours de cette période d'acquisition. Les coefficients de variation sont à nouveau très faibles : 0,5 % pour la conductivité et 0,9 % pour la température. A partir du mois de novembre, le débit de la source augmente de manière remarquable mais ne s'accompagne pas de perturbations particulières des signaux de la conductivité (une différence maximale de 10 µS/cm est enregistrée) ou de la température (qui baisse très légèrement du fait des changements saisonniers, Cf. *supra*).

Les paramètres physico-chimiques de la source Gourgouch montrent une grande stabilité au cours de l'année et sont très peu réactifs à la pluviosité. Le fonctionnement de cet aquifère présente donc de nombreuses similarités avec celui alimentant la source des Mourtès. Le réservoir de la source Gourgouch doit être de taille importante et capable d'homogénéiser les caractétistiques physico-chimiques malgré le mélange des eaux météoriques.



Moy.	Méd.	Ec. Type	Coef. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
425	426	1,9	0,5 %	-0,1 %	435	07/12/05	417	09/11/05
11,5	11,5	0,1	0,9 %	-0,4 %	11,7	14/09/05	11,2	28/11/05

Figure 3.10 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et du débit de l'eau de la source Gourgouch du 26.08.05 au 14.12.05 (N = 3 801).
N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

1.2 - Distribution des fréquences de conductivité

D'après Bakalowicz [1979], « la courbe de distribution d'un paramètre géochimique d'échantillons d'eau, représentatifs des variations saisonnières au cours d'un cycle hydrologique, donne une image convenable du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés ». La distribution des fréquences de minéralisation (ou de conductivité) est une méthode descriptive des variations hydrochimiques, établie par Bakalowicz en 1977, qui s'applique quasi systématiquement dans les études portant sur les exutoires des aquifères karstiques et plus généralement des systèmes carbonatés. Certains auteurs ont par ailleurs adapté ce type de calcul aux séries de données concernant la température afin de différencier le fonctionnement de certains aquifères karstiques [Freixes et *al.*, 1998].

Cette méthode consiste à considérer « *la courbe des variations de la minéralisation au cours du cycle hydrologique comme la fonction aléatoire de la variable régionalisée "minéralisation". La distribution de fréquence des valeurs de cette variable représente une loi de probabilité qui définit cette fonction aléatoire* ». La courbe obtenue permet d'une part, de mettre en évidence le fonctionnement des aquifères étudiés et d'autre part, de déterminer le degré de développement du système de drainage karstique en profondeur. Toutefois, ces interprétations n'ont de sens qu'à la condition que les échantillons (les mesures) soient suffisamment nombreux et répartis de manière homogène au cours du cycle hydrologique.

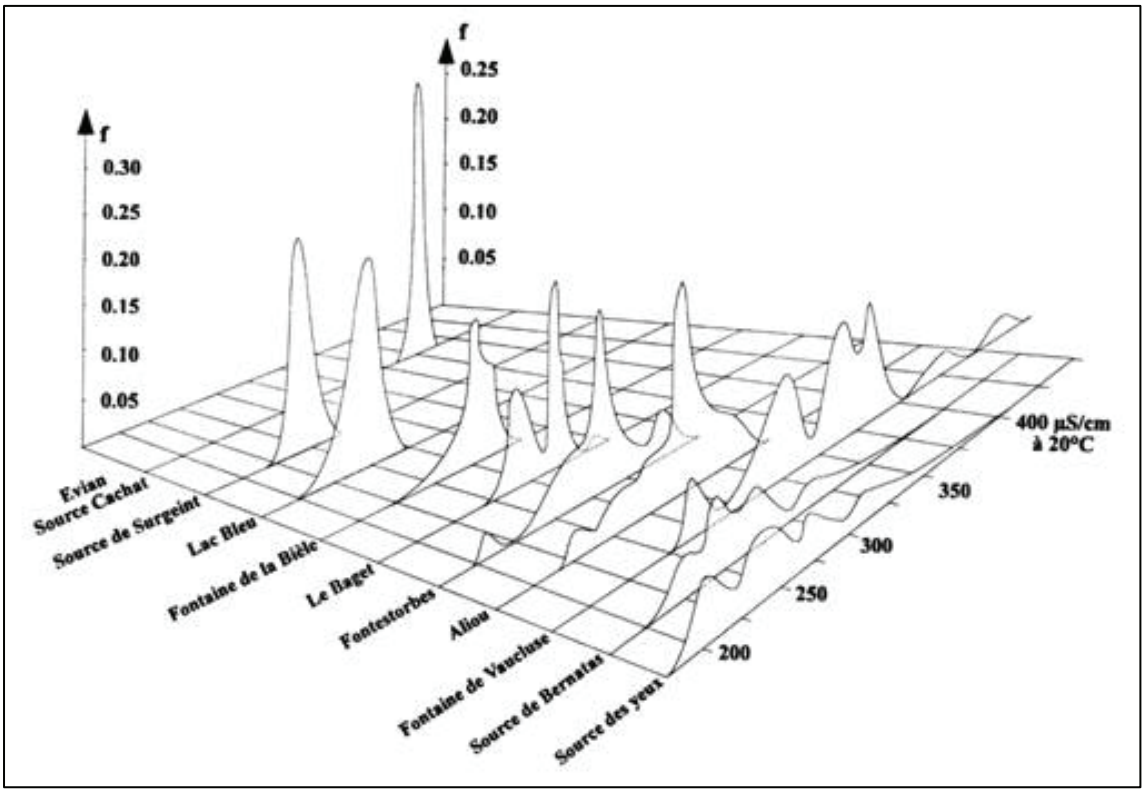


Figure 3.11 – Distribution de fréquence des valeurs de la conductivité des eaux de sources d'aquifères carbonatés poreux (Evian-Cachat), fissurés (Surgeint, Lac bleu) ou plus ou moins karstifiés [Bakalowicz, 1979].

A partir de divers exemples connus (Cf. figure 3.11) et représentatifs d'un mode de fonctionnement particulier (fissurés, poreux, karstifiés, etc.), Bakalowicz [1979] a proposé une classification des systèmes carbonatés en fonction des distributions de fréquence de minéralisation. Ainsi, des aquifères de type carbonaté fissuré ou poreux présenteront systématiquement une courbe de distribution unimodale et peu dispersée (Source d'Evian, de Surgeint ou du Lac Bleu, Cf. figure 3.11), traduisant une chimie homogène au cours du cycle hydrologique. En revanche, les aquifères karstiques montrent des courbes de distribution plurimodales et très étalées (sources de la Fontaine de Vaucluse, d'Aliou, de Bernatas, etc.) caractérisant une grande variabilité de la minéralisation au cours de l'année, due à un réseau de

drainage karstique complexe et bien développé. Il est alors possible de comparer n'importe quel aquifère carbonaté à ces systèmes de référence.

Cette méthode a été appliquée aux quatre systèmes étudiés dans les chaînons béarnais afin de caractériser leur mode de fonctionnement et le degré de développement de leur structure interne. A partir des données hebdomadaires de conductivité mesurée in situ, la distribution des fréquences relatives a ainsi été calculée pour chaque source.

1.2.1 – Données à un pas de temps hebdomadaire

Les mesures de conductivité sont réparties de manière homogène sur l'année calendaire et la taille des échantillons des quatre sources étudiées est suffisamment importante pour considérer les séries de données comme représentatives d'un cycle hydrologique complet (Cf. figure 3.12 et figure 3.13).

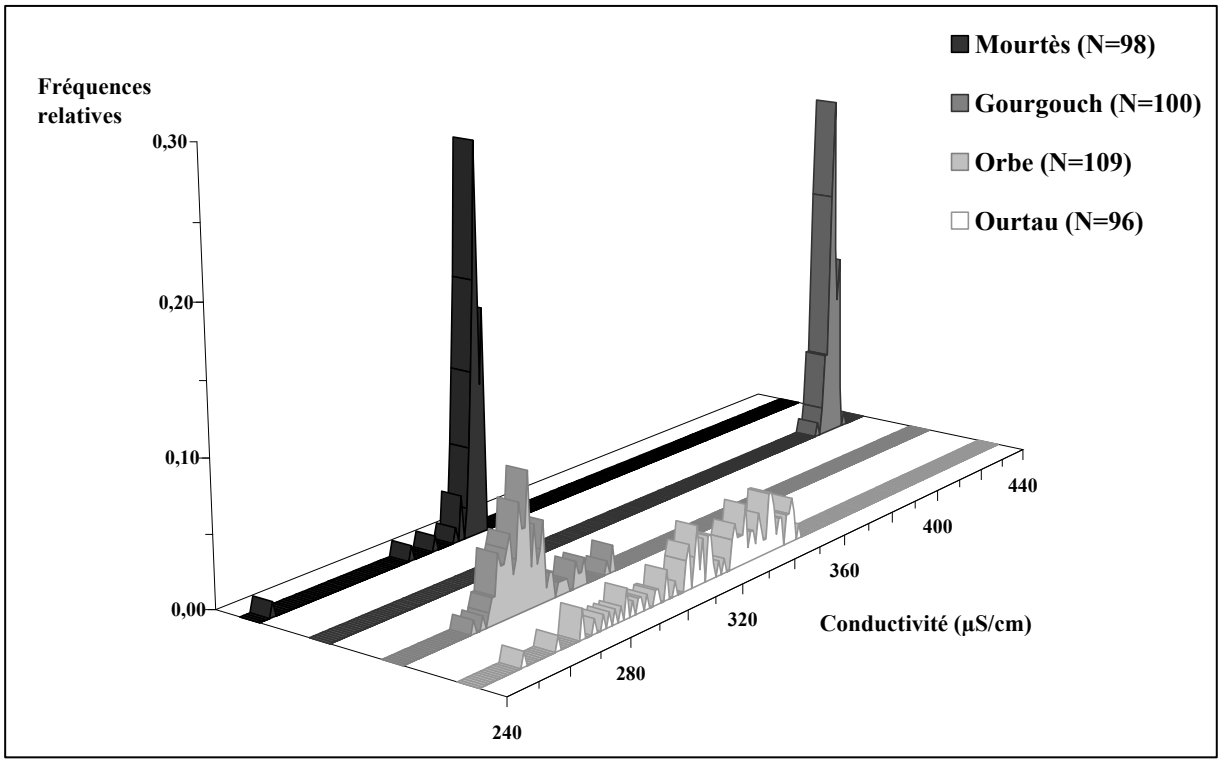


Figure 3.12 – Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours de deux cycles hydrologiques (2004-2006).

La figure 3.12 présente les quatre courbes de distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité mesurées au cours des deux cycles hydrologiques étudiés (du mois de février de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006). Deux types de distributions caractéristiques de deux types de comportement se distinguent clairement sur cette figure :

⇨ les sources de Mourtès et Gourgouch présentent des distributions de fréquence semblables et quasi unimodales, ce qui traduit une chimie homogène et une absence de réseau de drainage développé au sein du réservoir, qui caractérisent un aquifère carbonaté de type fissuré (ou poreux, Cf. figure 3.11).

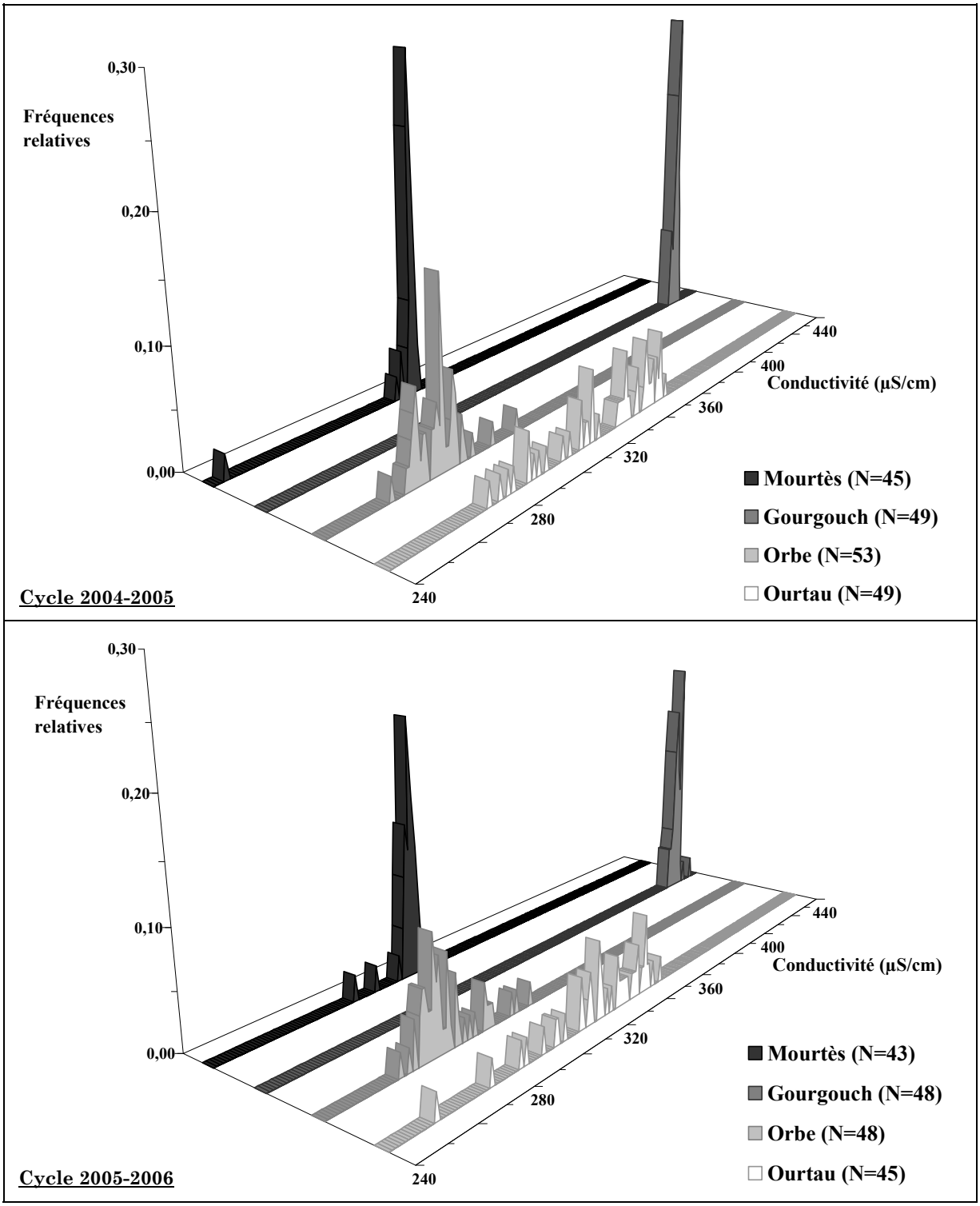


Figure 3.13 - Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006.

- ⇨ les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau montrent en revanche des distributions très étalées et plurimodales. Pour Mangin et Bakalowicz [1986] « la courbe de distribution de la minéralisation des eaux d'un exutoire karstique au cours d'un cycle hydrologique, apparaît comme un excellent descriptif hydrogéologique, définissant le degré de développement du karst fonctionnel » (Cf. figure 1.18). Compte tenu de la distribution des fréquences des valeurs de conductivité à l'Ourtau, il paraît évident que l'aquifère karstique alimentant la source possède un système de drainage annexe très développé (Cf. figure 1.18), provoquant des transferts d'eau rapides au sein de l'aquifère et une grande hétérogénéité de la chimie à l'exutoire au cours de l'année hydrologique. La Fontaine d'Orbe présente une distribution des fréquences moins étendue que l'Ourtau, indiquant une zone saturée *a priori* plus développée et qui tamponnerait l'influence des signaux d'entrée (précipitations) dans le système.

1.2.2 – Données à un pas de temps horaire

Le même type de calcul a été réalisé avec les données enregistrées (au cours du cycle hydrologique 2005-2006) à un pas de temps horaire par les sondes de mesure placées aux quatre émergences (Cf. § 4.6.1 du chapitre 1). Les résultats présentés sur la figure 3.14 montrent une distribution unimodale pour les sources de Mourtès et de Gourgouch semblable à celle observée précédemment (Cf. figure 3.12 et figure 3.13). La distribution des fréquences de conductivité des sources d'Orbe et de l'Ourtau est à nouveau plus étalée, toutefois la taille des séries de données est telle (Cf. figure 3.14) que les valeurs atypiques, correspondant aux épisodes de crue, n'apparaissent plus si distinctement sur les graphes, particulièrement pour la source de l'Ourtau.

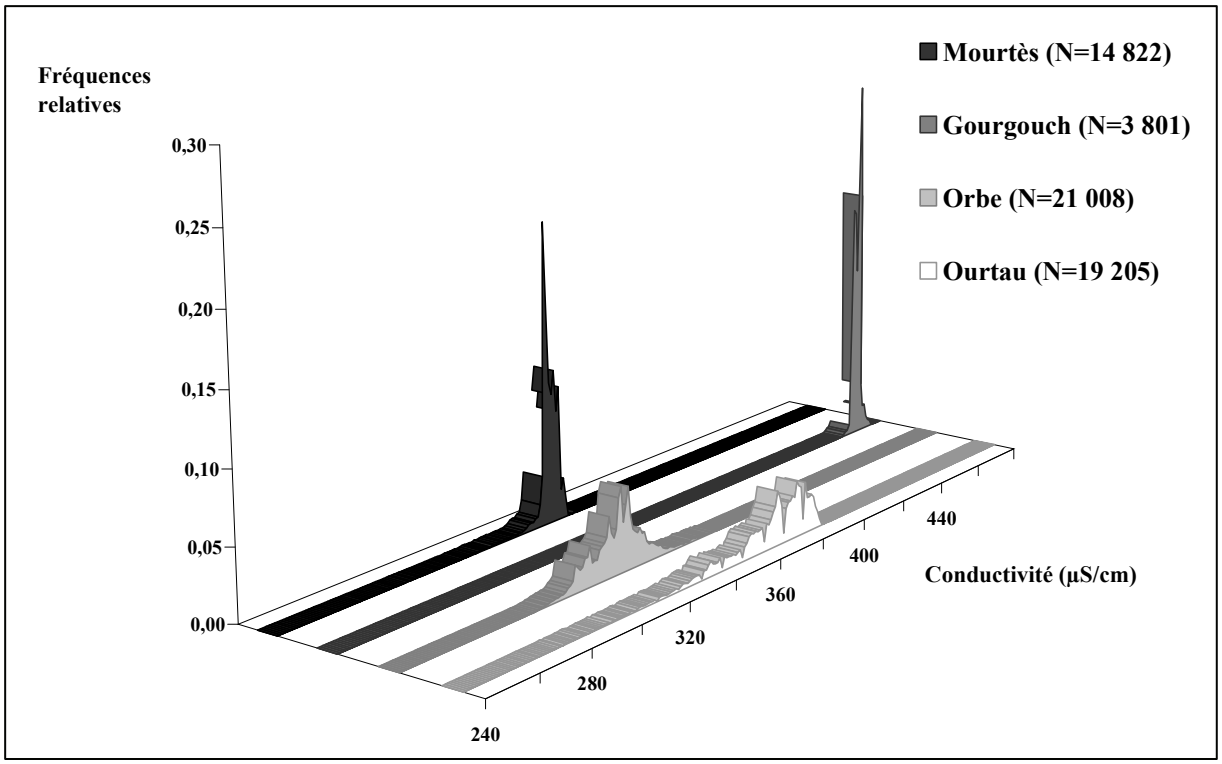


Figure 3.14 - Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours du cycle hydrologique 2005-2006.

1.3 – Conclusions

L'analyse de l'évolution des paramètres physico-chimiques des quatre sources étudiées a permis de les distinguer du point de vue de leur fonctionnement global. En effet, l'eau des sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau montre de fortes variations tant de la conductivité que de la température caractéristiques d'un aquifère karstique. Cependant, à partir de l'importante base de données disponible, grâce aux enregistrements en continu, il est possible de différencier en période de crue le fonctionnement de ces deux systèmes qui est directement lié à l'organisation et au développement de leur réseau karstique. Lors d'épisodes pluvieux intenses (étudiés en détail au § 3 de ce chapitre), la réponse des deux sources diffère : une hausse de la conductivité associée à une diminution de la température est, dans la plupart des cas, observée à la source de la Fontaine d'Orbe alors que dans le même temps la conductivité et la température baissent à la source de l'Ourtau.

Les sources Mourtès et Gourgouch présentent en revanche des comportements bien éloignés de ceux des deux autres émergences. Elles sont caractérisées par une grande stabilité de leurs paramètres physico-chimiques tout au long de l'année. Suite à des périodes de pluie prolongées l'eau de la source des Mourtès, dont le captage est le lieu d'infiltration d'eau de surface (ruissellement hypodermique), montre une chute brutale de sa conductivité et l'apparition d'un

pic de turbidité qui provoque une pollution bactériologique fréquente. Par ailleurs, contrairement aux systèmes karstiques alimentant les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, les aquifères de Mourtès et Gourgouch semblent disposer d'une réserve saturée permanente relativement importante. Cette dernière permettrait ainsi d'amortir l'influence de l'arrivée d'eaux nouvelles en leur sein et de tamponner les variations physico-chimiques conséquentes à ces infiltrations d'eaux météoriques.

Le tableau 3.2 présente les principaux enseignements réalisés à partir de l'analyse des variations des paramètres physico-chimiques (conductivité, température, turbidité, pH et débit) mesurés (de manière hebdomadaire) et enregistrés (à un pas de temps horaire) aux quatre sources ; les fluctuations à l'échelle de l'année (des saisons) et d'un l'évènement pluvieux ponctuel sont distinguées.

	Cond.		Temp.		pH		Turb.		Débit	
	Saison	Pluie	Saison	Pluie	Saison	Pluie	Saison	Pluie	Saison	Pluie
Or	oui	+ / -	oui	-	non	-		+	(oui)	+
Ou	oui	-	oui	-	non	-		+	(oui)	+
Mo	non	-	non	-	oui	-		+	oui	=
Go	non	=	oui	=	oui	=		-	oui	=

Tableau 3.2 – Synthèse des variations des paramètres physico-chimiques de l'eau des quatre sources au cours des saisons et d'un épisode pluvieux.
Or : Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès : Go : source Gourgouch ; Cond. : conductivité ; Temp. : température ; Turb. : turbidité ; + : augmentation de la valeur du paramètre ; - : diminition de la valeur du paramètre ; = : pas de variation ; (x) : variation supposée.

A la suite de l'analyse des données concernant les paramètres physico-chimiques, deux grands types de fonctionnement hydrogéologiques apparaissent donc dans les aquifères carbonatés des chaînons béarnais. Le paragraphe qui suit va s'attacher à caractériser d'un point de vue chimique ces différentes eaux afin de déterminer la nature des roches encaissantes qu'elles traversent et ainsi préciser les limites des bassins d'alimentation.

2 – HYDROCHIMIE DES SYSTEMES

Ce deuxième paragraphe décrit les chroniques de l'évolution de la chimie (ions majeurs) des eaux recueillies de manière hebdomadaire (parallèlement aux mesures des paramètres physico-chimiques) du mois de février de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006, soit deux cycles hydrologiques complets. Afin de caractériser la chimie des eaux et la nature des principaux réservoirs aquifères souterrains des chaînons béarnais, l'ensemble des données chimiques et physico-chimiques fera l'objet dans un premier temps, d'une analyse statistique descriptive puis dans un second temps, d'une étude des équilibres calco-carboniques (Cf. § 2.2 de ce chapitre) et enfin d'une analyse en composantes principales (Cf. § 2.3 de ce chapitre).

2.1 - Evolution de la chimie des eaux

Le tableau 3.3 et le tableau 3.4 synthétisent les principaux paramètres statistiques concernant l'ensemble des données physico-chimiques pour chacune des sources ; la plupart de ces valeurs statistiques a fait l'objet d'une analyse dans les paragraphes précédents (Cf. § 1.1 et 2.1 de ce chapitre) et ne sera pas nécessairement réinterprétée. De plus, les matrices des coefficients de corrélation entre variables pour les quatre sources étudiées sont présentées sur la figure 3.15.

Valeurs en mg/l	Moyenne				Médiane				Coeff. Var.				Maximum (date)				Minimum (date)			
	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go
Cond. (µS/cm)	279	322	308	424	278	328	310	424	3,4%	6,8%	2,4%	0,5%	314 (09/09/05)	352 (30/07/04)	313 (10/08/05)	435 (30/11/05)	261 (05/08/04)	254 (10/03/06)	243 (19/01/05)	418 (14/04/06)
T (°C)	11,3	10,0	10,6	11,3	11,1	10,0	10,6	11,3	5,6%	3,5%	0,9%	1,6%	12,6 (15/09/04)	10,6 (16/06/04)	11,0 (21/04/04)	11,7 (21/10/04)	10,4 (02/03/05)	9,1 (28/04/06)	10,5 (02/07/04)	11,0 (10/03/05)
pH	7,77	8,10	7,76	7,57	7,77	8,10	7,78	7,57	1,2%	1,1%	1,8%	1,2%	7,97 (21/04/05)	8,28 (10/03/06)	8,02 (24/02/06)	7,75 (04/08/05)	7,55 (29/07/05)	7,86 (16/06/04)	7,50 (01/09/04)	7,28 (30/11/05)
Cl^-	2,4	1,4	3,0	2,6	2,4	1,4	3,0	2,6	31,2%	28,3%	14,2%	18,0%	7,3 (03/03/06)	2,8 (19/01/05)	3,9 (28/07/05)	3,8 (25/11/04)	1,1 (05/08/04)	0,7 (17/02/06)	2,1 (10/03/05)	1,6 (04/03/05)
NO_3^-	2,3	2,1	5,5	2,4	2,1	1,9	5,5	2,1	35,6%	36,6%	16,7%	34,3%	5,2 (09/09/05)	5,0 (24/02/06)	10,5 (20/01/06)	6,9 (09/11/04)	1,0 (09/09/04)	1,0 (30/07/04)	3,9 (10/11/04)	1,5 (02/07/04)
SO_4^{2-}	12,1	20,7	13,2	14,4	11,6	20,7	13,4	14,2	34,9%	45,4%	15,1%	14,2%	21,4 (09/08/05)	42,0 (23/07/04)	18,1 (10/02/05)	19,7 (09/09/04)	4,5 (05/08/04)	2,6 (10/11/04)	9,6 (19/01/05)	10,7 (24/06/04)
HCO_3^-	150,1	171,6	164,2	253,4	151,3	170,8	164,7	253,8	7,8%	4,8%	5,5%	3,7%	187,9 (09/09/05)	191,5 (29/06/05)	181,8 (28/07/05)	274,5 (17/02/06)	117,1 (28/10/04)	140,3 (28/10/04)	125,7 (19/01/05)	207,4 (28/10/04)
Na^+	2,1	1,0	1,8	1,4	2,1	1,0	1,7	1,3	17,4%	23,1%	16,6%	18,6%	3,4 (07/07/05)	2,1 (08/06/05)	3,2 (12/01/05)	2,9 (16/03/05)	1,1 (28/10/04)	0,4 (08/06/04)	1,3 (28/10/04)	0,9 (24/06/04)
K^+	0,3	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	73,9%	63,8%	46,3%	44,8%	1,6 (21/04/05)	1,4 (14/09/05)	1,5 (14/04/06)	1,6 (14/04/05)	0,0 (09/09/05)	0,0 (09/09/05)	0,0 (09/09/05)	0,2 (28/10/04)
Mg^{2+}	3,1	15,3	6,6	22,2	3,2	15,5	6,6	22,3	20,6%	8,8%	10,5%	5,0%	4,4 (13/07/05)	19,2 (13/07/05)	9,6 (23/07/04)	24,7 (23/09/05)	1,4 (21/04/05)	10,5 (28/10/04)	4,2 (19/01/05)	17,7 (28/10/04)
Ca^{2+}	48,8	39,2	49,3	51,8	48,5	39,4	49,5	51,9	8,6%	8,6%	5,8%	3,9%	63,6 (09/09/05)	46,1 (29/06/05)	54,9 (13/07/05)	56,6 (28/07/05)	35,8 (28/10/04)	27,6 (28/10/04)	39,3 (28/10/04)	42,7 (28/10/04)

Tableau 3.3 - Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour les quatre sources.

Or : Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès ; Go : source Gourgouch ; Cond. : conductivité électrique ; T : température ; Coeff. Var. : coefficient de variation.

Valeurs en mg/l	Ecart type				Etendue				Quart. 0,25				Quart. 0,75				Interv. interquart.				Coeff. Asym.				Coeff. Aplat.			
	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go	Or	Ou	Mo	Go
Cond. (µS/cm)	9,4	21,9	7,5	2,3	53,0	98,0	70,0	17,0	273	311	308	423	283	340	311	426	10,0	29,5	3,0	3,0	1,3	-0,9	-7,3	0,8	2,4	0,2	61,0	3,9
T (°C)	0,6	0,3	0,1	0,2	2,2	1,5	0,5	0,7	10,9	9,8	10,6	11,2	11,9	10,2	10,7	11,5	1,0	0,4	0,1	0,3	0,4	-0,5	1,2	0,1	-1,1	-0,2	2,7	-1,1
pH	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,5	0,5	7,71	8,02	7,64	7,52	7,85	8,17	7,90	7,63	0,1	0,1	0,3	0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,6	-0,6	-1,3	0,6
Cl^-	0,7	0,4	0,4	0,5	6,2	2,1	1,8	2,1	2,0	1,1	2,7	2,4	2,7	1,6	3,2	2,8	0,7	0,6	0,5	0,5	2,9	0,7	-0,2	0,1	17,4	0,8	-0,4	0,2
NO_3^-	0,8	0,8	0,9	0,8	4,2	4,0	6,6	5,3	1,8	1,6	4,9	2,0	2,7	2,4	5,9	2,5	0,8	0,9	1,0	0,6	1,2	1,6	1,9	2,5	1,9	3,6	8,4	8,2
SO_4^{2-}	4,2	9,4	2,0	2,0	16,9	39,5	8,5	9,0	8,9	14,2	11,7	12,9	15,0	27,3	14,2	15,3	6,1	13,0	2,5	2,4	0,4	0,0	0,2	0,5	-0,6	-0,5	-0,2	0,0
HCO_3^-	11,7	8,3	9,1	9,3	70,8	51,2	56,1	67,1	140,3	165,9	161,0	247,7	158,6	176,9	169,6	258,6	18,3	11,0	8,5	11,0	0,2	-0,2	-1,3	-0,9	0,6	1,2	4,1	5,1
Na^+	0,4	0,2	0,3	0,3	2,3	1,6	1,8	1,9	1,9	0,9	1,6	1,2	2,3	1,1	1,9	1,5	0,4	0,2	0,3	0,3	0,7	1,3	1,8	2,2	2,2	4,9	4,9	10,1
K^+	0,2	0,2	0,2	0,2	1,6	1,4	1,5	1,4	0,2	0,2	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	2,7	1,8	0,3	4,5	12,4	8,0	4,5	31,3
Mg^{2+}	0,6	1,3	0,7	1,1	3,0	8,7	5,3	7,0	2,7	14,5	6,2	21,5	3,6	16,3	6,9	22,9	0,9	1,8	0,7	1,4	-0,5	-0,5	1,6	-0,8	0,0	1,4	8,4	1,8
Ca^{2+}	4,2	3,4	2,9	2,0	27,8	18,5	15,6	13,9	46,0	36,9	48,2	50,5	51,2	41,7	51,4	53,0	5,2	4,8	3,2	2,5	0,3	-0,5	-1,1	-0,8	1,4	0,3	2,1	3,3

Tableau 3.4 – Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour les quatre sources (suite).

Or : Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès ; Go : source Gourgouch ; Cond. : conductivité électrique ; T : température ; Quart. 0,25 : deuxième quartile ; Quart. 0,75 : troisième quartile ; Interv. Interquart. : intervalle interquartile ; Coeff. Asym. : coefficient d'asymétrie ; Coeff. Aplat. : coefficient d'aplatissement.

Orbe

	Cond.	T	pH	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Cond.	**1,00**										
T	0,02	**1,00**									
pH	**-0,31**	**-0,56**	**1,00**								
Cl^-	0,08	-0,20	-0,03	**1,00**							
NO_3^-	**0,49**	**-0,40**	-0,03	**0,34**	**1,00**						
SO_4^{2-}	-0,19	**0,58**	**-0,35**	0,28	**-0,34**	**1,00**					
HCO_3^-	**0,41**	**-0,42**	0,05	0,25	**0,56**	**-0,42**	**1,00**				
Na^+	**-0,31**	-0,02	-0,03	0,27	-0,17	**0,41**	0,14	**1,00**			
K^+	-0,27	-0,06	0,12	0,00	-0,21	-0,06	-0,09	**0,34**	**1,00**		
Mg^{2+}	-0,27	**0,46**	**-0,31**	0,11	**-0,48**	0,82	-0,36	**0,50**	0,03	**1,00**	
Ca^{2+}	**0,44**	-0,38	0,10	**0,48**	**0,58**	-0,20	**0,86**	0,19	-0,17	-0,29	**1,00**

Ourtau

	Cond.	T	pH	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Cond.	**1,00**										
T	**0,89**	**1,00**									
pH	**-0,37**	**-0,45**	**1,00**								
Cl^-	-0,12	-0,29	0,32	**1,00**							
NO_3^-	-0,28	**-0,36**	**0,33**	**0,44**	**1,00**						
SO_4^{2-}	**0,79**	**0,71**	-0,17	-0,04	-0,07	**1,00**					
HCO_3^-	0,31	0,18	0,02	0,08	0,32	0,29	**1,00**				
Na^+	0,12	0,04	0,07	0,11	0,22	**0,33**	**0,50**	**1,00**			
K^+	0,29	0,30	-0,18	0,01	0,03	0,29	0,30	**0,47**	**1,00**		
Mg^{2+}	**0,65**	**0,53**	-0,06	0,10	0,10	**0,76**	**0,68**	**0,54**	**0,39**	**1,00**	
Ca^{2+}	**0,62**	**0,47**	0,00	0,08	0,16	**0,81**	**0,68**	**0,52**	**0,34**	**0,85**	**1,00**

Mourtès

	Cond.	T	pH	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Cond.	**1,00**										
T	-0,24	**1,00**									
pH	-0,22	-0,20	**1,00**								
Cl^-	-0,06	-0,08	-0,27	**1,00**							
NO_3^-	0,09	-0,26	0,04	**0,44**	**1,00**						
SO_4^{2-}	0,23	-0,28	-0,12	**0,72**	**0,43**	**1,00**					
HCO_3^-	**0,38**	-0,09	0,09	-0,31	0,01	-0,13	**1,00**				
Na^+	0,09	-0,01	0,07	-0,13	-0,08	-0,05	**0,41**	**1,00**			
K^+	-0,11	-0,11	0,09	-0,04	-0,10	-0,03	0,04	0,33	**1,00**		
Mg^{2+}	**0,38**	**-0,34**	0,10	0,14	0,24	0,22	0,27	0,14	0,04	**1,00**	
Ca^{2+}	0,32	-0,08	0,15	-0,16	0,08	0,07	**0,82**	**0,35**	0,10	0,03	**1,00**

Gourgouch

	Cond.	T	pH	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Cond.	**1,00**										
T	0,02	**1,00**									
pH	**-0,34**	**-0,35**	**1,00**								
Cl^-	-0,06	0,07	-0,11	**1,00**							
NO_3^-	-0,21	-0,17	0,04	**0,38**	**1,00**						
SO_4^{2-}	-0,09	0,23	-0,21	**0,44**	0,27	**1,00**					
HCO_3^-	0,07	**-0,39**	0,04	-0,23	0,21	-0,13	**1,00**				
Na^+	0,01	-0,23	0,33	**-0,37**	0,00	-0,11	**0,42**	**1,00**			
K^+	0,07	-0,13	0,20	-0,11	0,04	-0,07	0,28	**0,47**	**1,00**		
Mg^{2+}	0,11	**-0,53**	0,15	-0,22	0,17	-0,05	**0,73**	**0,57**	0,32	**1,00**	
Ca^{2+}	-0,11	-0,22	0,09	-0,07	0,14	0,04	**0,69**	**0,40**	0,25	**0,64**	**1,00**

Figure 3.15 – Matrices des coefficients de corrélation entre variables pour les quatre sources (les valeurs très hautement significatives sont indiquées en gras).

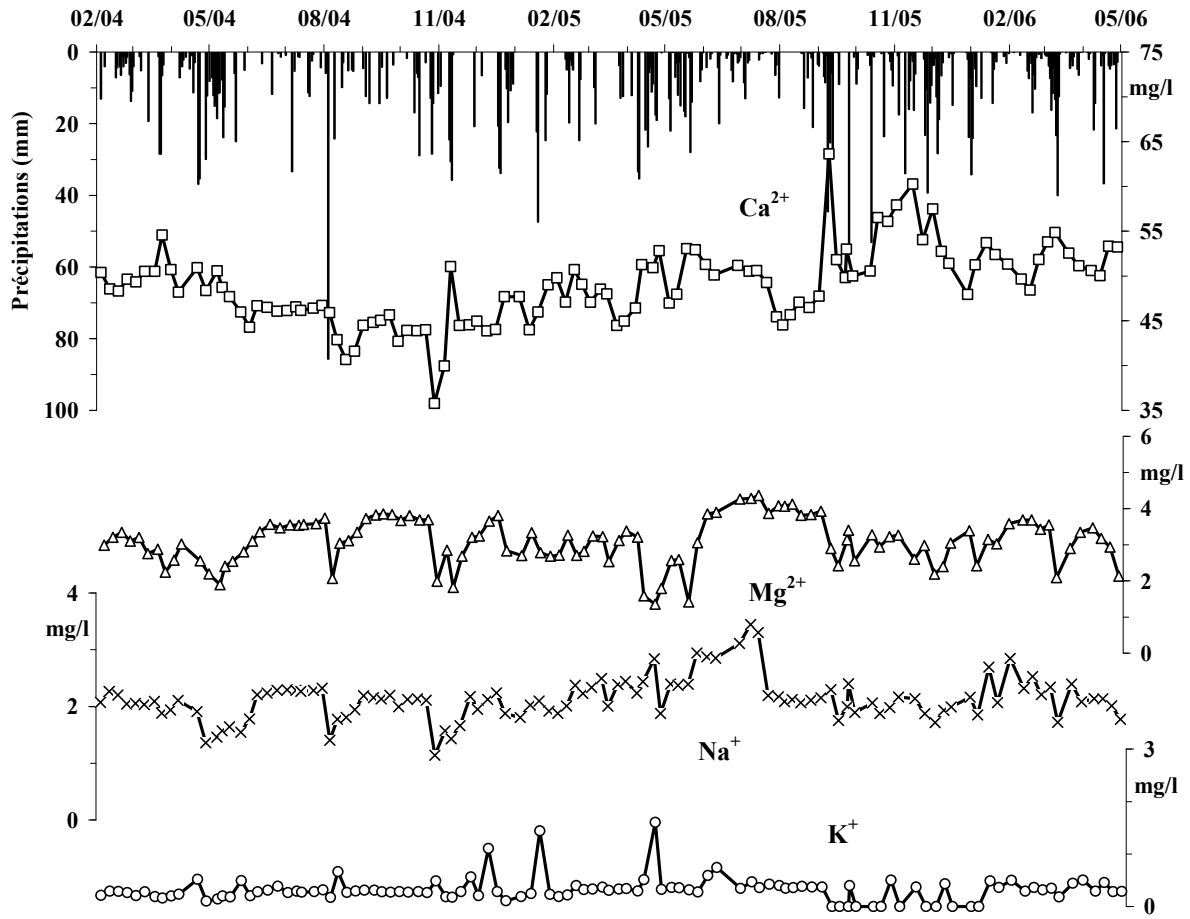
2.1.1 – Source de la Fontaine d'Orbe

Les figures 3.16 et 3.17 présentent les résultats des analyses chimiques (respectivement des cations et des anions) réalisées à partir des prélèvements d'eau hebdomadaires à la Fontaine d'Orbe depuis le mois de février de l'année 2004 jusqu'au mois d'avril de l'année 2006. Ces chroniques apportent plusieurs informations :

- ⇨ premièrement, le calcium est le cation le plus abondant avec une concentration moyenne de 48,8 mg/l (Cf. figure 3.16) et les ions bicarbonates sont les anions les plus présents avec 150,1 mg/l en moyenne (Cf. figure 3.17), l'eau présente donc un faciès chimique bicarbonaté calcique (Cf. diagramme de Piper en figure 3.25). Les coefficients de variation de ces deux ions montrent par ailleurs les valeurs les plus faibles (8,6 % pour le calcium et 7,8 % pour les bicarbonates). Ce résultat concorde bien avec la nature calcaire de l'aquifère (d'âge crétacé inférieur à faciès urgonien). Les variations des concentrations de ces deux ions sont parfaitement corrélées tout au long de l'année, le coefficient de corrélation entre ces deux variables est de 0,86 et l'indépendance des variables Ca^{2+}/HCO_3^- est rejetée de façon très hautement significative. Ces fluctuations correspondent de plus à celles de la minéralisation (ou de la conductivité) décrites au paragraphe 1.1.1 ; l'indépendance des variables Ca^{2+}/Conductivité et HCO_3^- /Conductivité est rejetée de façon très hautement significative (Cf. figure 3.15). Lors de certains épisodes de crue (au début du mois de septembre ou au mois de novembre de l'année 2005, Cf. figure 3.16 et figure 3.17) l'eau de la Fontaine d'Orbe a été marquée par une hausse de la concentration en calcium et en ions hydrogénocarbonates.

- ⇨ deuxièmement, l'eau de la Fontaine d'Orbe est très peu chargée en magnésium (3,1 mg/l en moyenne), ce qui permettra de distinguer les eaux provenant de l'aquifère calcaire crétacé (Orbe) et celles émergeant de l'aquifère dolomitique jurassique (Ourtau et Gourgouch, Cf. § 2.1.2 et 2.1.4 de ce chapitre). En effet, le magnésium dans les eaux souterraines des chaînons béarnais peut potentiellement provenir soit, de la présence de formations dolomitiques sédimentaires (du Bathonien-Oxfordien essentiellement et du Lias inférieur dans une moindre mesure) soit, des formations magmatiques riches en minéraux ferromagnésiens (ce qui *a priori* semble peu probable compte tenu de l'existence d'un niveau argileux imperméable au contact calcaires/ophites). Le niveau dolomitique se résume à une dizaine de mètres d'épaisseur dans le Lias du chaînon d'Arette. Par ailleurs, la teneur en magnésium est également un indicateur du temps de résidence de l'eau dans un aquifère souterrain (la dolomite ayant une constante de dissociation dans l'eau beaucoup plus faible que celle de la calcite, Cf. tableau 1.2), il est donc possible de penser que les eaux de la Fontaine d'Orbe ne séjournent pas longtemps dans le réservoir et se renouvellent rapidement en son sein. Cependant, il

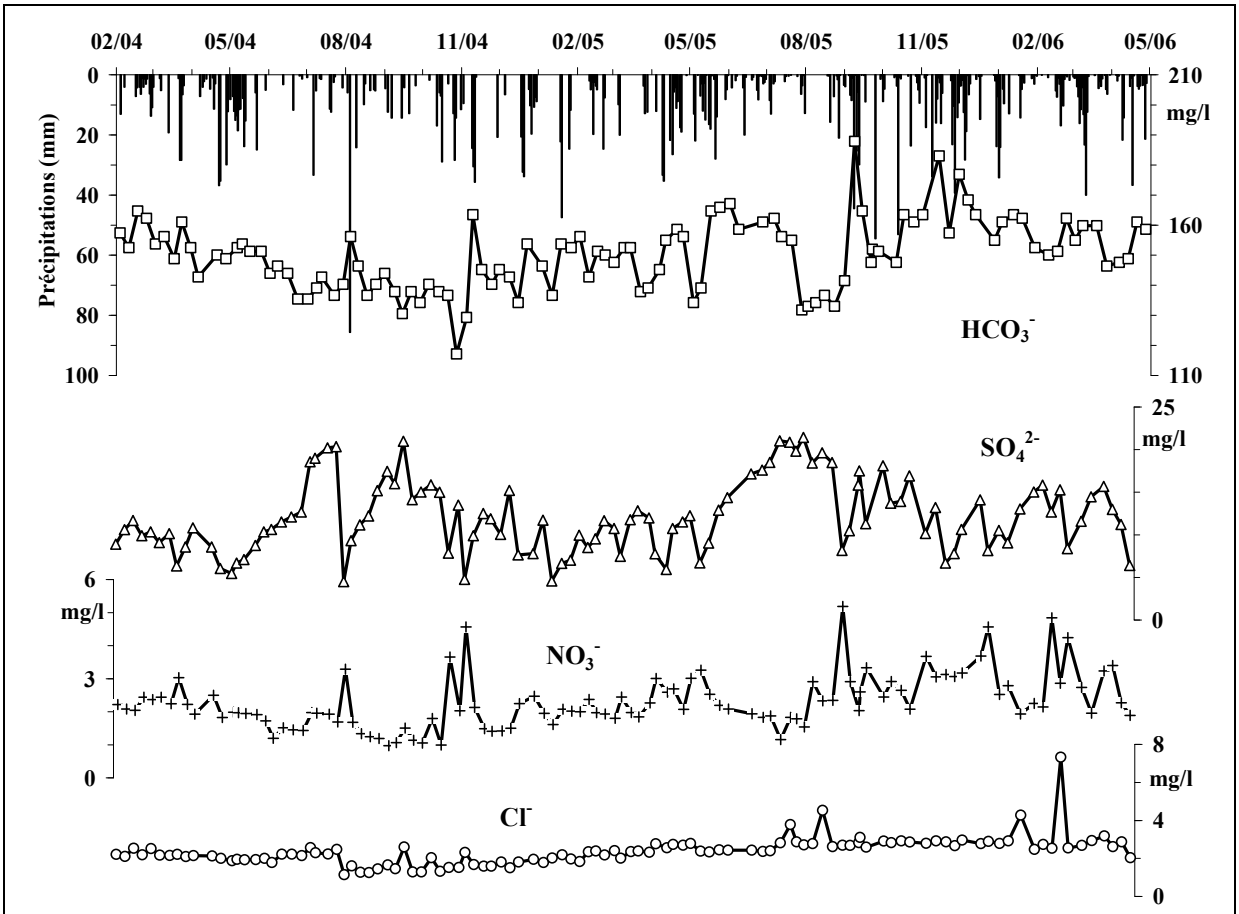
faut retenir que la puissance du niveau dolomitique est ici relativement faible. Au cours d'épisodes de pluie intenses ou de longue durée, la concentration en magnésium dans l'eau de la Fontaine d'Orbe a tendance à diminuer, par exemple au début du mois d'août de l'année 2004 ou encore au cours des mois d'avril et de mai de l'année 2005 (Cf. figure 3.16). En revanche, lors des périodes relativement sèches, comme par exemple du mois de juin au mois d'octobre de l'année 2004 ou encore du mois de juin au mois de septembre de l'année 2006 (Cf. figure 3.16), les valeurs des concentrations restent stables autour de 4 mg/l.



N=109	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Ca^{2+}	48,8	48,5	4,2	8,6 %	0,5 %	63,6	09/09/05	35,8	28/10/04
Mg^{2+}	3,1	3,2	0,6	20,7 %	-2,4 %	4,4	13/07/05	1,4	21/04/05
Na^{+}	2,1	2,1	0,4	17,5 %	0,2 %	3,4	07/07/05	1,1	28/10/04
K^{+}	0,4	0,3	0,2	61,6 %	13,2 %	1,6	21/04/05	0,1	28/04/04

Figure 3.16 – Evolution des concentrations en cations de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.02.04 au 28.04.06. N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

⇨ troisièmement, les concentrations en ions chlorures obtenues lors du suivi sont faibles (2,4 mg/l en moyenne) mais classiques pour des eaux souterraines dans ce type de contexte géographique. De plus, elles sont cohérentes avec l'apport d'origine atmosphérique égal à 1,5 mg/l (et à environ 5 mg/l en tenant compte du facteur de concentration du à l'évapotranspiration) déterminé au paragraphe 5.4.1.1 du chapitre 1 (Cf. tableau 1.20). A la fin de la période d'étiage de l'année 2004 (au mois de septembre), les valeurs des concentrations sont inférieures à la moyenne et il faut attendre le début de la période hivernale pour qu'elles passent au-dessus des 2 mg/l. Ainsi, l'influence de la recharge du système par les eaux de pluies se manifesterait à cette période, sachant que l'ion chlorure caractérise généralement l'origine superficielle des eaux. Il est intéressant de noter que les pics de concentration des chlorures, sur la chronique présentée ci-dessous, sont généralement associés aux pics de nitrates.



N = 109	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
HCO_3^-	150,1	151,3	11,7	7,8 %	- 0,8 %	187,9	09/09/05	117,1	28/10/04
SO_4^{2-}	12,1	11,6	4,2	35,1 %	4,3 %	21,4	09/08/05	4,5	05/08/04
NO_3^-	2,3	2,1	0,8	35,8 %	9,0 %	5,2	09/09/05	1,0	09/09/04
Cl^-	2,4	2,4	0,7	31,3 %	0,4 %	7,3	03/03/06	1,1	05/08/04

Figure 3.17 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.02.04 au 28.04.06. N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

- ⇨ quatrièmement, les concentrations en nitrates sont faibles, 2,4 mg/l en moyenne (compatible avec une origine naturelle), avec cependant quelques pics marqués, par exemple au mois de novembre de l'année 2004 ou au mois de septembre de l'année 2006 (Cf. figure 3.17). Les pics de concentration en nitrates se produisent systématiquement en périodes de crue et caractérisent donc l'origine superficielle des eaux. Ils sont de plus généralement associés à de la turbidité (Cf. § 1.1.1 et 3.3.2 de ce chapitre).

- ⇨ cinquièmement, les concentrations en sulfates sont relativement élevées (12,1 mg/l en moyenne) et très variables (coefficient de variation 35,1 %). Les valeurs élevées en sulfates correspondent à des périodes pendant lesquelles il ne pleut pas. Les concentrations les plus fortes (aux environs de 20 mg/l, Cf. figure 3.17) ont été mesurées au cours de l'été de l'année 2005 qui a été particulièrement sec (108 mm de pluie cumulés aux mois de juin et de juillet). D'après les résultats des analyses réalisées sur les précipitations recueillies à Arette (Cf. § 5.4.1.1 du chapitre 1), les eaux météoriques apportent en moyenne 3,6 mg/l de sulfates (Cf. tableau 1.20) ce qui ne peut expliquer les concentrations supérieures à 15 ou 20 mg/l obtenues dans l'eau de la Fontaine d'Orbe. Les sulfates ont donc une autre origine. Une des hypothèses quant à leur origine est qu'ils pourraient provenir de la dissolution d'anhydrite (ou de gypse) ou encore de l'oxydation de la pyrite (dont la présence a été décelée à partir des analyses aux rayons X, Cf. annexe n°11) présentes dans les formations argileuses de couleur bariolée observée au contact des calcaires et des ophites. Les traçages ont montré qu'une partie de l'eau est *a priori* amenée à circuler le long de ce contact imperméable au sud de la zone d'alimentation (Cf. § 3.3 du chapitre 2) et pourrait à ce moment-là se charger en ions sulfates. Les nombreuses dolines et avens découverts le long de ce contact sont des indices de l'existence d'un plan de circulation privilégiée pour les eaux météoriques infiltrées. Les limites du bassin versant supposées seraient alors confirmées (Cf. § 3.3.3 du chapitre 2 ; Rey et *al.*, 2004a). Par ailleurs, les variations des concentrations en sulfates et en calcium ne présentent aucune corrélation particulière (le coefficient de corrélation Ca^{2+}/SO_4^{2-} est égal à – 0,20 et l'indépendance des variables n'est pas rejetée, Cf. figure 3.15) contrairement à la source de l'Ourtau pour laquelle ces deux éléments sont corrélées de façon très hautement significative (le coefficient de corrélation Ca^{2+}/SO_4^{2-} est égal à 0,81, Cf. figure 3.15). Ceci peut s'expliquer par le fonctionnement *a priori* distinct des deux systèmes au cours des périodes de crue. Les eaux qui alimentent la Fontaine d'Orbe lors d'un évènement pluvieux sont, dans la grande majorité des cas (Cf. § 3.1 de ce chapitre), plus minéralisées que celles s'écoulant en période sèche. Pour tenter d'expliquer cette situation il est possible d'imaginer que ces eaux proviennent de la vidange de conduits karstique situés dans la zone non saturée qui sont périodiquement mis en charge. Ainsi, l'augmentation de la conductivité correspond exclusivement à une hausse des concentrations en calcium et

hydrogénocarbonates (le coefficient de corrélation Ca^{2+}/HCO_3^{--} est égal à 0,81, Cf. figure 3.15) due à une dissolution prolongée et accentuée de la matrice carbonatée (les eaux de la zone non saturée fonctionnant en système ouvert sur le CO_2 du sol et sont donc potentiellement plus agressives vis-à-vis des carbonates). Les eaux, rencontrées en régime non perturbé (c'est-à-dire sans pluie), sont caractérisées par des concentrations en sulfates élevées, il est effectivement possible d'imaginer que les eaux de la zone noyée de l'aquifère karstique (qui participe majoritairement à l'alimentation du débit d'étiage) circulent un certain temps au contact des argiles d'origine hydrothermale, ce qui renforcerait l'idée selon laquelle l'ophite est intrusive dans le massif calcaire. Pour la source de l'Ourtau, les périodes de crue sont marquées par l'arrivée d'eaux superficielles à l'exutoire, qui présentent des concentrations en sulfates, calcium et hydrogénocarbonates relativement faibles alors qu'en période d'étiage les eaux sont beaucoup plus minéralisées grâce à des concentrations en sulfates et en calcium élevées. Ceci explique donc la forte corrélation calculée entre les concentrations des ions sulfates et calcium pour cette source.

Les concentrations en anions et en cations sont variables au cours du temps et confirment les conclusions obtenues à partir des paramètres physico-chimiques. Les variations brutales de la composition chimique de l'eau avec les précipitations sont la signature du fonctionnement karstique de l'aquifère. Les périodes de fortes pluies sont généralement marquées par des baisses de concentration en magnésium et sulfates et une hausse des concentrations en calcium, hydrogénocarbonates, nitrates et chlorures (dans une moindre mesure).

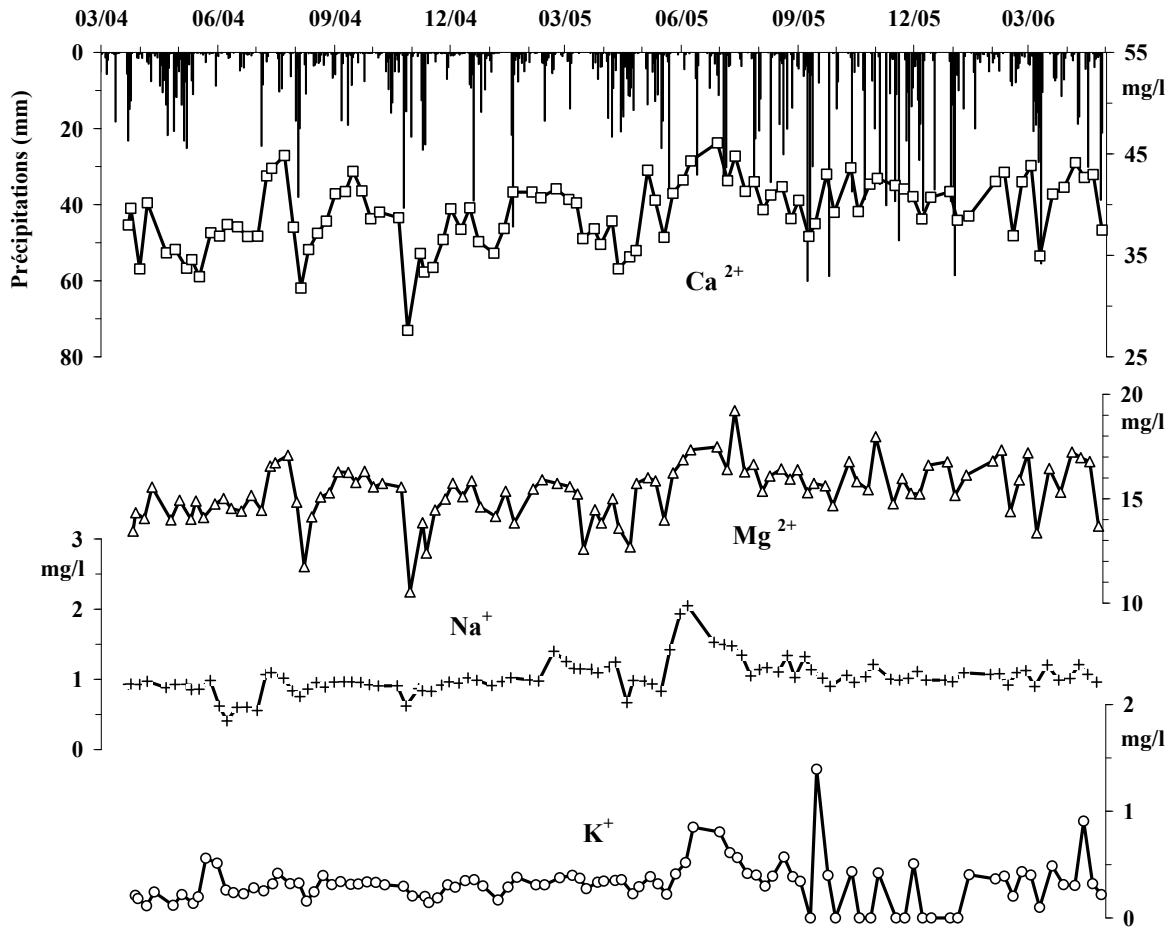
La source de la Fontaine d'Orbe reste une ressource en eau vulnérable [Rey et al., 2005a] de par sa nature karstique (épisodes turbides récurrents, Cf. § 3.3.2 de ce chapitre) mais également une eau de bonne qualité pour peu qu'elle soit surveillée (notamment après de fortes pluies) et protégée par l'intermédiaire des périmètres de protection immédiats et satellites au niveau des nombreux avens [Cf. § 3.3.3 du chapitre 2 et Sourisseau, 2002].

2.1.2 – Source de l'Ourtau

La figure 3.18 et la figure 3.19 présentent les résultats des analyses chimiques hebdomadaires réalisées à la source de l'Ourtau. Le faciès chimique de l'eau est caractérisé par deux composantes ioniques majeures : bicarbonatée (171,6 mg/l en moyenne) et calcique (39,2 mg/l en moyenne) et dans une moindre mesure magnésienne. Ce résultat est cohérent avec le fait que l'eau émerge de la puissante formation des calcaires du Kimméridgien (200 m d'épaisseur en moyenne). De plus, la présence des dolomies du Bathonien-Oxfordien (Cf. figure 1.23), qui constituent en grande partie le réservoir alimentant la source, explique les teneurs

élevées en magnésium (15,3 mg/l en moyenne). Ces valeurs varient du simple au double en fonction des périodes hydrologiques (de 10,5 mg/l au mois d'octobre de l'année 2004 à 19,2 mg/l au début du mois de juillet de l'année 2005, Cf. figure 3.18), indiquant l'influence du mélange des eaux météoriques dans le réservoir karstique. Les baisses de concentration en magnésium à l'exutoire ainsi que celles en calcium et en hydrogénocarbonates visibles sur la figure 3.18 correspondent quasi systématiquement à un pic de pluviosité. Les variations de ces trois ions sont en effet très bien corrélées : les coefficients de corrélation des couples de variable Ca^{2+}/HCO_3^-, Ca^{2+}/Mg^{2+} et Mg^{2+}/ HCO_3^- sont respectivement égaux à 0,68, à 0,85 et à 0,68.

Les concentrations en sulfates ont une évolution similaire à celles du magnésium (coefficient de corrélation de 0,76), elles sont effectivement très dépendantes des précipitations et particulièrement marquées selon les saisons : 42,0 mg/l au mois de juillet et seulement 2,6 mg/l au mois de novembre de l'année 2004. Cette évolution explique un fort coefficient de variation égal à 45,7 % (Cf. figure 3.19). Les concentrations en sulfates restent relativement élevées (la moyenne sur la période d'étude s'élevant à 20,7 mg/l) pour une eau de source alimentée par un aquifère de nature calcaire et dolomitique. Compte tenu du contexte géologique semblable à celui de la Fontaine d'Orbe, l'origine de ces ions serait *a priori* imputée à la présence d'argiles associées systématiquement aux nombreux pointements d'ophites ou de teschénites relevés le long de la limite entre le premier et le second chaînon béarnais (Cf. figure 1.23). Ce niveau argileux est rarement visible à l'affleurement dans ce secteur, il a été en revanche clairement identifié grâce aux résultats du panneau électrique réalisé à la limite sud des formations carbonatées jurassiques (Cf. § 2.3.1 du chapitre 2). Les sulfates proviendraient donc de la dissolution de l'anhydrite (ou de gypse) et de pyrite présente dans cette couche argileuse (Cf. § 2.2.5 du chapitre 2) qui est par ailleurs très peu perméable et qui limiterait le bassin versant d'alimentation de la source de l'Ourtau.

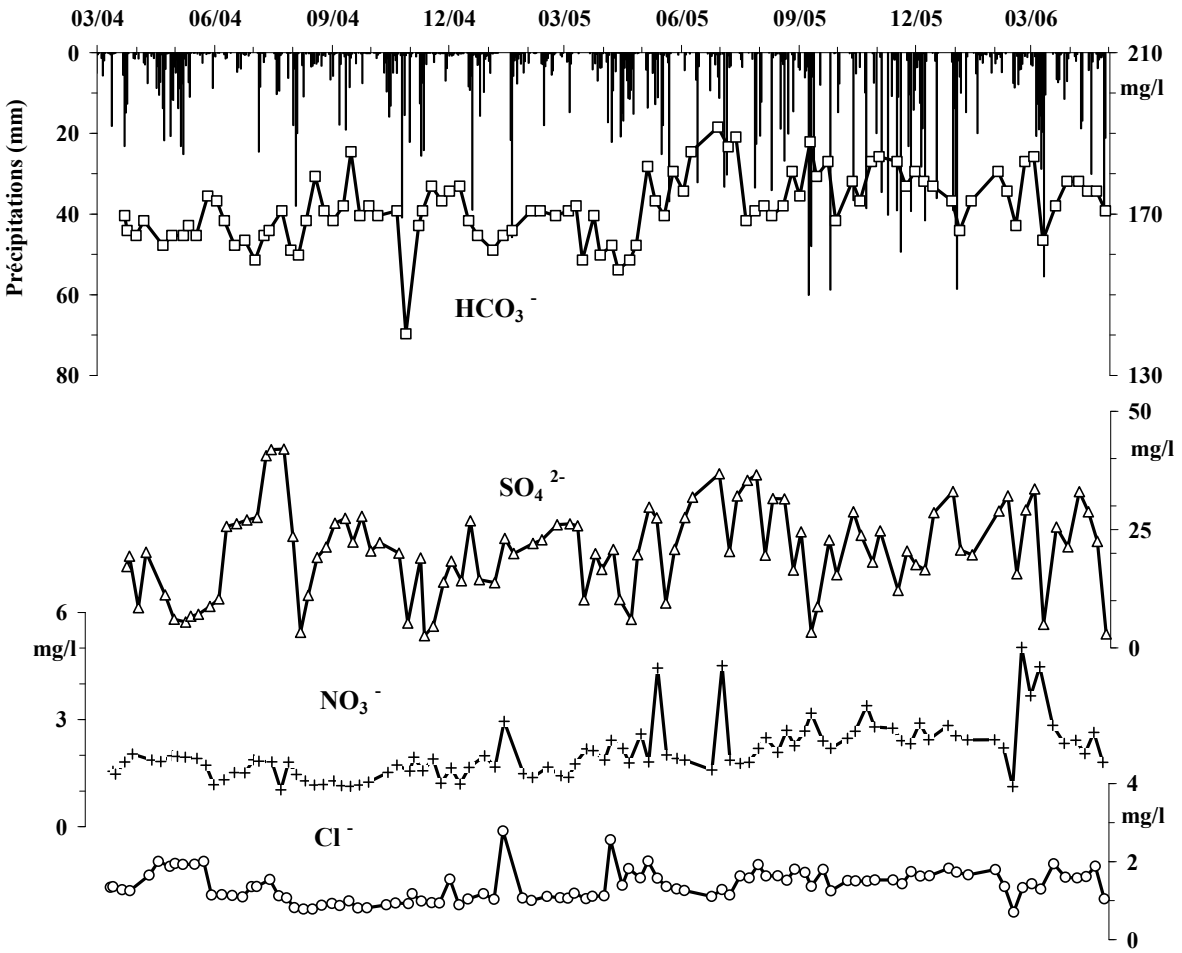


N = 98	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Ca^{2+}	39,2	39,4	3,4	8,6 %	-0,6 %	46,1	29/06/05	27,6	28/10/04
Mg^{2+}	15,3	15,5	1,4	8,8 %	-0,7 %	19,2	13/07/05	10,5	28/10/04
Na^{+}	1,0	1,0	0,2	23,3 %	3,6 %	2,1	08/06/05	0,4	08/06/04
K^{+}	0,3	0,3	0,2	64,1 %	1,2 %	1,4	14/09/05	0,0	09/09/05

Figure 3.18 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source de l'Ourtau du 22.03.04 au 28.04.06.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

La valeur moyenne en ions chlorures est de 1,4 mg/l en moyenne et correspond à celle obtenue dans les pluies recueillies à Arette (Cf. tableau 1.20). Les rares pics de concentration en chlorures (une valeur maximale de 2,8 mg/l atteinte au mois de janvier de l'année 2005) correspondent aux épisodes de forte pluviosité, traduisant l'arrivée d'eaux superficielles à l'émergence. De la même manière, les nitrates se trouvent concentrés dans l'eau lors d'épisodes de crue, pendant lesquels ils sont généralement associés à de la turbidité (Cf. § 1.1.2 et 3.4 de ce chapitre). La valeur moyenne de la concentration en nitrate reste toutefois très faible, 1,4 mg/l (Cf. figure 3.19) mais présente une variabilité importante au cours de la période d'étude ; le coefficient de variation est égal à 36,8 %.



N = 98	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
HCO_3^-	171,6	170,8	8,3	4,8 %	0,5 %	191,5	29/06/05	140,3	28/10/04
SO_4^{2-}	20,7	20,7	9,4	45,7 %	-0,4 %	42,0	23/07/04	2,6	10/11/04
NO_3^-	2,1	1,9	0,8	36,8 %	8,9 %	5,0	24/02/06	1,0	30/07/04
Cl^-	1,4	1,4	0,4	28,5 %	1,8 %	2,8	19/01/05	0,7	17/02/06

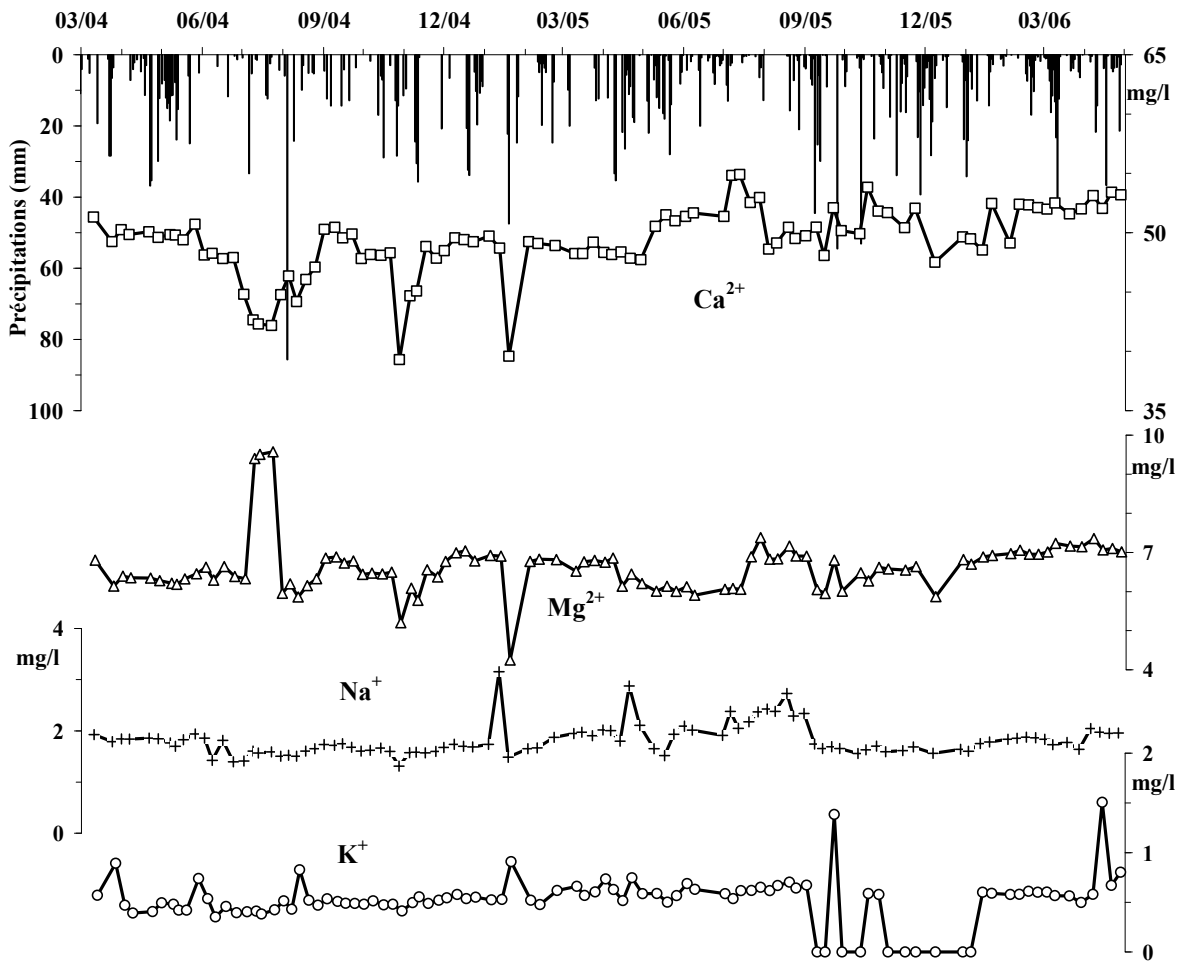
Figure 3.19 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source de l'Ourtau du 22.03.04 au 28.04.06.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

2.1.3 – Source des Mourtès

La figure 3.20 et la figure 3.21 montrent l'évolution hebdomadaire des caractéristiques chimiques de l'eau de la source des Mourtès du mois de février de l'année 2004 au mois d'avril de l'année 2006. D'après les résultats les ions dominants sont les hydrogénocarbonates (164,2 mg/l en moyenne) et le calcium (49,3 mg/l en moyenne) qui donnent un faciès bicarbonaté calcique à l'eau (Cf. figure 3.25), identique à celui de la Fontaine d'Orbe. La concentration en magnésium est

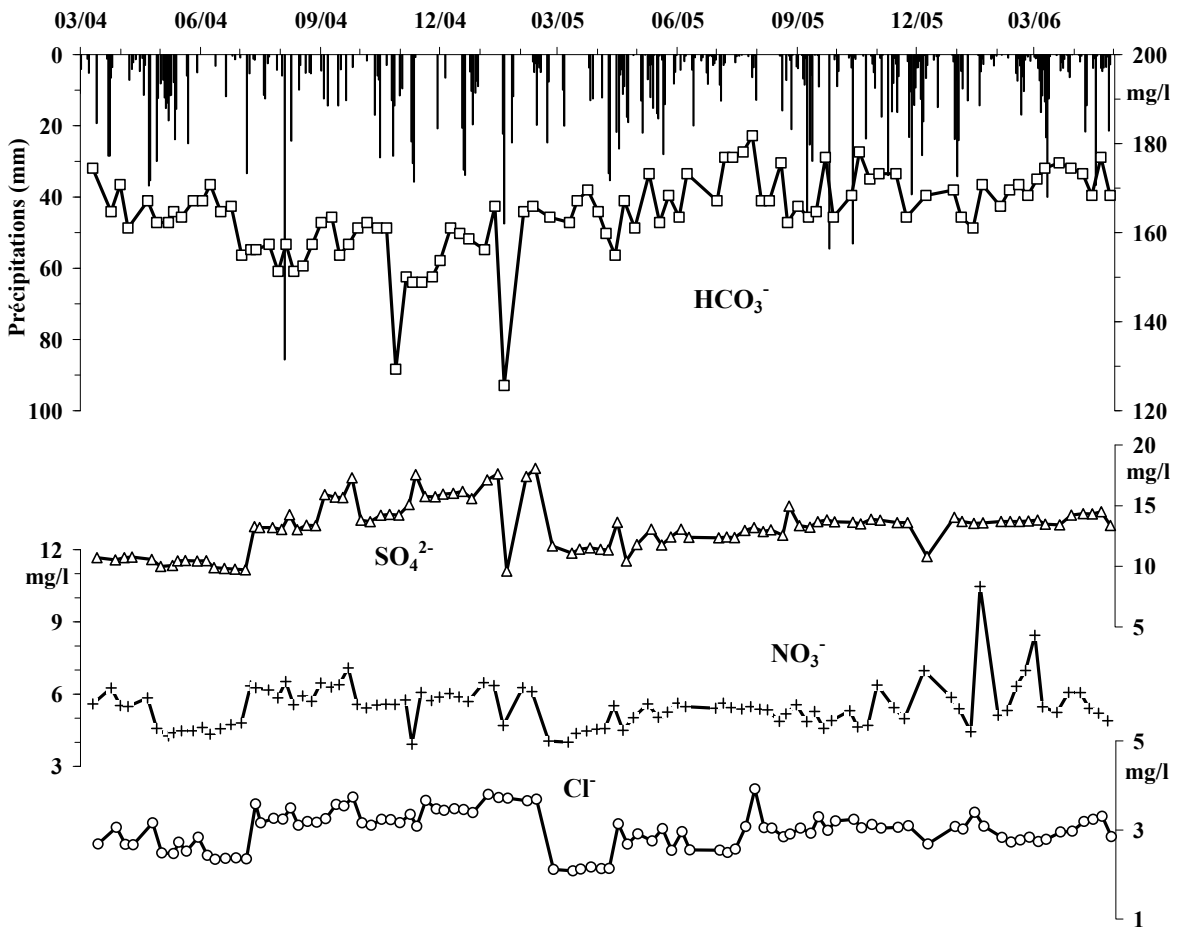
toutefois deux fois plus élevée que dans l'eau de la Fontaine d'Orbe (6,6 mg/l en moyenne contre 3,1 mg/l, Cf. figure 3.20 et figure 3.16). Le magnésium reste toutefois peu abondant en comparaison des concentrations obtenues aux sources de l'Ourtau et Gourgouch (Cf. figure 3.18 et figure 3.23). Dans le secteur de la source des Mourtès, d'importantes formations dolomitiques sont recensées (source essentielle du magnésium pour les eaux souterraines locales), elles se rencontrent à la base du Lias et plus particulièrement dans le complexe Bathonien-Oxfordien à la limite du Dogger et du Malm, constituant le Trône du Roi (Cf. figure 1.22). Les résultats des analyses chimiques semblent donc indiquer que les eaux circulent à travers les discontinuités des calcaires et des dolomies du Jurassique (Cf. § 1.3 du chapitre 2) avant d'émerger aux Mourtès.



N = 96	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Ca^{2+}	49,3	49,5	2,9	5,9 %	-0,5 %	54,9	13/07/05	39,3	28/10/04
Mg^{2+}	6,6	6,6	0,7	10,6 %	0,0 %	9,6	23/07/04	4,2	19/01/05
Na^{+}	1,8	1,7	0,3	16,7 %	4,2 %	3,2	12/01/05	1,3	28/10/04
K^{+}	0,5	0,5	0,2	46,5 %	-3,1 %	1,5	14/04/06	0,0	09/09/05

Figure 3.20 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source des Mourtès du 10.03.04 au 28.04.06.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.



N = 96	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
HCO_3^-	164,2	164,7	9,1	5,5 %	-0,3 %	181,8	28/07/05	125,7	19/01/05
SO_4^{2-}	13,2	13,4	2,0	15,1 %	-1,4 %	18,1	10/02/05	9,6	19/01/05
NO_3^-	5,5	5,5	0,9	16,8 %	0,4 %	10,5	20/01/06	3,9	10/11/04
Cl^-	3,0	3,0	0,4	14,3 %	-1,8 %	3,9	28/07/05	2,1	10/03/05

Figure 3.21 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source des Mourtès du 10.03.04 au 28.04.06.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

Les teneurs en ions sulfates ne sont une nouvelle fois pas négligeables (13,2 mg/l en moyenne) et varient peu au cours de l'année (coefficient de variation égal à 15,1 %). Par ailleurs, il faut noter l'existence de nombreuses petites sources dans le secteur des Mourtès, alimentant principalement les abreuvoirs à bétail, qui sont extrêmement minéralisées (de 500 à 1 500 µS/cm) avec des concentrations en sulfates pouvant atteindre 750 mg/l. La composition chimique de l'eau de ces émergences indique l'existence de circulations d'eau au contact de formations très riches en composés sulfatés. La présence de sulfates dans l'eau peut être, au même titre que le magnésium, un indicateur des formations géologiques traversées. Dans la description du contexte géologique local (Cf. § 4.3.2 du chapitre 1) une importante masse d'argiles triasiques (semblables à celles du

secteur de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau) est signalée sur la carte géologique existante [Castéras, 1970a]. Il est donc possible d'imaginer que l'eau rencontre ces formations argileuses au cours de son cheminement souterrain. Bien qu'étant rares à l'affleurement, elles ont été identifiées par ailleurs grâce à la prospection géophysique électrique réalisée dans les environs proches de la source des Mourtès (Cf. figure 2.37). Ce niveau argileux correspondait à la cote altimétrique à laquelle de nombreux griffons émergent et constituerait donc le mur de l'aquifère local.

Les coefficients de variation des différents ions présentent des valeurs beaucoup plus faibles que pour les deux sources précédentes. Les deux éléments majeurs, le calcium et les hydrogénocarbonates, varient effectivement très peu au cours d'un cycle hydrologique (respectivement 5,9 et 5,6 %). Deux chutes significatives des concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^- sont mesurées au mois d'octobre de l'année 2004 et au mois de janvier de l'année 2005 (Cf. figure 3.20 et figure 3.21) mais ne sont que la conséquence d'un mélange d'eaux superficielles dans le captage de la source et non d'un changement réel de la chimie de l'eau provenant de l'aquifère souterrain. La composition chimique de l'eau de la source des Mourtès montre donc une homogénéité étonnante quelle que soit la période de l'année et la hauteur des pluies enregistrée.

D'un point de vue qualitatif, l'eau de la source des Mourtès est sans doute la plus vulnérable aux pollutions d'origine anthropique parmi les quatre ressources étudiées. En effet, il existe encore sur le bassin versant de la source une certaine activité agricole (pâturage et élevage d'ovins et de bovins) et de nombreuses habitations [Vengud M., 2006], la plupart étant cependant des résidences secondaires. Cette influence de l'activité anthropique est marquée par la présence récurrente de nitrates au cours de la période de prélèvement (Cf. figure 3.21). La moyenne s'élève à 5,5 mg/l (avec un pic à 10,5 mg/l au mois de janvier de l'année 2006) et les concentrations restent, par exemple, supérieures à la moyenne durant toute la période d'étiage du mois d'août au mois de novembre de l'année 2004 (durant laquelle l'occupation des habitations est maximale). De plus, la présence fréquente de bétail à l'intérieur du périmètre de protection rapproché, voire à l'intérieur du périmètre immédiat (lors de quelques incursions intempestives), est une des causes de la présence de nitrates. A ce problème, s'ajoutent les épisodes de turbidité (mis en évidence par les mesures en continu, Cf. § 1.1.3.2 de ce chapitre) qui sont très souvent associés à une pollution bactériologique [données de la D.D.A.S.S.] et qui sont uniquement dus à des infiltrations d'eau superficielle dans le captage lors de fortes pluies. Une amélioration de l'ouvrage, censé protéger la source, doit donc être rapidement envisagée [Vengud M., 2006].

Compte tenu des résultats des analyses chimiques et de quelques informations recueillies sur le terrain, il est possible d'envisager que l'aquifère alimentant la source des Mourtès est de nature mixte, il concernerait ainsi plusieurs formations géologiques :

- ⇨ les eaux s'infiltreraient dans les calcaires et les dolomies du Lias (ce qui exclurait ainsi les dolomies noires du Bathonien-Oxfordien du bassin versant) par le biais des nombreuses fractures relevées (Cf. § 1.3 du chapitre 2) avant d'atteindre les formations sous-jacentes. Le temps de séjour de l'eau dans cette partie de l'aquifère doit être relativement court du fait de sa nature fissurée, ce qui pourrait expliquer les faibles concentrations en magnésium (Cf. figure 3.20).

- ⇨ par la suite l'eau transiterait à travers la formation de brèches de pente, affleurant dans le secteur proche de la source et mise en évidence à partir de la prospection électrique (Cf. § 3.4 du chapitre 2), avant d'émerger à la limite d'une épaisse couche argileuse (visible sur l'image des résistivités, Cf. figure 2.37) comme le montre la coupe schématique présente sur la figure 3.22. Ceci pourrait expliquer l'inertie des différents paramètres physico-chimiques mesurés et déduite de l'analyse de leur évolution au cours des deux cycles hydrologiques.

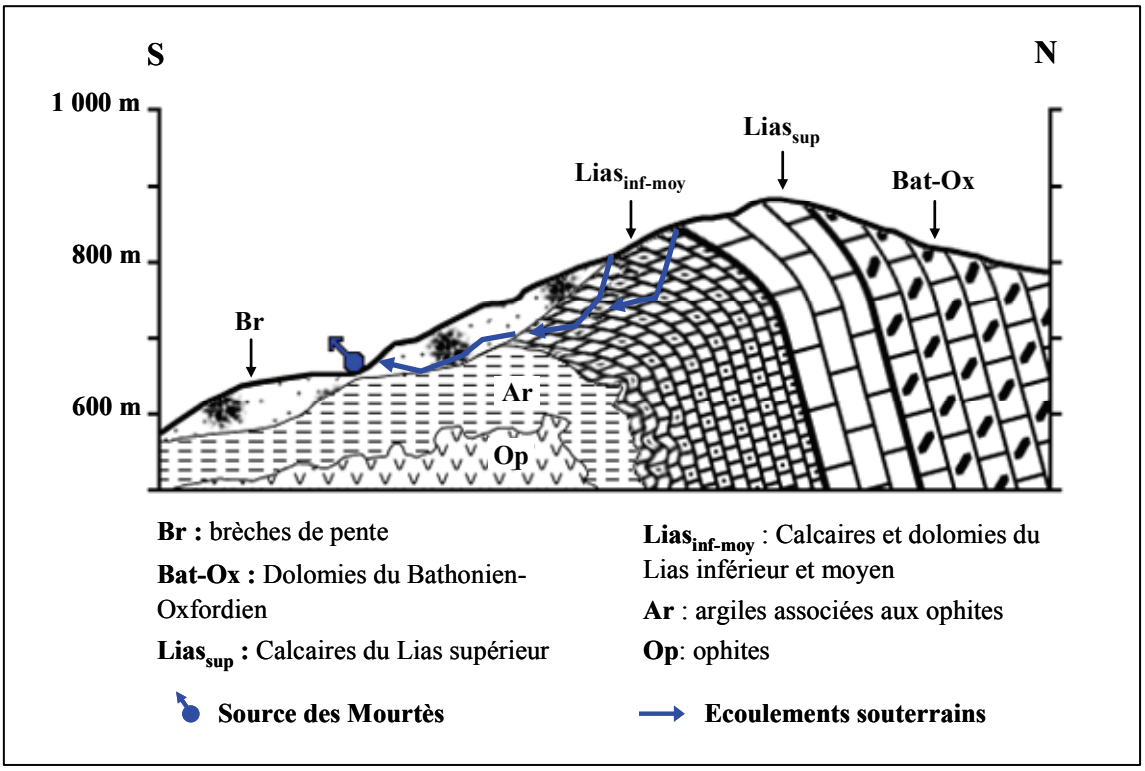


Figure 3.22 – Coupe schématique du fonctionnement hydrogéologique de la source des Mourtès.

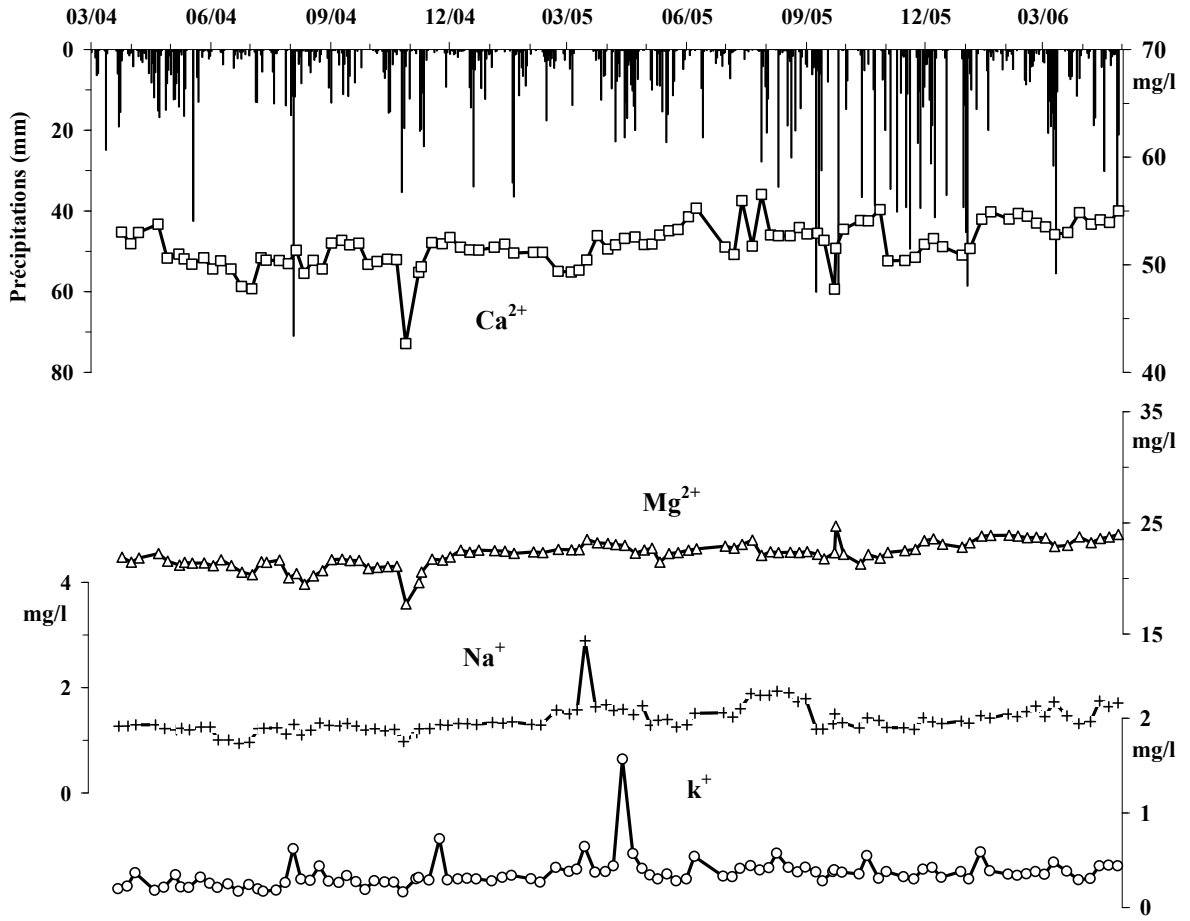
2.1.4 – Source Gourgouch

La figure 3.23 et la figure 3.24 présentent l'évolution hebdomadaire de la chimie de l'eau de la source Gourgouch depuis le mois de mars de l'année 2004 jusqu'au mois d'avril de l'année 2006. Les éléments majeurs sont les hydrogénocarbonates (253,4 mg/l en moyenne), le calcium

(51,8 mg/l en moyenne) et dans une moindre mesure le magnésium (22,2 mg/l en moyenne), qui procurent à l'eau de la source Gourgouch un faciès bicarbonaté calcique légèrement magnésien, à l'instar de celui de la source de l'Ourtau.

Les teneurs en magnésium sont élevées tout au long de l'année, c'est-à-dire constamment supérieures ou égales à 20 mg/l (mis à part au mois d'octobre de l'année 2004). A partir de ces analyses, des observations recueillies sur le terrain et des résultats du traçage (Cf. § 3.6 du chapitre 2) il est quasi certain que le bassin d'alimentation de la source Gourgouch soit en partie constitué par les dolomies du Bathonien-Oxfordien, ce qui expliquerait ainsi les teneurs en magnésium obtenues. Toutefois, les divers griffons (dix au total) émergent des affleurements de calcaires du Kimméridgien par le biais des nombreuses fractures, relevées par ailleurs (Cf. § 1.4 du chapitre 2). Les concentrations en magnésium, en calcium et en bicarbonates sont, par ailleurs, remarquablement stables au cours des deux années de prélèvements et présentent des coefficients de variation faibles, respectivement de 5,1 %, 3,9 % et 3,7 %.

Les concentrations en sulfates sont, à l'image des trois autres sources, relativement élevées (14,4 mg/l en moyenne) et peu variables (le coefficient de variation est de 14,3 %). Elles laissent deviner des circulations d'eau souterraines au contact de formations riches en minéraux sulfatés (anhydrite, gypse ou pyrite), telles que les argiles décrites dans les paragraphes précédents et visibles en grande quantité dans le secteur de la source Gourgouch autour des quelques pointements d'ophites recensés et du massif de lherzolite (Pic de Moncaut, Cf. figure 1.24).



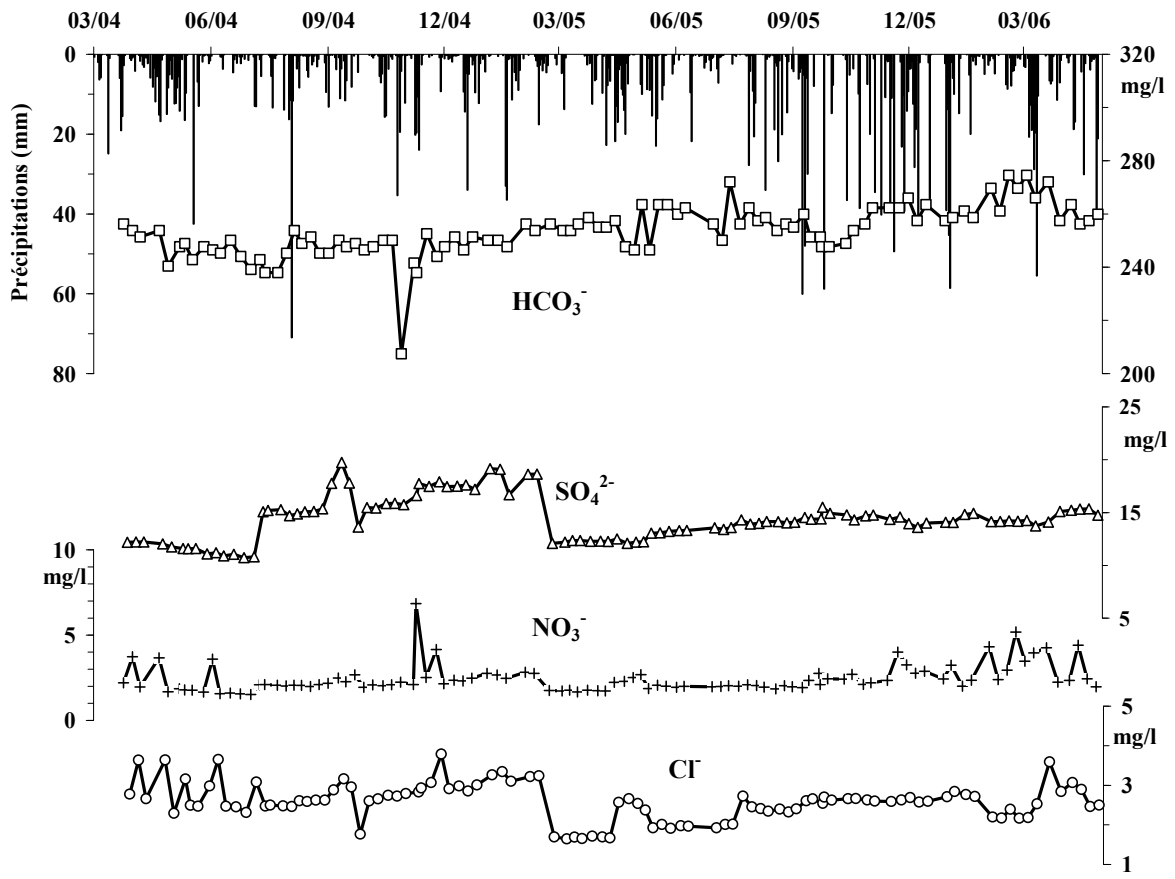
N = 100	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Ca^{2+}	51,8	51,9	2,0	3,9 %	-0,1 %	56,5	28/07/05	42,7	28/10/04
Mg^{2+}	22,2	22,3	1,1	5,1 %	-0,6 %	24,7	23/09/05	17,7	28/10/04
Na^{+}	1,4	1,3	0,3	18,7 %	5,1 %	2,9	16/03/05	0,9	24/06/04
K^{+}	0,4	0,3	0,2	45,0 %	6,5 %	1,6	14/04/05	0,2	28/10/04

Figure 3.23 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06.

N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

Les concentrations en nitrates sont faibles (2,4 mg/l en moyenne), cependant au cours de la période d'étude quelques pics se distinguent notamment au mois de novembre de l'année 2004 (6,9 mg/l) ou encore au début de l'année 2006 qui accompagnent de fortes précipitations. Une des causes possible à la présence de nitrates dans l'eau est l'absence de périmètre immédiat autour de la source alors que de nombreux troupeaux circulent sur le chemin quelques mètres au-dessus. De plus, la présence de quelques résidences secondaires dans le secteur proche de la source (voire immédiat pour l'une d'entre elles), qui sont parfois munies de systèmes d'assainissement précaires, peut expliquer l'origine des nitrates. La source n'est en revanche jamais turbide

(d'après les renseignements recueillis auprès du propriétaire de la pisciculture) ce qui montre le pouvoir de filtration naturel de l'aquifère.



N = 100	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
HCO_3^-	253,4	253,8	9,3	3,7 %	-0,1 %	274,5	17/02/06	207,4	28/10/04
SO_4^{2-}	14,4	14,2	2,0	14,3 %	1,1 %	19,7	09/09/04	10,7	24/06/04
NO_3^-	2,4	2,1	0,8	34,4 %	12,3 %	6,9	09/11/04	1,5	02/07/04
Cl^-	2,6	2,6	0,5	18,1 %	-0,7 %	3,8	25/11/04	1,6	04/03/05

Figure 3.24 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06. N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

L'évolution chimique de l'eau de la source se caractérise par une grande stabilité au cours des deux cycles hydrologiques étudiés. Le fonctionnement de la source Gourgouch ressemble donc à celui de la source des Mourtès et indiquerait que le réservoir est de type carbonaté fissuré et très peu transmissif dans l'ensemble. Toutefois, des éléments de terrain laissent à penser que les formations dolomitiques et calcaires, qui alimentent la source, seraient recouvertes par des formations quaternaires (de type éboulis de pente) qui agiraient tel un tampon aux écoulements. En effet, contrairement à ce qu'indique la carte géologique (Cf. figure 1.24) les dolomies et les calcaires du Jurassique n'affleurent pas dans toute la partie boisée située au-dessus de la source,

seuls quelques blocs éparpillés sont visibles. La présence de cette formation aquifère à porosité d'interstice pourrait ainsi expliquer le comportement hydrochimique singulier décrit dans ce paragraphe (ainsi qu'au paragraphe 1.1.4).

2.1.5 - Conclusions

La figure 3.25 présente les diagrammes de Piper réalisés à partir de l'ensemble des analyses chimiques, ils montrent que les eaux des quatre sources étudiées sont caractérisées par un faciès chimique bicarbonaté-calcique plus ou moins magnésien pour les sources de l'Ourtau et Gourgouch.

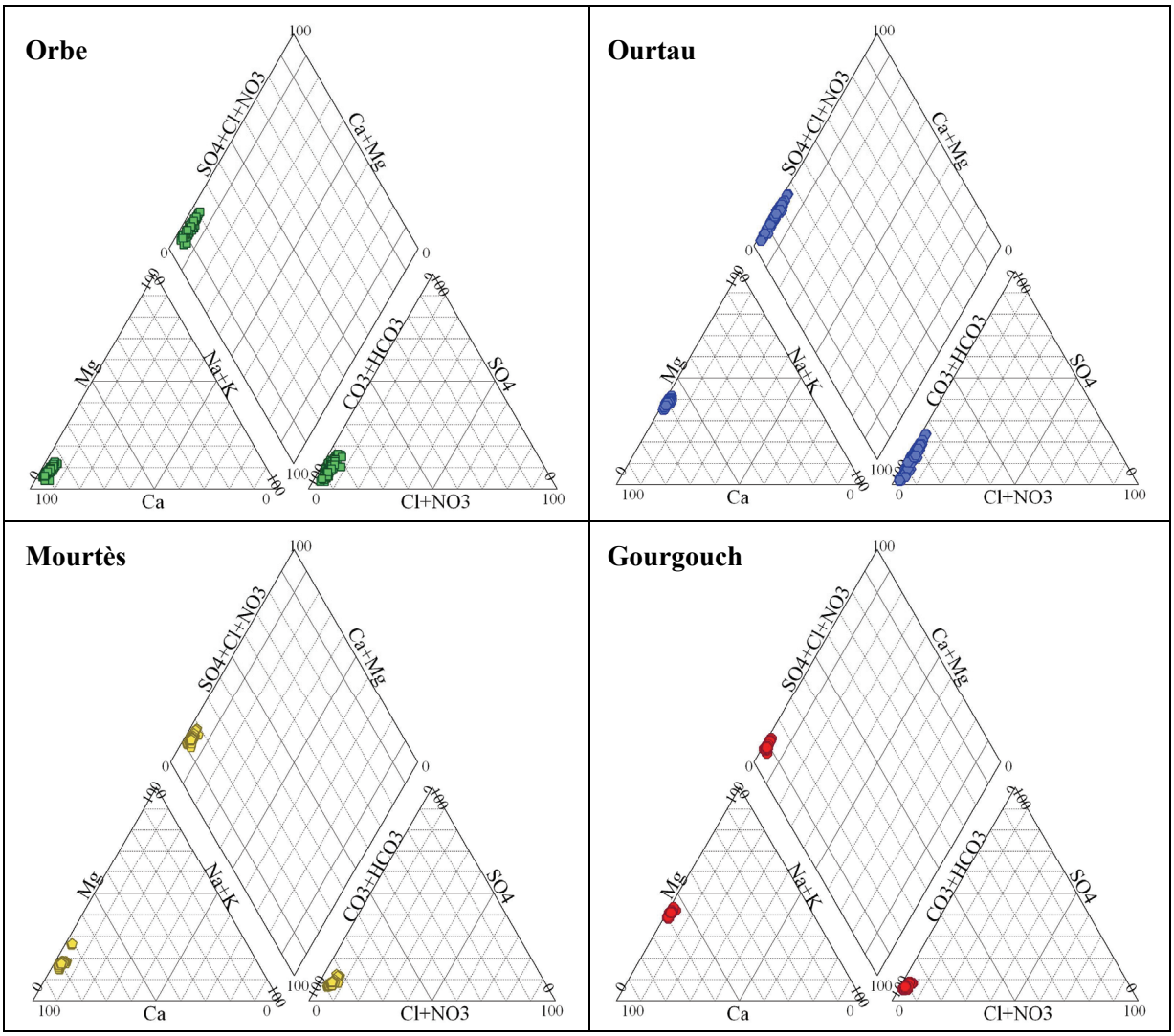


Figure 3.25 – Diagrammes de Piper caractérisant le faciès chimique des eaux des quatre sources étudiées.

Cependant, les analyses de l'eau des sources de l'Ourtau et Gourgouch montrent des concentrations en magnésium relativement élevées (respectivement 15,3 et 22,2 mg/l en

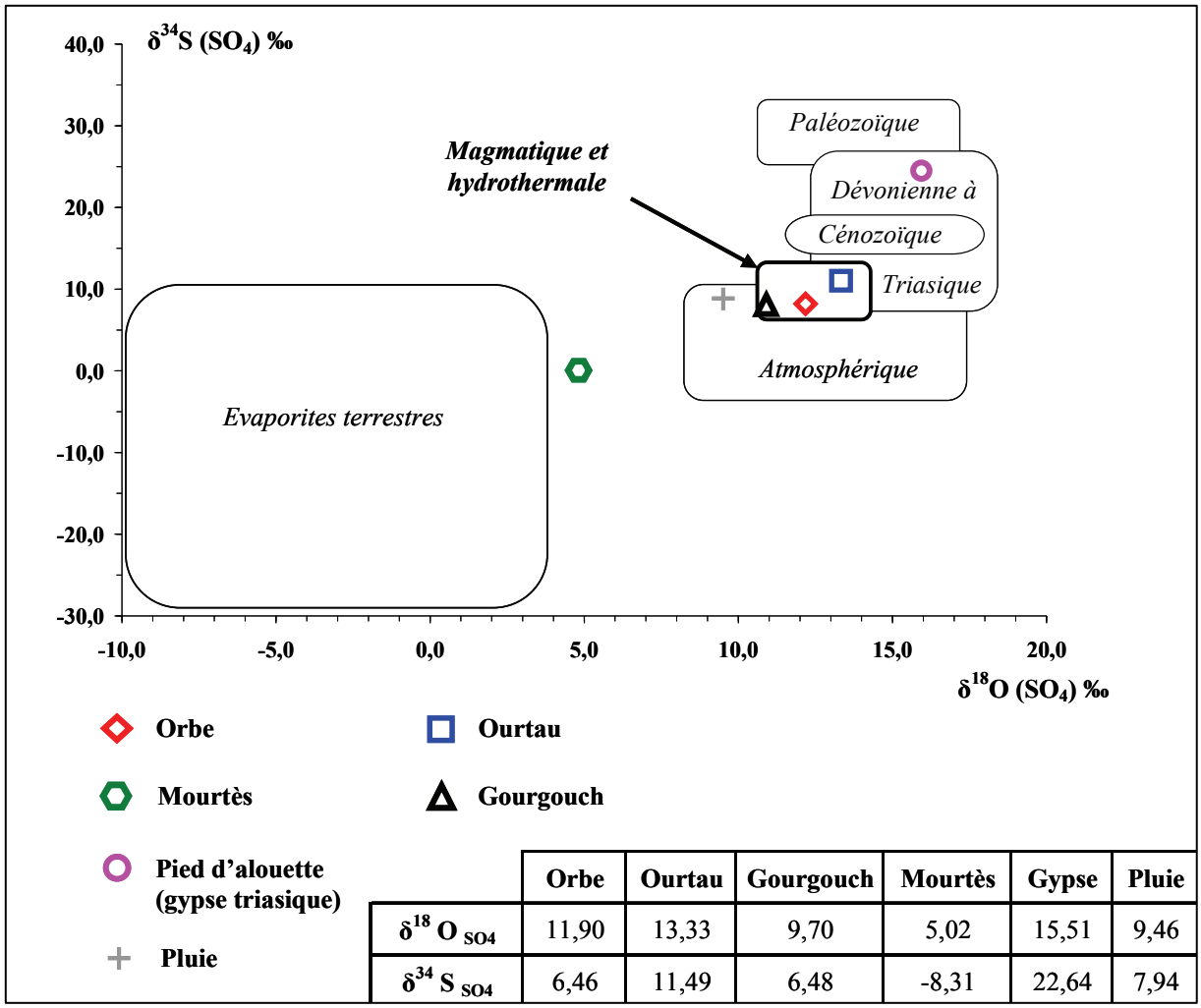
moyenne) qui indiquent des circulations à travers des formations dolomitiques principalement constituées par le complexe jurassique d'âge Bathonien-Oxfordien (Cf. figure 1.7). Sur les diagrammes proposés sur la figure 3.25, les points des sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau sont beaucoup plus dispersés que ceux des sources de Mourtès et Gourgouch, ce qui implique une plus grande variabilité de la chimie des eaux qui caractérise un fonctionnement de type karstique. En revanche, les deux autres sources présentent des caractéristiques physico-chimiques très stables tout au long de l'année hydrologique (illustrées par un nuage de points très condensé sur les diagrammes de Piper). L'hypothèse émise pour tenter d'expliquer ce phénomène est la présence d'une formation géologique (d'âge quaternaire de type éboulis ou brèches de pente), caractérisée par une matrice à porosité interstitielle, dans la partie terminale de l'aquifère carbonaté (et fissuré). Elle jouerait alors le rôle de tampon aux écoulements souterrains et aux variations potentielles des paramètres hydrochimiques dues à l'arrivée d'eaux nouvelles (météoriques) dans le système.

La chimie des eaux des quatre sources est de plus marquée par des concentrations en sulfates parfois élevées (20,7 mg/l en moyenne à la source de l'Ourtau). Cette particularité est due à la présence systématique de formations argileuses aux limites (au sud dans la plupart des cas) des quatre aquifères étudiés et plus globalement des systèmes hydrogéologiques des chaînons béarnais. Ce niveau a été clairement identifié grâce aux nombreux panneaux électriques réalisés sur l'ensemble des sites. Ces expérimentations géophysiques ont mis en évidence une formation très épaisse (largement supérieure à la vingtaine de mètres) et surtout continue le long du contact des formations carbonatées d'âge Crétacé ou Jurassique et magmatiques (des ophites le plus souvent).

Dans le but de déterminer l'origine des ions sulfates, deux échantillons d'eau, pour chacune des quatre sources, ont fait l'objet d'une analyse isotopique des sulfates ($\delta^{18}O$ et $\delta^{34}S$). La figure 3.26 montre les différents domaines isotopiques de l'origine possible des ions sulfates dans les eaux (ou les roches), définis par Clark et Fritz en 1977. Le graphe est ainsi structuré en domaines isotopiques distincts (suivant les $\delta^{18}O$ et $\delta^{34}S$) séparant l'origine évaporitique, atmosphérique, magmatique (ou hydrothermale) ou encore triasique des sulfates. Par ailleurs, un échantillon d'eau de pluie prélevée à Arette et de gypse reconnu sans contestation possible comme triasique (un gypse pied d'alouette provenant du nord de la France) ont été également analysés parallèlement aux eaux afin de valider les résultats obtenus.

Mis à part les sulfates contenus dans l'eau de la source des Mourtès, qui présentent une signature isotopique particulière (proche du pôle évaporitique), les points représentant les sulfates des eaux des sources de la Fontaine d'Orbe, de l'Ourtau et Gourgouch sont tous situés dans un domaine chevauchant celui d'une origine soit magmatique et hydrothermale, soit atmosphérique, soit dévonienne ou triasique. Les échantillons, correspondant aux précipitations

et au gypse pied d'alouette, sont en revanche parfaitement à leur place, respectivement dans le domaine atmosphérique et triasique (Cf. figure 3.26). De plus, ces deux échantillons, caractérisant le pôle atmosphérique et triasique, se distinguent nettement de ceux des trois sources, ce qui laisse supposer que les sulfates des eaux des sources de la Fontaine d'Orbe, de l'Ourtau et Gourgouch sont bien d'origine magmatique et hydrothermale. Ces résultats viennent donc renforcer l'idée selon laquelle les argiles associées aux ophites du secteur d'Arette (et *a priori* des secteurs de l'Ourtau et Gourgouch) ne sont pas d'origine sédimentaire et d'âge triasique (Keuper, Cf. figure 1.7) comme il était admis jusqu'ici. Elles semblent bien liées à la mise en place de formations magmatiques (ophites en l'occurrence) intrusives dans les calcaires de l'Aptien supérieur et donc postérieures à ces dernières. L'analyse aux rayons X de plusieurs échantillons d'argiles recueillis près de l'affleurement « JPC » et près du col de Nécore (Cf. figure 2.10) montre une très grande similitude, il est donc possible d'admettre que les argiles bariolées rencontrées dans le troisième chaînon béarnais ont la même origine hydrothermale. Des travaux sont actuellement en cours [Desreumaux et *al.*, en cours] et concernent l'ensemble des ophites des Pyrénées basco-béarnaises.



	Orbe	Ourtau	Gourgouch	Mourtès	Gypse	Pluie
δ^{18} O $_{SO4}$	11,90	13,33	9,70	5,02	15,51	9,46
δ^{34} S $_{SO4}$	6,46	11,49	6,48	-8,31	22,64	7,94

Figure 3.26 – Domaines isotopiques définissant l'origine des sulfates et résultats des analyses réalisées sur les eaux des quatres sources [d'après Clark et Fritz, 1977].

2.2 - Etude des équilibres calco-carboniques

2.2.1 - Définition des paramètres pression de CO_2 (pCO_2) et Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (ISc)

Les roches carbonatées sont peu solubles dans l'eau (Cf. tableau 1.2) mais en présence d'un acide, produit par exemple par la dissolution du CO_2 dans l'eau (formation de H_2CO_3 qui en se dissociant provoque la libération d'ions H^+, Cf. § 3.2.2 du chapitre 1 et annexe n°1), leur solubilité augmente considérablement [Dreybrodt et *al.*, 1996]. Le développement d'un système carbonaté fissuré vers un système karstique est donc étroitement lié à la pression de CO_2. L'apport de gaz carbonique est d'origine multiple, l'atmosphère y contribue mais pour une faible proportion environ $3{,}4\ 10^{-4}$ atm [Michard, 1989], la grande majorité de la production de CO_2 est en effet attribuée à des phénomènes pédologiques comme la dégradation de la matière organique, catalysée par la présence de bactéries, ou la respiration racinaire et des micro-organismes (l'activité de ces organismes dans le sol étant maximale pour des températures élevées). Le CO_{2g} est ensuite mis en solution lors de l'infiltration des eaux météoriques dans le sol, elles acquièrent alors un potentiel « agressif » vis-à-vis de la matrice carbonatée et vont pouvoir la dissoudre en profondeur, entraînant la formation d'espèces carbonatées dissoutes (H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cf. annexe n°1). L'état d'équilibre d'une solution peut être défini par deux paramètres :

- ⇨ la pCO_2 équilibrante qui correspond à la pression partielle de la phase gazeuse fictive associée à la solution, dont la minéralisation (HCO_3^-) et le pH sont donnés, pour laquelle chacun des équilibres (Cf. annexe n°1) serait atteint :

$$\mathbf{\log pCO_{2éq} = \log [HCO_3^-] - \log (K_1) - \log (K_0) + pH_{mesuré}}$$

avec [X] : activité de l'ion, K_1 : constante de dissociation de H_2CO_3, K_0 : constante de dissociation de Henry (Cf. annexe n°1).

- ⇨ l'indice de saturation (ISc ou dpH = $pH_{mesuré}$-$pH_{calculé}$), proposé par Back et Hanshaw [1970] :

$$\mathbf{ISc = \log [Ca^{2+}] + \log (K_2) + \log [HCO_3^-] - \log (K_S) + pH_{mesuré}}$$

avec K_S : constante d'équilibre de la calcite (à la température de l'échantillon, Cf. annexe n°1), K_2 : constante d'équilibre de dissociation des bicarbonates (à la température de l'échantillon, Cf. annexe n°1), [X] : activité des ions en solution. Si $0{,}1 \geq ISc \geq -0{,}1$ la solution est considérée à l'équilibre, si ISc > + 0,1 elle est sursaturée et il y a précipitation de carbonates et enfin si ISc < - 0,1 la solution est sous-saturée et il y a dissolution de carbonates.

Les calculs de la pCO_2 et des indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite (Cf. § 2.2.3 ci-dessous) ont été réalisés grâce aux deux logiciels DIAGRAMME développé par le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon [Simler, 2003] et AQUACHEM© qui prennent en compte la force ionique de chaque espèce en solution dans les calculs d'équilibres (Cf. annexe n°1).

2.2.2 – Notion de système ouvert et de système fermé vis-à-vis de la phase gazeuse

La quantité de CO_{2g} étant la cause principale de la dissolution, les chimistes ont défini les notions de système « ouvert » et de système « fermé » vis-à-vis de la phase gazeuse (adaptées de concepts propres à la thermodynamique), c'est-à-dire le CO_{2g} du sol ou de l'atmosphère dans le cas d'aquifères carbonatés.

Un système est considéré comme « ouvert » si les échanges de matière et d'énergie sont possibles avec le milieu environnant et si la phase gazeuse est considérée comme infinie vis-à-vis de la phase liquide. Le système est dans ce cas triphasique (gaz-liquide-solide, Cf. § 3.2.2 du chapitre 1) et les divers échanges se réalisent (Cf. annexe n°1).

En revanche, un système est dit « fermé » dans le cas où il n'y a plus d'échanges possibles entre les phases liquide et gazeuse ; c'est par exemple le cas des zones saturées des aquifères karstiques (et même non saturées dans certains cas) et des aquifères captifs. Quand l'équilibre est atteint, la teneur en carbone minéral total dissous (ou CMTD) est alors constante : (H_2CO_3) + (HCO_3^-) + (CO_3^{2-}) = CMTD = constante. Il existe cependant toujours des échanges entre les phases liquide et solide, il est alors question de système diphasique.

Dans un aquifère carbonaté il faut noter que le système est toujours ouvert vis-à-vis de la phase solide, la matrice calcaire (ou dolomitique) étant considérée comme un réservoir infini.

La relation entre la pression de CO_2 et l'indice de saturation de la calcite est étudiée pour les quatre aquifères dans le paragraphe suivant. L'indice de saturation va apporter des indications sur l'état d'équilibre des systèmes et la pCO_2 va aider à déterminer l'origine des différents types d'eau rencontrés aux émergences.

2.2.3 - Etude de la relation pCO_2/ISc

La figure 3.27 montre pour chacune des sources la relation entre l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et le logarithme de la pCO_2. Ce mode de représentation [Harum et *al.*, 1992a et 1992b] est couramment utilisé dans les études hydrogéologiques sur les aquifères carbonatés [Lastennet, 1994 ; Emblanch, 1997] et permet de comparer les caractéristiques des différents systèmes étudiés.

La première information essentielle apportée par ces graphes est que la relation linéaire des variables *ISc* et pCO_2 est significative d'un point de vue statistique selon le test de l'hypothèse H_0 (l'indépendance des variables est rejetée de façon très hautement significative pour les quatre séries de données, pour Orbe F_{H0} = 104,2 ; pour Ourtau F_{H0} = 152,8 ; pour Mourtès F_{H0} = 614,6 ; pour Gourgouch F_{H0} = 598,3). Il est important de noter que certains points considérés comme atypiques (situés en dehors des intervalles de confiance à 95 % dessinés en ligne tiretée sur la figure 3.27) ne sont pas pris en compte dans le calcul de la régression linéaire.

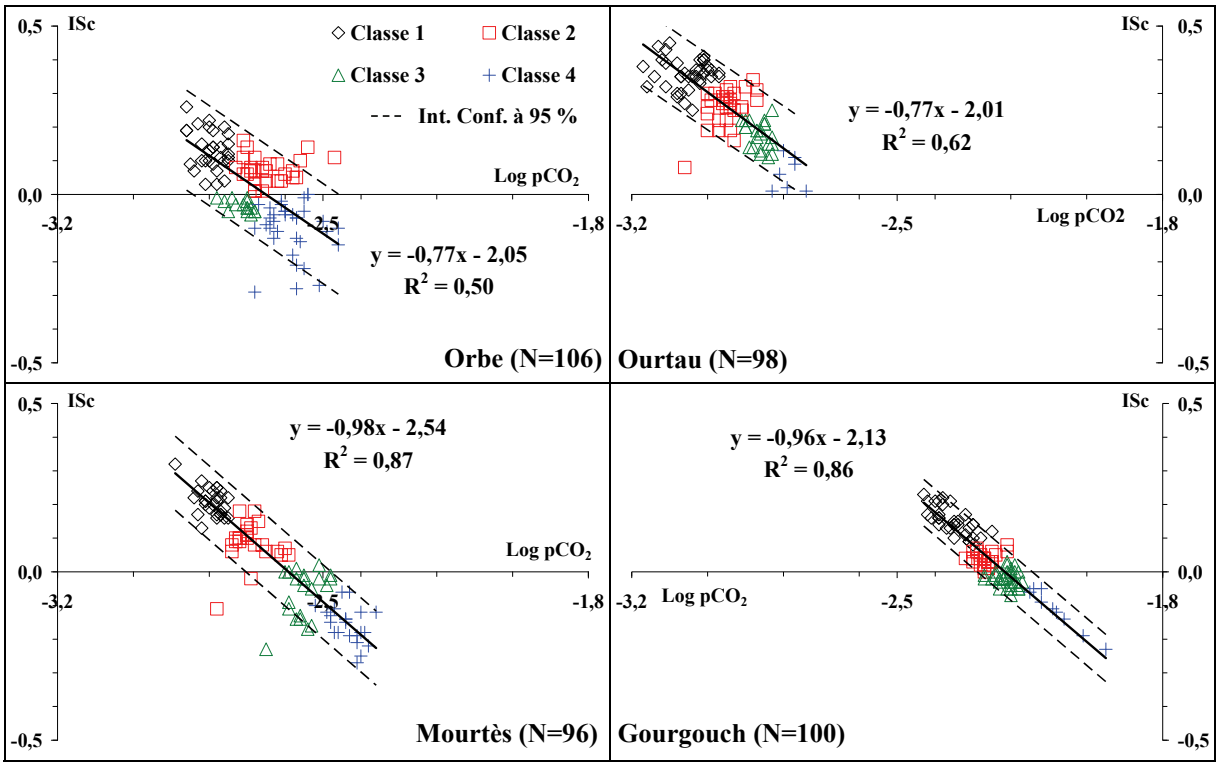


Figure 3.27 – Relation entre l'indice de saturation de la calcite et le logarithme de la pression de CO_2 pour les quatre sources étudiées (N : taille de l'échantillon).

Les coefficients de détermination sont élevés pour les sources Mourtès et Gourgouch (respectivement 0,87 et 0,86) et un peu plus faibles pour celles de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau (0,50 et 0,62). La part de la variance de l'ISc expliquée par la $pCO_{2éq}$ est donc plus importante pour les sources des Mourtès et Gourgouch (respectivement 97 et 86 %) que pour

celles de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau (respectivement 50 et 62 %). De plus, il est intéressant de noter que les deux systèmes karstiques (Orbe et Ourtau) sont caractérisés par des coefficients de régression tous deux égaux à - 0,77. De la même manière, les sources de Mourtès et Gourgouch alimentées chacune par un aquifère au fonctionnement similaire à l'autre, de type carbonaté fissuré montrant une certaine inertie physico-chimique, présentent également des coefficients de régression très proches mais plus élevés en valeur absolue, respectivement - 0,98 et - 0,96. Ces valeurs très proches de - 1 indiquent une très faible variabilité des éléments carbonatés au cours de la période d'étude (ainsi que de paramètres tels que la température et la conductivité, Cf. § 1.1.3 et 1.1.4 de ce chapitre), qui confirme une faible karstification de ces systèmes.

Ce résultat met donc clairement en évidence deux groupes de source définis par deux types de fonctionnement bien distincts, déjà pressentis suite à l'analyse des paramètres physico-chimiques (réalisée aux paragraphes 1 et 2 de ce chapitre). Les systèmes d'Orbe et de l'Ourtau sont caractérisés par une grande variabilité des eaux rencontrées à l'exutoire du fait d'un réseau karstique structuré et bien développé, qui facilite et accélère le mélange d'eaux récemment infiltrées (accompagnées de phénomènes de dégazage). Les eaux issues des systèmes de Mourtès et Gourgouch montrent en revanche une certaine stabilité qui correspond à un fonctionnement de type fissuré, pour lequel l'influence des eaux météoriques infiltrées est largement tamponnée à cause d'une part, de la faible perméabilité du réservoir et d'autre part, d'une zone saturée sans doute importante.

La relation *ISc* en fonction du *log* pCO_2 des quatre sources souligne la variabilité des types d'eau rencontrés dans les aquifères étudiés (accrue par la nature karstique de deux d'entre eux). Grâce au logiciel MiniTab©, une classification hiérarchisée (par la Méthode de Ward et une mesure Euclidienne des distances, Cf. figure 3.28) a été réalisée sur les quatre séries de données, les résultats montrent quatre classes distinctes :

- ⇨ la classe 1 : les points de ce groupe correspondent à des eaux sursaturées vis-à-vis de la calcite et à des pressions de CO_2 faibles. Ils correspondent pour chacune des quatre sources à des eaux prélevées principalement à la fin de l'hiver et au printemps (du mois de janvier au mois d'avril) durant lesquels la production de CO_2 dans le sol est effectivement la plus faible.
- ⇨ les classes 2 et 3 : les eaux de ces deux groupes sont en grande majorité à l'équilibre ($0{,}1 \geq ISc \geq -0{,}1$) mis à part pour celles de la source de l'Ourtau qui restent sursaturées (Cf. *infra*). Le passage de la classe 2 à la classe 3 met en évidence les eaux sursaturées de celles sous-saturées vis-à-vis de la calcite mais qui présentent une pCO_2 semblable ; il met ainsi en relief des eaux issues du mélange d'eaux anciennes et plus récentes, rencontrées à des périodes de transition du cycle hydrologique (en début ou en fin d'étiage).

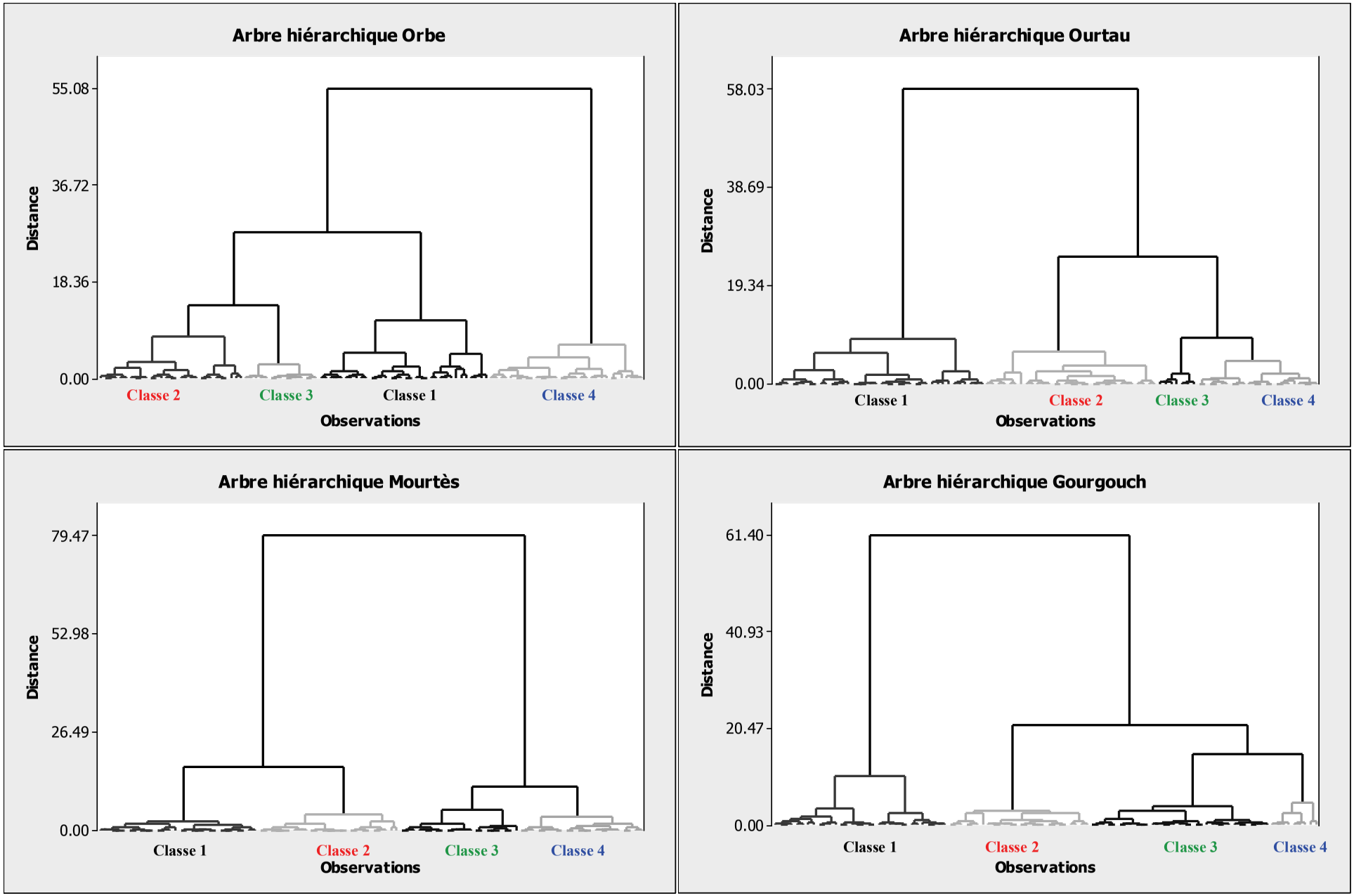


Figure 3.28 – Arbres hiérarchiques issus de la classification hiérarchiseé réalisée avec le logiciel MiniTab© à partir des quatre séries de données.

- ⇨ la classe 4 : elle regroupe les points particuliers qui se situent pour la plupart dans le domaine de la sous-saturation et des pCO_2 calculées les plus fortes. Ces eaux correspondent pour les systèmes karstiques à des périodes très pluvieuses qui ont provoqué une perturbation significative de l'équilibre chimique. Pour la source de l'Ourtau, par exemple, les points contenus dans cette classe sont les seuls pour lesquels l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est nul. En revanche, les eaux de la source Mourtès appartiennent à des prélèvements réalisés à la fin de l'été et au début de l'automne qui est le moment de l'année durant lequel la production du CO_2 dans le sol est maximale (Cf. *infra*). Pour la source Gourgouch, il est intéressant de noter que les points de cette dernière classe sont alignés sur la droite représentant la tendance générale de la relation ISc/pCO_2 (la droite de régression de ces neuf points ayant pour équation : $y = - 0,95x - 2,08$ avec un coefficient de détermination de 0,96). Sept de ces neuf prélèvements se suivent dans le temps du mois d'octobre au mois de décembre de l'année 2005 et sont caractérisés par une forte pCO_2. Ceci peut s'expliquer par un effet de chasse des eaux infiltrées au cours de l'été (marquées par une pCO_2 élevée) suite à la mise en charge du système après de fortes pluies ; cette observation montrerait le caractère inertiel de ce système.

La figure 3.29 présente l'évolution hebdomadaire des valeurs de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (et de la dolomite pour la source de l'Ourtau), de la pression de CO_2 et des concentrations en hydrogénocarbonates aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau.

L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et la pCO_2 de l'eau de la source de la Fontaine d'Orbe évoluent selon une tendance saisonnière qui est particulièrement marquée pour l'année 2005. Les eaux recueillies au cours des six premiers mois sont proches de l'équilibre ou légèrement sursaturées vis-à-vis de la calcite et présentent une pCO_2 relativement faible, qui se stabilise autour de la valeur 2.10^{-3} atm du mois de mars au mois de mai. Ces périodes sont généralement caractérisées par des précipitations peu abondantes (Cf. figure 1.26), la zone saturée participe alors, pour la majeure partie, à l'alimentation du débit de la source.

En revanche, au cours de l'été de cette même année, qui correspond à une hausse de la production de CO_2 du sol, les eaux recueillies à l'émergence sont marquées par une augmentation significative de la pCO_2 et une sous-saturation vis-à-vis de la calcite, montrant en cela qu'elles présentent une grande partie de leur potentiel agressif jusqu'à l'émergence. Cette observation permet d'imaginer de quelle manière s'est développé le drain karstique majeur au droit de la Fontaine d'Orbe identifié grâce à la réalisation de nombreux panneaux électriques (Cf. § 2.2 du chapitre 2). Ce conduit, dont la profondeur a été estimée à plus d'une dizaine de mètres (Cf. § 2.2.4 du chapitre 2) et qui traverse la vallée du Vert d'Arette d'est en ouest, montre des dimensions imposantes et n'a pu se former qu'à partir d'un potentiel de karstification élevé à cette profondeur.

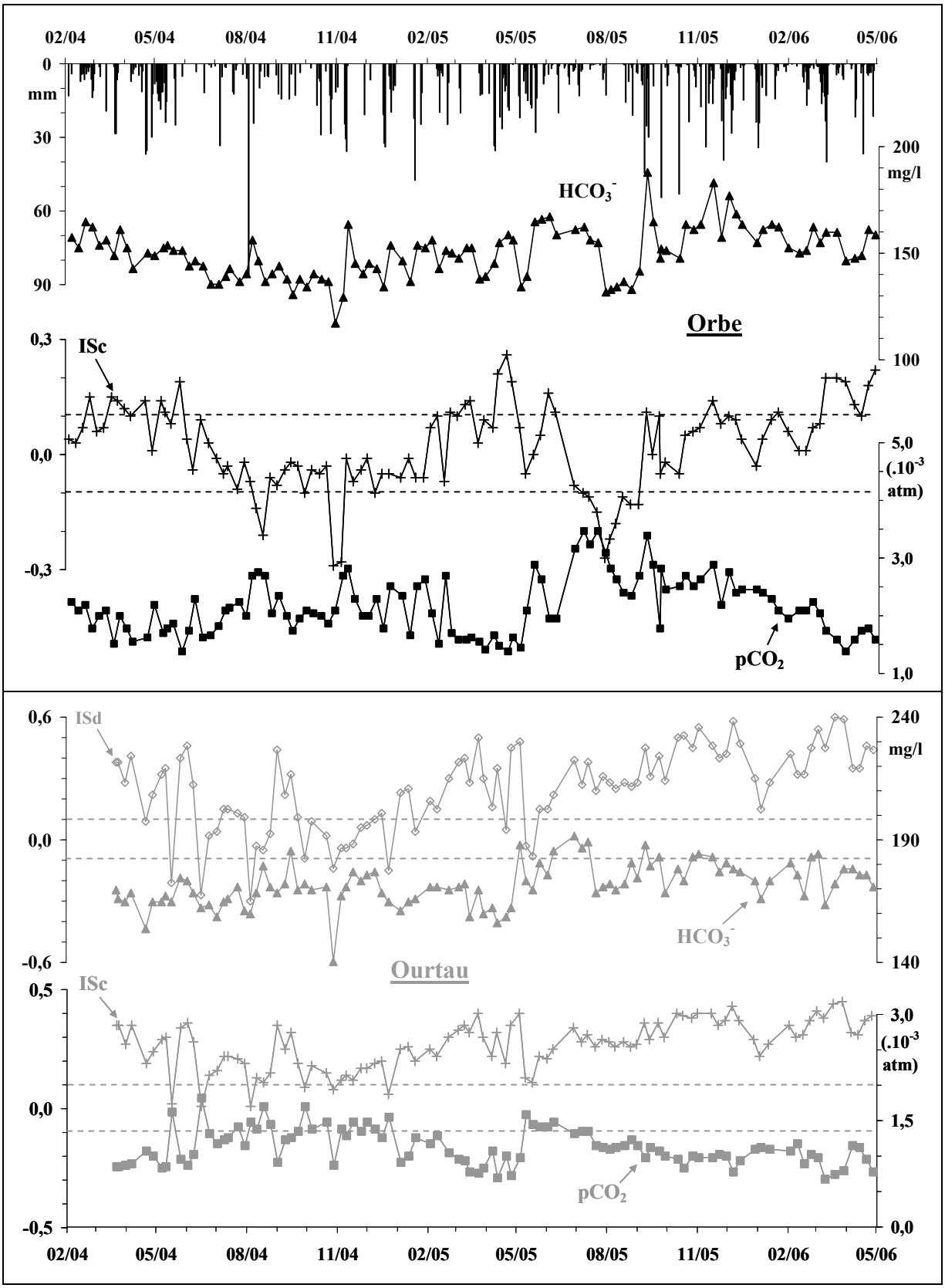


Figure 3.29 - Evolution de la saturation des eaux des sources de la Fontaine d'Orbe (en noir) et de l'Ourtau (en gris). ISc : indice de saturation vis-à-vis de la calcite ; ISd : indice de saturation vis-à-vis de la dolomite.

Du mois d'octobre au mois de décembre de l'année 2005, les eaux présentent une sursaturation et des fortes concentrations en HCO_3^- et une pCO_2 relativement élevée malgré la baisse théorique de la production de CO_2 du sol (Cf. figure 3.29). A cette période, les eaux rencontrées à l'émergence sont bien des eaux de vidange ayant longuement séjourné au sein de l'aquifère. Elles correspondent à la vidange (provoquée par les fortes précipitations enregistrées) de conduits présentant des eaux plus minéralisées que le signal de base (Cf. figure 3.1).

L'eau de la source de l'Ourtau montrent les faibles valeurs de pCO_2 calculées qui sont proches de celles de la pCO_2 atmosphérique (tout particulièrement durant la période du mois d'août de l'année 2005 au mois de mai de l'année 2006), égale à $10^{-3,5}$ atm, un pH élevé et une sursaturation quasi systématique des eaux (vis-à-vis de la calcite et de la dolomite, Cf. figure 3.29). L'eau transite un certain temps à l'air libre entre le lieu réel d'émergence et l'endroit où elle est captée (une vingtaine de mètre au total) avant d'être distribuée vers le réseau d'eau potable. Les prélèvements hebdomadaires s'effectuant dans le bassin de captage (le point d'émergence n'étant pas accessible), l'eau subit au cours de ce trajet un phénomène de dégazage du fait de son passage d'un milieu (aquifère) à forte pression de CO_2 vers un milieu (atmosphérique) à faible pCO_2. Les conséquences sont L'évaporation puis la condensation de ces eaux sursaturées provoquent dans le captage la formation de nombreuses précipitations de calcite visibles sous forme de petites stalagmites et stalactites.

Il est admis que la température (et l'humidité) influence(nt) l'activité biologique dans le sol [Edwards, 1975] et par conséquent la production de CO_2 (dégradation de la matière organique par les micro-organismes et respiration racinaire) de manière indirecte. D'après les graphes présentés sur la figure 3.30, la pression de CO_2 calculée (ainsi que l'ISc) pour l'eau de la source des Mourtès évolue de manière cyclique. Elle augmente au mois de mai (Cf. figure 3.30) puis commence à diminuer au mois de novembre à partir duquel les valeurs atteignent un palier (aux environs de 2.10^{-3} atm) jusqu'au mois de mai de l'année suivante. Il est intéressant de noter que cette tendance est très similaire à celle de la température atmosphérique enregistrée dans la région (Cf. figure 1.27). En outre, l'émergence des Mourtès est la seule des quatre sources étudiées à être alimentée par un bassin versant qui soit exposé au sud dans son entièreté et couvert d'un tapis végétal aussi abondant (voire envahissant pour un géologue) du printemps jusqu'à la fin de l'été. Ces éléments laissent penser que le sol est bien la source principale de CO_2 et que le niveau géologique récent de brèches de pente, identifié sur le terrain et à partir des résultats des panneaux électriques (Cf. figure 2.37), joue un rôle essentiel dans le fonctionnement de l'aquifère. Ces observations pourraient ainsi valider l'hypothèse selon laquelle le caractère inertiel des paramètres physico-chimiques, mesurés au cours des deux cycles hydrologiques, serait dû à la présence de cette formation assimilable à un milieu à porosité d'interstices qui tamponnerait l'ensemble des signaux physico-chimiques.

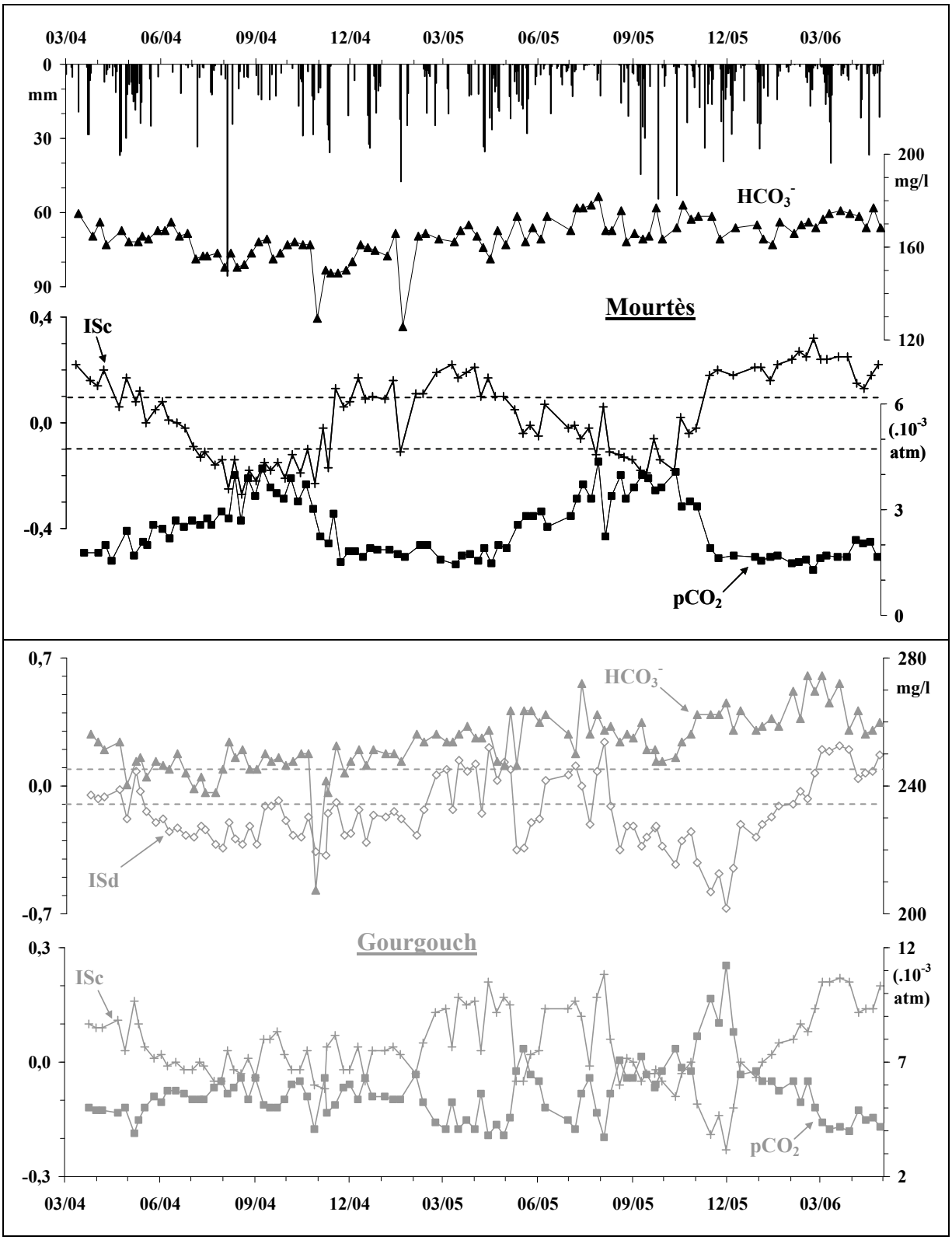


Figure 3.30 - Evolution de la saturation des eaux des sources de Mourtès (en noir) et Gourgouch (en gris). ISc : indice de saturation vis-à-vis de la calcite ; ISd : indice de saturation vis-à-vis de la dolomite.

Le même type de processus peut être décrit à la source Gourgouch mais différé dans le temps. Du mois de mars au mois de mai (pour les années 2005 et 2006), les valeurs de la pCO_2 sont

stabilisées autour de 5.10^{-3} atm alors qu'elles présentent une plus grande variabilité, en hiver, qu'à la source des Mourtès. Les signaux semblent différés dans le temps en comparaison de ceux de la source des Mourtès ; cette observation se vérifie particulièrement bien pour le cycle hydrologique des années 2005-2006. Les valeurs de la pCO_2 calculées pour la source Gourgouch sont les plus fortes parmi les quatre sources étudiées ($5,6.10^{-3}$ atm en moyenne comparée à $1,1.10^{-3}$ atm en moyenne pour la source de l'Ourtau), ce qui peut indiquer la présence d'une zone noyée importante selon Batiot [2002].

Par ailleurs, il est intéressant de noter que l'évolution des concentrations en HCO_3^- suit une tendance à la hausse, très hautement significative d'un point de vue statistique : + 0,03 mg/l/j (R^2 = 0,51 et F_{H0} = 100,5). Or, des relations entre les concentrations en hydrogénocarbonates de certains aquifères et l'altitude (donc la température) ont été découvertes [Lepiller, communication orale]. La tendance à la hausse de la température atmosphérique, mis en évidence au paragraphe 5 du chapitre 1, aurait alors peut-être un rôle sur l'évolution de la chimie de l'eau des sources.

2.2.4 - Utilisation du carbone-13 comme traceur naturel

2.2.4.1 – Le marquage en carbone-13

Le carbone minéral dissous dans l'eau (H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}) a plusieurs origines : la mise en solution du CO_{2g} (atmosphérique et pédologique), la dissolution des carbonates et l'oxydation du carbone organique par l'activité bactérienne. Les valeurs des teneurs en carbone-13 sont exprimées en part pour mille (δ ‰) par rapport à une référence (Vienna-Pee Dee Belemnite ou V.P.D.B.) : un rostre de bélemnite (blemnitelle americana) de la formation Pee Dee du Crétacé supérieur de Caroline du Sud aux Etats-Unis [Craig, 1957]. Le $\delta^{13}C$ est défini par la relation suivante :

$$\delta^{13}C = \left[\left(\frac{R_{échantillon}}{R_{V.P.D.B.}}\right) - 1\right] \cdot 10^3$$

Les principales sources de carbone ont leur propre marquage isotopique en carbone-13, ce qui permet de différencier divers types d'eau à l'émergence d'un système, trois origines majeures sont ainsi distinguées :

- ⇨ le CO_2 atmosphérique : $\delta^{13}C \approx -8$ ‰ V.P.D.B. [Cerling et *al.*, 1991]. Cette valeur était cependant plus élevée selon Friedli et *al* [1986] qui donnaient un $\delta^{13}C$ de – 6,4 ‰ du fait de la combustion des matières organiques fossiles appauvries, depuis la Révolution industrielle.

- le CO_2 pédologique : $\delta^{13}C \approx$ - 27 ‰ V.P.D.B. [Vogel, 1993]. Cette valeur moyenne correspond à celle du couvert végétal appartenant au cycle C3 (ou cycle Calvin, mécanisme enzymatique d'assimilation du gaz carbonique par les plantes), caractéristique de la plupart (85 %) des plantes rencontrées en climat tempéré. Cependant, la valeur généralement est plus proche de – 22 ‰.

- les carbonates de calcium : $\delta^{13}C \approx 0 \pm 2$ ‰. Cette valeur est celle des roches carbonatées d'origine marine. Emblanch [1997] détermine, par exemple, les teneurs en carbone-13 des différentes séquences de la formation des calcaires urgoniens de la région du Vaucluse, les valeurs sont comprises entre 2,3 et – 1,7 ‰.

L'eau de pluie en s'infiltrant dans le sol met le CO_2 en solution, la composition isotopique du gaz carbonique d'origine pédologique est alors comprise entre – 22 ‰ et – 27 ‰. De plus, la matrice des roches carbonatées présente une composition isotopique en carbone-13 nulle, le $\delta^{13}C$ de l'eau des aquifères karstiques (ou carbonatés fissurés de manière générale), qui est influencé en très grande majorité par ces deux pôles, devrait varier de – 11 ‰ à – 14 ‰ [Plagnes, 1997]. Toutefois, de légères variations sont possibles et peuvent, par exemple, être dues à un apport de CO_2 d'origine profonde (enrichi à - 8 ‰).

Il est également possible de calculer les teneurs théoriques du $\delta^{13}C$ des différentes espèces présentes en solution (correspondant au CMTD, Cf. § 2.2.2 de ce chapitre) selon que le système est considéré comme ouvert ou fermé vis-à-vis de la phase gazeuze de CO_2 (Cf. § 2.2.1 de ce chapitre) :

- en **système ouvert** : la composition isotopique de la solution dépendra uniquement de la phase gazeuse du fait d'une mise à l'équilibre plus rapide entre les phases gaz-liquide que liquide-solide.

$$\boldsymbol{\delta^{13}C_{CMTD} = \delta^{13}C_{CO_{2(g)}} + \left(\varepsilon_{H_2CO_3-CO_{2(g)}} \cdot \frac{(H_2CO_3)}{(CMTD)}\right) + \left(\varepsilon_{HCO_3-CO_{2(g)}} \cdot \frac{(HCO_3^-)}{(CMTD)}\right)}$$

avec $\delta^{13}C_{CMTD}$: teneur en carbone-13 calculée en système ouvert

$\varepsilon_{H_2CO_3-CO_{2(g)}}$ = - 1,12 ‰ : facteur de fractionnement du $\delta^{13}C$ entre les espèces H_2CO_3 et CO_{2g} [déterminé par Mook, 1980],

$\varepsilon_{HCO_3-CO_{2(g)}}$ = + 9,37 ‰ : facteur de fractionnement du $\delta^{13}C$ entre les espèces HCO_3^- et CO_{2g} [déterminé par Mook, 1980],

$\delta^{13}C_{CO2g}$ = - 22 ‰ : teneur en carbone-13 du CO_{2g} [Emblanch, 1997].

⇨ en **système fermé** : la composition isotopique de la solution dépendra d'une part, du marquage isotopique du CO_2 biogénique et d'autre part, de celui de la matrice carbonatée.

$$\delta^{13}C_{CMTD} = \left[\delta^{13}C_{CO_{2(g)}} + \varepsilon_{H_2CO_3-CO_{2(g)}}\right] + \left[\frac{(H_2CO_3)}{(CMTD)} + \frac{(HCO_3^-)}{2(CMTD)}\right]$$

avec $\delta^{13}C_{CMTD}$: teneur en carbone-13 calculée en système fermé,

$\varepsilon_{H_2CO_3-CO_{2(g)}}$ = - 1,12 ‰ : facteur de fractionnement du $\delta^{13}C$ entre les espèces H_2CO_3 et CO_{2g},

$\delta^{13}C_{CO2g}$ = - 22 ‰ : teneur en carbone-13 du CO_{2g}.

2.2.4.2 – Comparaison des valeurs du $\delta^{13}C$ pour les eaux des quatre sources

Trois échantillons d'eau, prélevés sur chacune des sources au cours de l'année 2004, ont fait l'objet d'une analyse isotopique afin de déterminer la teneur en carbone-13 lors de périodes hydrologiques distinctes. Le premier échantillon a été prélevé le 30 juillet après une période relativement sèche, le deuxième le 5 août après un épisode orageux exceptionnel (87 mm de pluie tombés en 24 heures le 4 août). Le troisième date du 28 octobre (qui fait suite à trois jours de pluie ininterrompue) et a été choisi car il constitue un point atypique sur les chroniques de chimie (Cf. § 2.1 de ce chapitre) et l'évolution des paramètres physico-chimiques (Cf. § 1.1 de ce chapitre). Dans la plupart des cas, ce prélèvement correspond à la concentration minimale mesurée pour différents éléments ioniques (ainsi que la conductivité, la température, etc.) au cours de la période d'étude.

La figure 3.31 présente les teneurs en carbone-13 mesurées (et calculées pour un système *ouvert* et *fermé*, Cf. *supra*) en fonction du rapport de la concentration en magnésium sur la concentration en calcium, qui est également un indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère (Cf. § précédent), pour les trois échantillons d'eau choisis. Le tableau 3.5 synthétise les paramètres physico-chimiques mesurés le 30 juillet, le 5 août et le 28 octobre de l'année 2004.

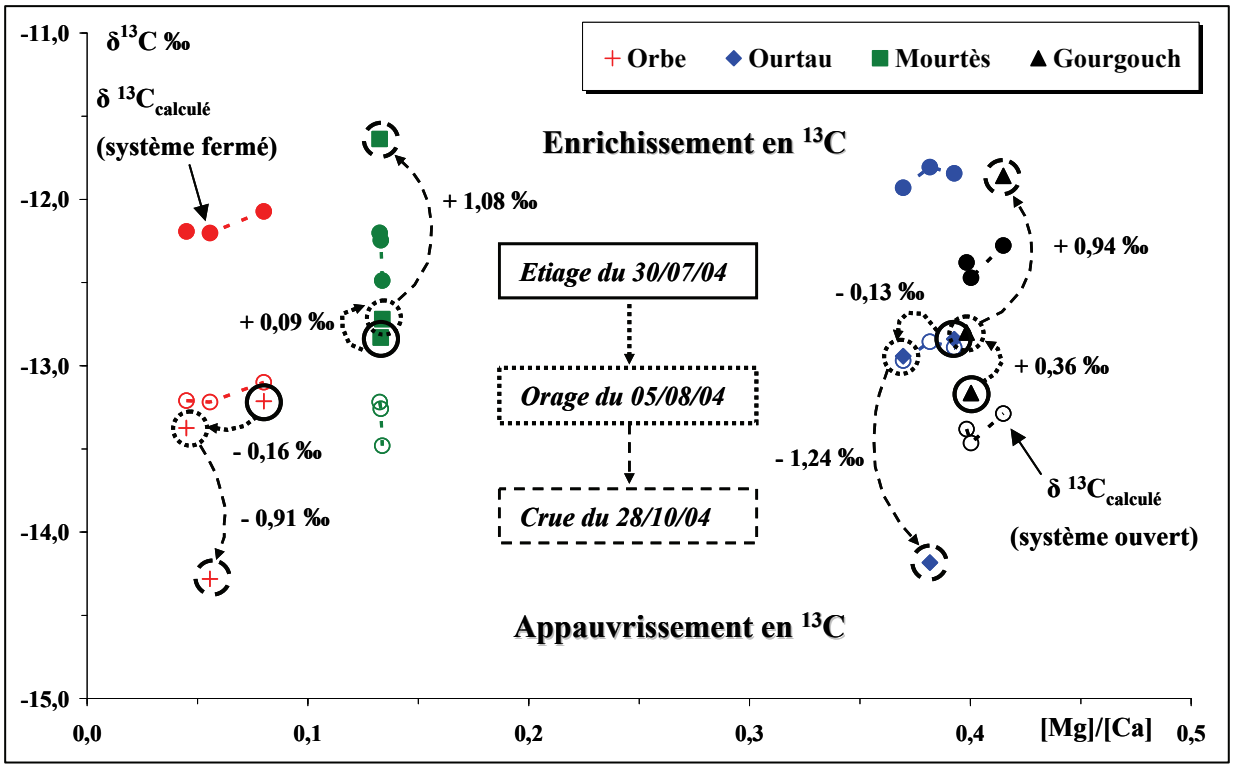


Figure 3.31 – Evolution des teneurs en ^{13}C et du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} pour les eaux des quatre sources au cours de trois périodes hydrologiques distinctes.

		$\delta^{13}C$	Cond.	T	pH	Débit	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Or	30/07/04	-13,21	266	12,1	7,77	-23,5	2,5	1,7	20,4	140,3	2,3	0,3	3,7	46,7
	05/08/04	-13,37	261	11,4	7,68	5,0	1,1	3,3	4,5	156,2	1,4	0,2	2,1	45,9
	28/10/04	-14,28	298	11,7	7,67	3,0	1,5	3,7	7,8	117,1	1,1	0,5	2,0	35,8
Ou	30/07/04	-12,84	352	10,5	8,05	0,00	1,1	1,0	23,6	161,0	0,8	0,3	14,8	37,8
	05/08/04	-12,94	273	9,6	7,94	0,10	1,1	1,8	3,3	159,8	0,8	0,2	11,7	31,8
	28/10/04	-14,18	295	9,8	8,12	0,04	0,9	1,7	5,2	140,3	0,6	0,2	10,5	27,6
Mo	30/07/04	-12,83	312	10,6	7,65	10,6	3,2	5,8	13,0	151,3	1,5	0,5	6,0	44,8
	05/08/04	-12,72	312	10,5	7,51	10,4	3,5	6,5	14,2	157,4	1,5	0,4	6,2	46,4
	28/10/04	-11,64	310	10,7	7,68	6,9	3,2	5,6	14,2	129,3	1,3	0,4	5,2	39,3
Go	30/07/04	-13,16	421	11,4	7,51	119,9	2,5	2,0	14,7	245,2	1,1	0,3	20,1	50,1
	05/08/04	-12,80	424	11,4	7,56	126,7	2,6	2,1	14,9	253,8	1,3	0,6	20,5	51,3
	28/10/04	-11,86	424	11,6	7,62	113,4	2,8	2,2	15,7	207,4	1,0	0,2	17,7	42,7

Tableau 3.5 – Synthèse des paramètres physico-chimiques mesurés aux quatre sources les 30 juillet, 5 août et 28 octobre de l'année 2004.
Or : Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès ; Go : source Gourgouch ; Cond : conductivité ; T : température de l'eau.

Les valeurs du $\delta^{13}C$ mesurées le 30 juillet sont quasiment équivalentes pour les quatre sources. Elles avoisinent – 13 ‰ (à ± 0,2) et sont donc comprises dans l'intervalle des valeurs attendues (entre - 11 et – 14 ‰, Cf. *supra*). Les points se situent également dans la gamme de

variation théorique calculée en système ouvert et fermé (mis à part pour la Fontaine d'Orbe qui est légèrement plus faible). Pour les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, ils sont proches des $\delta^{13}C$ calculés en système *ouvert* (Cf. figure 3.31), ce qui signifie que les eaux de ces deux aquifères sont très influencées par la participation de la zone non saturée qui fonctionne en système ouvert sur le CO_{2g} du sol. Les points des sources des Mourtès et Gourgouch sont en revanche placés entre les $\delta^{13}C$ calculés en système *ouvert* et *fermé*, ce qui dénote un mélange d'eaux issues de la zone saturée et non saturée. Les valeurs du $\delta^{13}C$ correspondraient *a priori* à la signature de l'eau s'écoulant de la zone saturée au cours de l'étiage pour chacun des aquifères, plusieurs paramètres permettent en effet de le supposer :

- ⇨ pour la Fontaine d'Orbe : la conductivité correspond à celle du niveau de base de la période estivale de l'année 2004, soit 270 µS/cm environ (Cf. figure 3.1) et le niveau piézométrique dans le captage de la source est au plus bas (Cf. colonne « *Débit* » dans le tableau 3.5) et caractérise les périodes de basses eaux.
- ⇨ pour la source de l'Ourtau : la valeur de la conductivité correspond à celle du signal de base définie précédemment (Cf. § 1.1.2 de ce chapitre et figure 3.3). De plus, les concentrations en sulfates, hydrogénocarbonates et calcium sont élevées.
- ⇨ pour les sources des Mourtès et Gourgouch : la valeur du débit indique une période de récession (Cf. figure 3.5 et figure 3.8).

Après l'épisode pluvieux intense du 4 août (qui fait suite à une longue période quasiment sans pluie), les eaux de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau montrent une légère baisse des valeurs du rapport [Mg]/[Ca] (0,03 environ) et du $\delta^{13}C$ (- 0,16 ‰ à la Fontaine d'Orbe et – 0,13 ‰ à l'Ourtau), qui peuvent s'expliquer par le mélange d'eaux nouvelles arrivées à l'émergence caractérisées par un $\delta^{13}C$ appauvri et de faibles concentrations en magnésium et calcium. Ce mélange est marqué notamment par une baisse de la conductivité (- 5 µS/cm à la Fontaine d'Orbe et - 79 µS/cm à l'Ourtau), une chute brutale des concentrations en sulfates (respectivement - 15,9 et – 20,3 mg/l) et une augmentation du niveau piézométrique mesuré dans les captages (Cf. tableau 3.5). En revanche lors du même épisode, les eaux des sources Mourtès et Gourgouch ne présentent aucune variation en ce qui concerne le rapport des concentrations en magnésium et calcium (et des autres éléments et paramètres physico-chimiques enregistrés, Cf. tableau 3.5), alors que le $\delta^{13}C$ mesuré est un peu enrichi à la source des Mourtès (+ 0,09 ‰) et de manière plus conséquente à la source Gourgouch (+ 0,36 ‰). Cet enrichissement, si faible soit-il, et la constance du rapport [Mg]/[Ca] montrent que ces deux derniers systèmes réagissent à l'inverse de ceux de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau au cours d'un épisode pluvieux de ce type (c'est-à-dire un orage d'été bref et intense faisant suite à une période sèche prolongée).

Le dernier échantillon a été prélevé le 28 octobre dans un contexte hydrologique différent du précédent, celui de l'automne. Après de nombreux épisodes pluvieux (142 mm cumulés au mois d'août et 146 mm au mois d'octobre à la station d'Arette), les systèmes hydrogéologiques n'ont donc pas le même antécédent hydrologique qu'au mois de juillet. Les valeurs de débit mesurées à la source des Mourtès et Gourgouch indiquent la fin de la période d'étiage et n'augmenteront réellement qu'à partir du mois de novembre ou de décembre (Cf. tableau 3.5, figure 3.5 et figure 3.8).

L'analyse du carbone-13 révèle un enrichissement significatif pour les deux sources, + 0,94 ‰ à la source Gourgouch et + 1,08 ‰ à la source Mourtès, alors que le rapport [Mg]/[Ca] augmente sensiblement pour la première et reste constant pour la seconde. En éliminant l'hypothèse d'un apport de CO_2 d'origine profonde qui paraît peu vraisemblable dans ce type d'aquifère, les eaux récoltées aux émergences ce 28 octobre sont plus vraisemblablement des eaux ayant séjourné un long moment au sein de leur aquifère respectif, le $\delta^{13}C$ mesuré s'approchant alors du $\delta^{13}C$ de la matrice carbonatée et est supérieur au $\delta^{13}C$ théorique calculé en système fermé (Cf figure 3.31). Néanmoins, les concentrations en calcium et hydrogénocarbonates sont les plus faibles mesurées au cours de la période d'étude, il est donc possible d'imaginer qu'il y ait un mélange d'eaux « anciennes », provenant de la zone saturée qui participe *a priori* majoritairement aux écoulements rencontrés à l'exutoire en fin de période d'étiage, et « nouvelles » dont l'origine ne peut être attribuée qu'à des infiltrations d'eau météorique proches de l'exutoire.

En ce qui concerne les eaux des sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, elles sont marquées par un appauvrissement important du $\delta^{13}C$: - 0,91 ‰ pour la première et – 1,24 ‰ pour la seconde. Pour la source de l'Ourtau, cette variation correspond clairement à un mélange d'eaux récemment infiltrées qui sont d'une part, appauvries en carbone-13 du fait de l'influence du CO_2 biogénique qu'elles ont dissous et d'autre part, bien moins minéralisées (298 µS/cm) que les eaux issues de la zone saturée caractérisées par une conductivité proche de 350 µS/cm. En revanche, pour la source de la Fontaine d'Orbe l'appauvrissement du $\delta^{13}C$ est, dans ce cas, accompagné d'une augmentation de la conductivité (+ 30 µS/cm environ par rapport au signal de base à cette période de l'année). Ce résultat renforce l'idée selon laquelle des eaux, issues de conduits « annexes » du réseau principal (appelés « *réserves suspendues* » par Lastennet dans sa thèse en 1994) situés dans la zone non saturée (fonctionnant en système ouvert avec le CO_2 du sol et donc marquées par un $\delta^{13}C$ appauvri), sont périodiquement « chassées » vers l'exutoire par un transfert de pression dans l'aquifère et viennent ainsi participer à l'alimentation de débit de la source en période de crue. Ces deux comportements bien que distincts sont caractéristiques d'aquifères karstiques pour lesquels la zone non saturée joue un rôle majeur dans la participation aux écoulements [Lastennet, 1994], qui est mis en évidence grâce aux variations du carbone-13 [Emblanch, 1997].

Ces résultats montrent donc la différence de fonctionnement existant entre les systèmes de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau et les systèmes de Mourtès et Gourgouch. Afin d'illustrer la différence de comportement sur une durée plus longue, le carbone-13 des eaux des sources de l'Ourtau et Gourgouch a été analysé sur la période allant du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004.

2.2.4.3 – Evolution du $\delta^{13}C$ aux sources de l'Ourtau et Gourgouch

La figure 3.32 présente l'évolution hebdomadaire des valeurs du $\delta^{13}C$ mesuré (ainsi que celles calculées en système ouvert et fermé) pour les eaux des sources de l'Ourtau et Gourgouch du 2 juin au 23 décembre de l'année 2004. Cette période correspond à la période d'étiage et au début de la reprise du cycle hydrologique de l'année 2004.

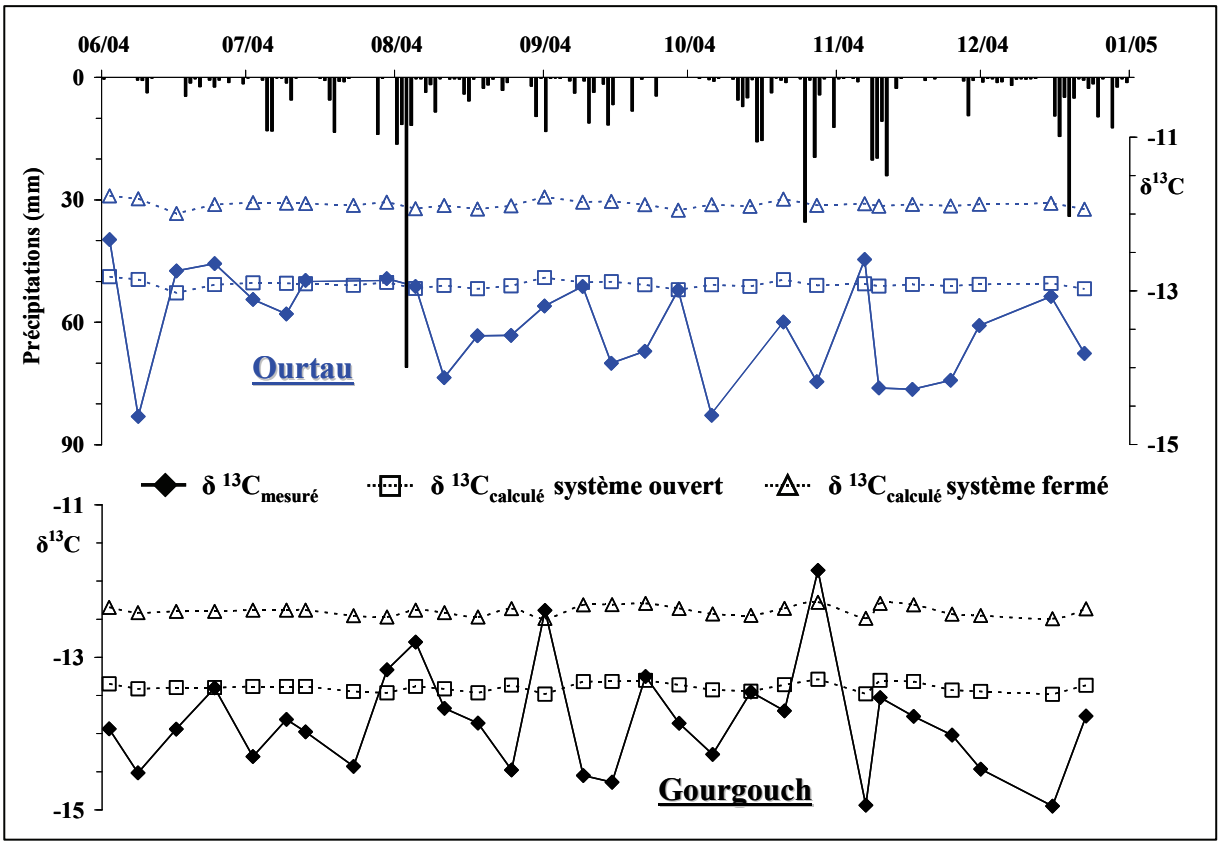


Figure 3.32 – Evolution de la teneur hebdomadaire en carbone-13 aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004.

Les valeurs du $\delta^{13}C$ mesurées aux deux sources sont la plupart du temps inférieures aux valeurs théoriques calculées. Ces résultats mettent donc en évidence des systèmes globalement très dépendants de la participation de la zone non saturée à l'alimentation du débit durant cette phase d'étiage. L'eau contenue dans cette partie de l'aquifère fonctionne en système ouvert avec le

CO_2 d'origine pédologique et est en effet marquée par un $\delta^{13}C$ appauvri (- 22 ‰). Les deux systèmes ne fonctionnent cependant pas de la même manière.

Le signal du $\delta^{13}C$ à la source de l'Ourtau est relativement stable au début de l'été et devient beaucoup plus perturbé dès le début du mois d'août avec l'arrivée de nombreux épisodes pluvieux. Le $\delta^{13}C$ mesuré du mois de juin au début du mois d'août caractérise visiblement des eaux issues de la zone saturée du réservoir ($\delta^{13}C \approx$ -12,9 ‰ ± 0,1). Ce résultat est donc cohérent avec les observations réalisées au paragraphe 2.2.3, qui traite des relations entre l'indice de saturation et la pression de CO_2, dans lequel il est expliqué que les eaux évoluent à l'air libre (donc en système ouvert avec l'atmosphère) entre l'émergence réelle et le captage. Les eaux y sont décrites comme sursaturées vis-à-vis de la calcite (et de la dolomite) avec des pCO_2 proches de celle de l'atmosphère. Les pluies viennent par la suite perturber le signal du $\delta^{13}C$, l'arrivée d'eaux superficielles dans le système étant accompagnée d'un appauvrissement significatif (- 1,6 ‰ ± 0,1). Au cours des périodes sèches les valeurs du $\delta^{13}C$ augmentent vers le signal de base, à l'image de ce qui a été observé pour l'évolution de la conductivité ou de la température (Cf. § 1.1.2 de ce chapitre).

La courbe des valeurs mesurées à la source Gourgouch suit en revanche deux tendances plus ou moins bien marquées. La première correspond à la hausse du $\delta^{13}C$ associée à une baisse du débit du mois de juin au mois d'août (Cf. figure 3.8), c'est-à-dire au paroxysme de la période d'étiage et montre l'augmentation de la participation de la zone saturée aux écoulements rencontrés à l'exutoire. La seconde tendance est une baisse du $\delta^{13}C$ liée à une augmentation significative du débit à partir du mois de novembre, traduisant l'influence des précipitations automnales (marquées par un $\delta^{13}C$ appauvri). Cette relation débit/$\delta^{13}C$ a, par exemple, été mis en évidence par Batiot [2002].

Il est intéressant de noter qu'à partir de la fin du mois d'octobre les valeurs du $\delta^{13}C$ de la source de l'Ourtau et Gourgouch évoluent à l'inverse les unes des autres. L'absence de pluies de la mi-novembre à la mi-décembre induit un enrichissement du $\delta^{13}C$ pour la première et un appauvrissement pour la seconde. Ce résultat met une nouvelle fois en lumière la différence de fonctionnement entre un aquifère karstique bien développé dans lequel les écoulements sont instantanés à l'échelle d'un épisode pluvieux (effet piston) et un autre pour lequel les signaux physico-chimiques sont différés dans le temps du fait d'un réservoir bien moins transmissif (effet de mélange).

2.2.4.4 – Comparaison de l'évolution du $\delta^{13}C$ et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$

La figure 3.33 permet de comparer les valeurs du $\delta^{13}C$ mesurées et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$, qui reflètent le temps de séjour moyen au sein d'un aquifère (Cf. § 2.2.5.2 de ce chapitre). Ces graphes mettent une nouvelle fois en évidence deux évolutions distinctes. Les courbes des valeurs du $\delta^{13}C$ et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ varient de manière conjointe pour la source de l'Ourtau contrairement à celles de la source Gourgouch.

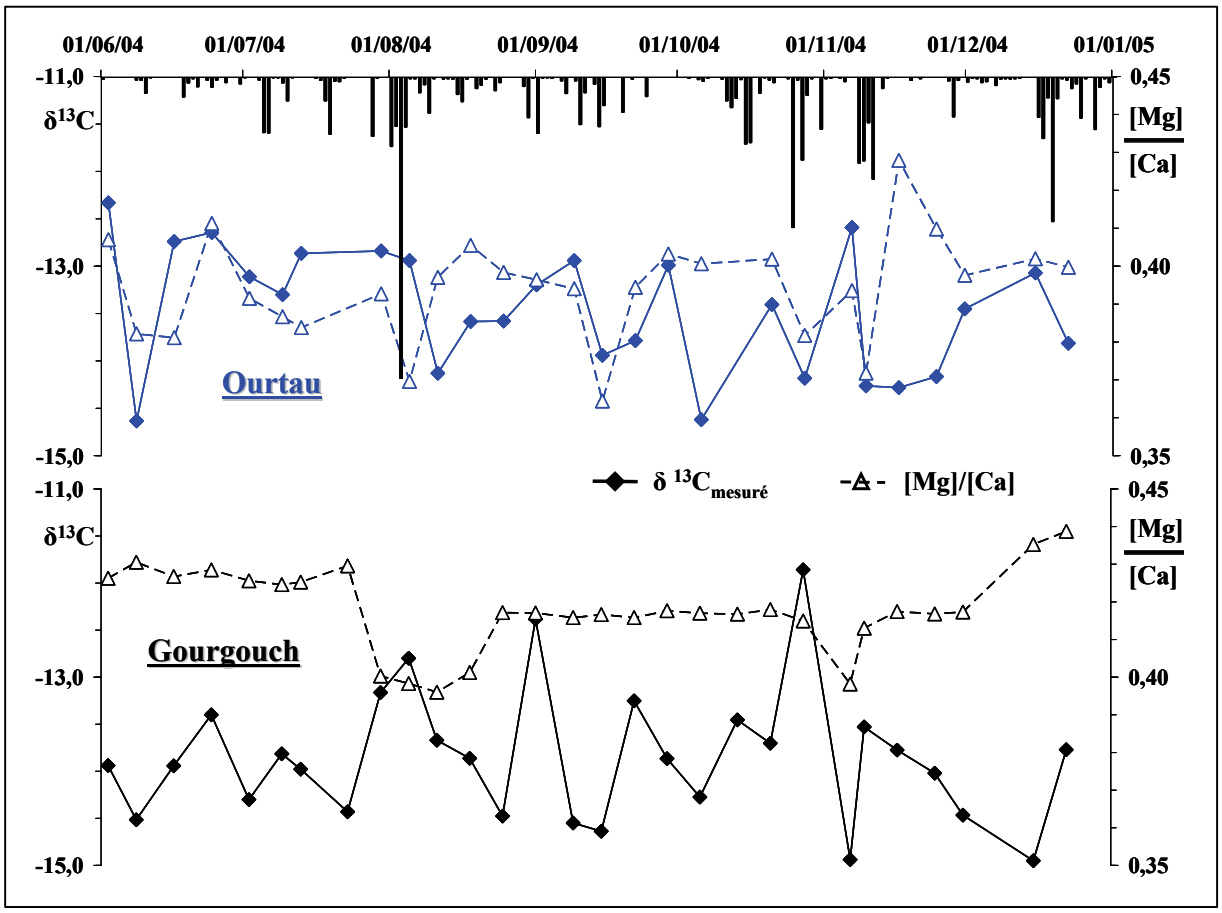


Figure 3.33 – Evolution du $\delta^{13}C$ et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004.

Du mois de juin au mois d'août, le signal caractérisant le rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ est particulièrement stable jusqu'à l'épisode pluvieux du 4 août qui provoque une baisse des valeurs, indiquant donc *a priori* le mélange d'eaux récentes (la même situation se reproduisant au mois de novembre). Cependant, la teneur en $\delta^{13}C$ augmente au début de cet épisode pluvieux marquant le passage d'eaux plus anciennes à l'exutoire. Cette contradiction apparente peut être expliquée simplement par un mélange d'eaux anciennes et nouvelles. A la fin du mois d'octobre, le système réagit différemment aux précipitations. Les premières pluies corespondent à un pic du $\delta^{13}C$ alors que le rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ reste constant. Ceci ne peut s'expliquer que par l'écoulement d'eaux

anciennes vers l'exutoire, qui ont été chassées suite à une mise en pression du système. L'eau s'écoulant de la zone saturée de l'aquifère de Gourgouch est définie par les valeurs suivantes : $\delta^{13}C \approx -14$ ‰ ± 0,5 et $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}] = 0,43 \pm 0,01$.

Les eaux ayant une concentration en magnésium élevée (et donc un rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ élevé) sont révélatrices des périodes durant lesquelles l'aquifère n'est pas perturbé par le mélange d'eaux nouvelles ; le cas de la source de l'Ourtau illustre parfaitement cette idée. Les précipitations, si faibles soient-elles, provoquent une baisse systématique du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ (- 0,04 au maximum) associée à celle de la valeur du $\delta^{13}C$ (- 2 ‰ au maximum), qui montre l'arrivée d'eaux superficielles qui ont transité par la zone non saturée (caractérisée par un marquage en $\delta^{13}C$ appauvri). A partir de ces résultats, il est possible de définir les caractéristiques de l'eau provenant de la zone noyée de l'aquifère de l'Ourtau : $\delta^{13}C \approx -12,9$ ‰ ± 0,1 et $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}] = 0,4 \pm 0,01$.

2.2.4.5 - Comparaison de l'évolution du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2

La comparaison des valeurs du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 peut s'avérer intéressante, ces deux paramètres étant en effet des indicateurs de l'origine des eaux rencontrées à l'exutoire. La figure 3.34 montre l'évolution du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 aux sources de l'Ourtau et Gourgouch.

Pour la source de l'Ourtau, l'appauvrissement en $\delta^{13}C$ lors de l'épisode pluvieux du 4 août est accompagné d'une augmentation significative de la pCO_2, qui montre la participation de la zone non saturée aux écoulements rencontrés à l'exutoire. Les variations du $\delta^{13}C$ au cours des deux derniers mois liées à une certaine stabilité de la pCO_2 mettent en évidence la diversité des eaux rencontrées à l'émergence et l'état de déséquilibre du système de l'Ourtau dû aux précipitations automnales.

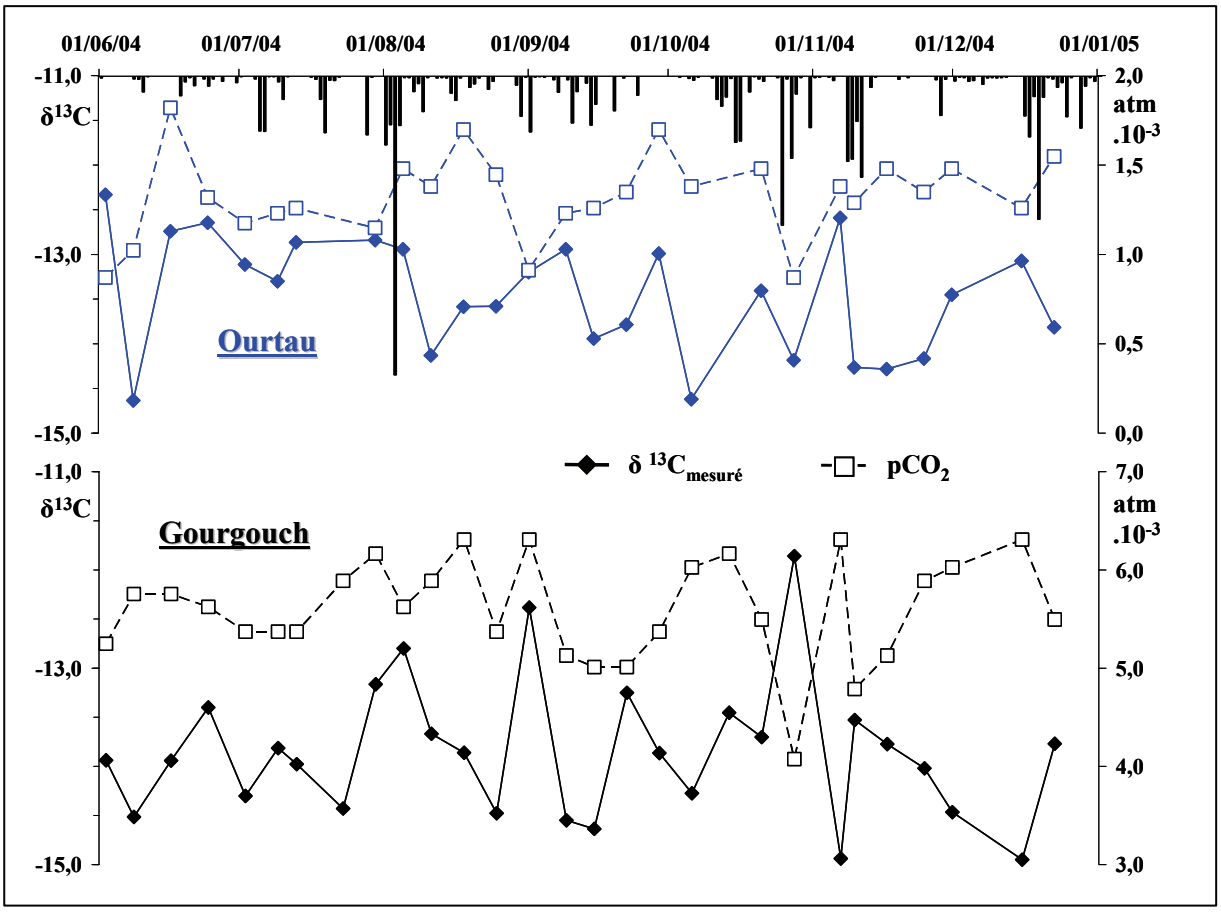


Figure 3.34 - Evolution du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004.

Pour la source Gourgouch, l'évènement pluvieux de fin du mois d'octobre, décrit au paragraphe précédent, caractérisé par un enrichissement du $\delta^{13}C$ correspond également à une chute de la pCO_2. Ce résultat prouve que les eaux prélevées ce jour-là sont bien issues de la zone noyée, dans laquelle elles évoluent en système fermé (ce qu'indique les valeurs du $\delta^{13}C$) par rapport à la phase gazeuse du CO_2 (d'où la faible pression de CO_2 calculée). A partir de la mi-novembre à la fin du mois de décembre, les courbes du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 évoluent à l'inverse l'une de l'autre. Ceci confirme un changement du régime d'alimentation de la source décrit précédemment, qui correspond au cours de cette période au passage d'eaux récemment infiltrées, caractérisées par une pression de CO_2 élevée et un $\delta^{13}C$ appauvri.

Ces observations faites à partir des variations du $\delta^{13}C$ révèlent donc deux fonctionnements diamétralement opposés. Le système de l'Ourtau réagit de manière relativement simple et cohérente, les pluies rapidement infiltrées se mélangent dans la zone noyée et entraînent une baisse du $\delta^{13}C$ et des concentrations en calcium et magnésium, alors que le comportement de l'aquifère alimentant la source Gourgouch paraît beaucoup plus complexe. En effet, les variations des paramètres étudiés au cours d'un épisode pluvieux n'évoluent pas systématiquement de la

même manière. Toutefois, la zone non saturée semble jouer un rôle important selon les périodes hydrologiques, il serait donc intéressant de pouvoir analyser l'évolution du $\delta^{13}C$ sur un cycle complet.

2.2.5 – Etude de la relation entre Ca^{2+} et Mg^{2+}

2.2.5.1 – Relation linéaire

La figure 3.35 présente les concentrations en magnésium en fonction des concentrations en calcium pour les quatre sources. Il n'existe aucune relation linéaire entre les variables Ca^{2+} et Mg^{2+} pour les sources de la Fontaine d'Orbe et des Mourtès, en effet l'indépendance des variables n'est pas rejetée selon le test de l'hypothèse H_0 (Cf. figure 3.15). En revanche, les concentrations en ions calcium et magnésium des sources de l'Ourtau et Gourgouch sont clairement liées par une relation de type linéaire (l'indépendance des variables est rejetée de façon très hautement significative, pour Ourtau $F_{H0} = 258,2$ et pour Gourgouch $F_{H0} = 67,7$).

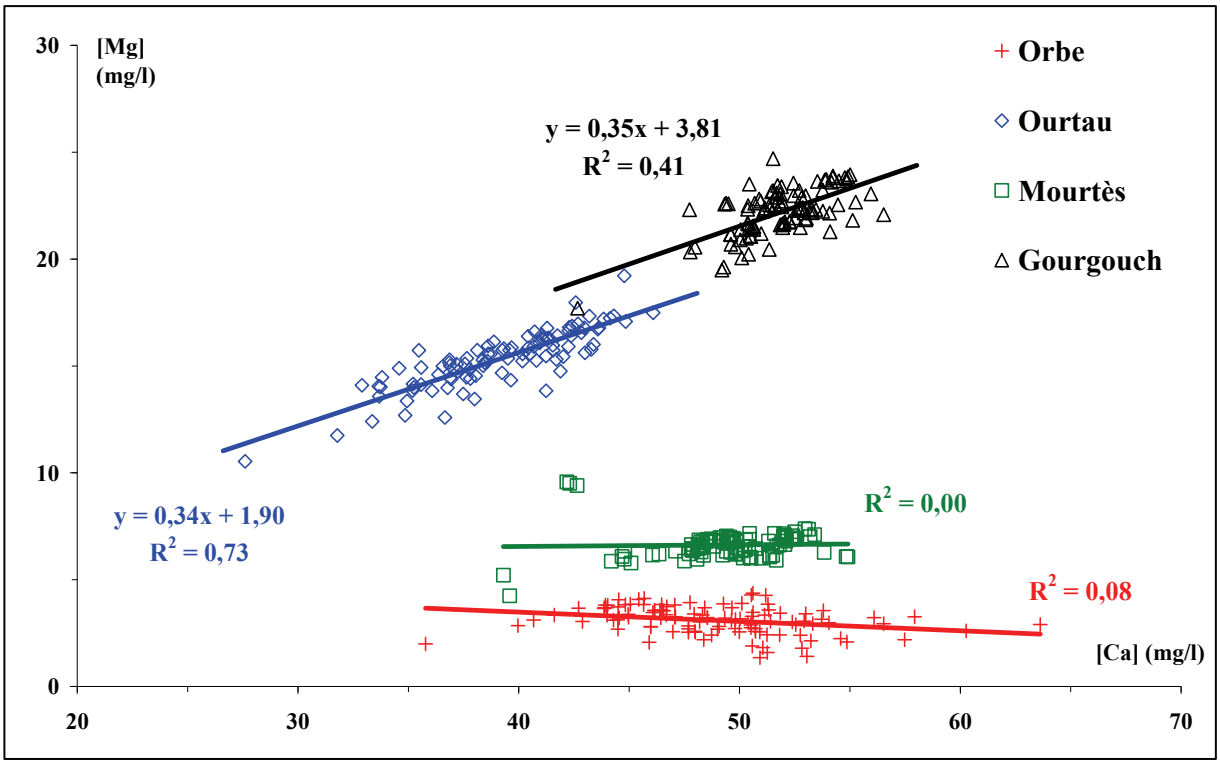


Figure 3.35 – Relation entre les concentrations en calcium et en magnésium pour les quatre sources.

Les droites de régression des sources de l'Ourtau et Gourgouch présentent de plus la même pente (Cf. figure 3.35) qui caractérise les eaux issues de l'aquifère calcaréo-dolomitique du complexe Kimméridgien-Bathonien-Oxfordien de la région des chaînons béarnais. Cette

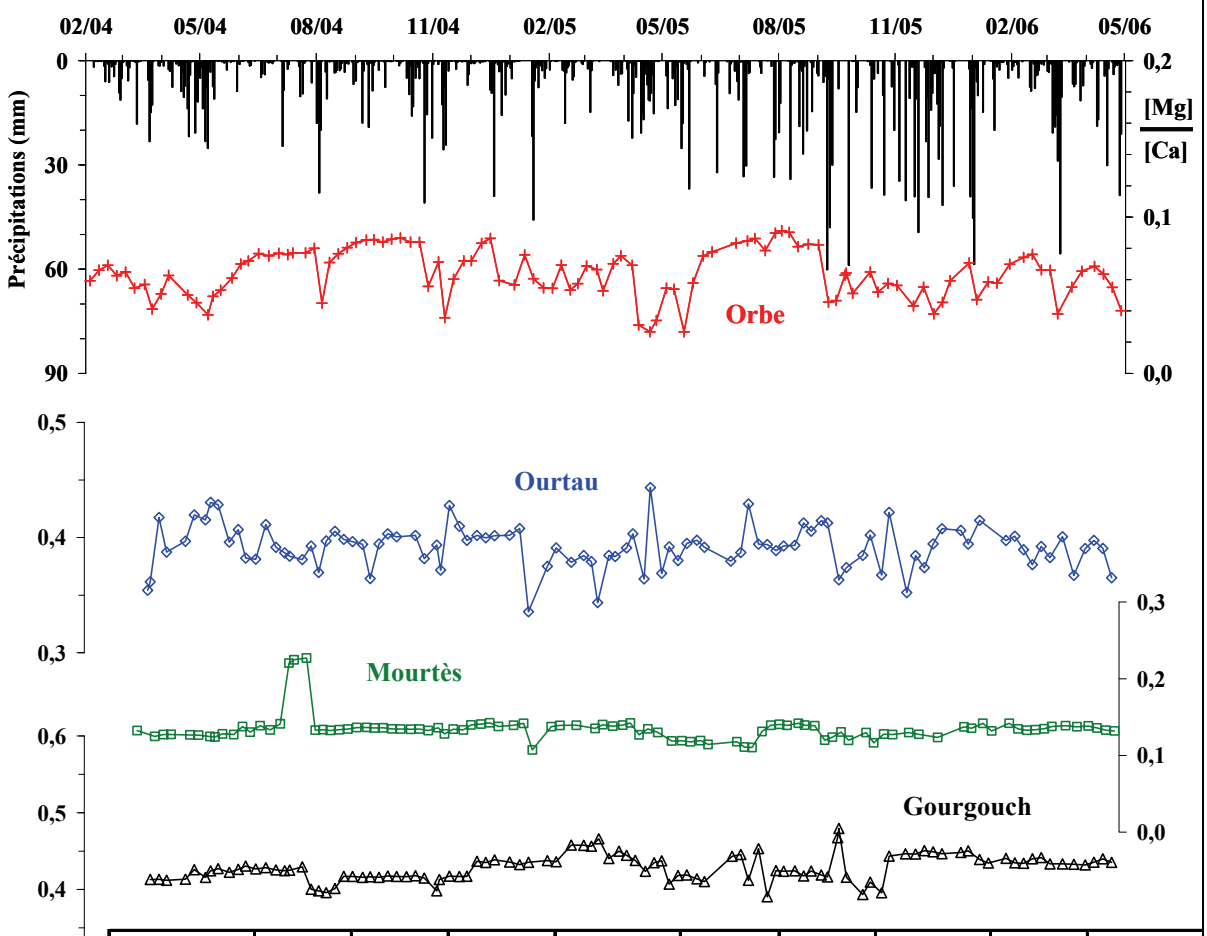
observation confirme en outre que les eaux de ces deux sources sont issues d'un aquifère de nature identique. Elle reste également cohérente avec les résultats du traçage (Cf. § 3.6 du chapitre 2), des analyses chimiques (Cf. § 2.1.2 de ce chapitre) et de l'ensemble des informations recueillies sur le terrain pour la source Gourgouch dont l'origine était, au départ de l'étude, la plus difficile à appréhender.

2.2.5.2 – Evolution du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$

L'étude du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ est couramment utilisée dans les études hydrogéologiques [Harum et *al.*, 1992a] afin de différencier les types d'eau en fonction de leur origine et de leur temps de séjour au sein d'un aquifère, si par exemple ce rapport augmente cela signifie que l'eau y a séjourné longtemps [Lepiller, 1980].

L'évolution du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ calculé pour les quatre source est illustrée par la figure 3.36. Les deux aquifères, dont la nature est à dominance dolomitique (l'Ourtau et Gourgouch), sont évidemment ceux qui présentent les valeurs les plus élevées en moyenne (0,4 environ contre 0,1 pour les aquifères constitués majoritairement de calcaire) et également les coefficients de variation les plus faibles (4,0 et 4,8 % contre - 24,0 et 13,3 %).

L'évolution du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ pour les sources des Mourtès et Gourgouch est relativement linéaire, ce qui met en évidence l'inertie de ces systèmes ; le signal chimique y est en effet totalement tamponné. La courbe de la Fontaine d'Orbe évolue au contraire selon les périodes hydrologiques. Elle atteint un seuil maximal (égal à 0,09) lors des périodes d'étiage, du mois de juin au mois d'octobre de l'année 2004 et du mois de juin au mois d'août de l'année 2005. Les saisons automnales et hivernales sont caractérisées par une grande variabilité du rapport indiquant le mélange d'eaux nouvelles dans le système qui perturbent l'équilibre chimique. De la même manière, les valeurs du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ à la source de l'Ourtau varient selon les périodes hydrologiques. Au cours des périodes peu pluvieuses, elles oscillent autour de 0,4 indiquant le passage d'eaux provenant de la zone saturée de l'aquifère et baissent de manière significative lors d'un épisode de pluie. Les eaux qui alimentent la source à ce moment-là proviennent en partie de l'infiltration d'eaux de pluie et du ruissellement de surface (Cf. § 3.4 de ce chapitre) et sont généralement peu chargées en magnésium car plus récentes. Les valeurs du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ permettent donc essentiellement de distinguer les aquifères de nature calcaire des aquifères dolomitiques rencontrés dans les chaînons béarnais et leurs variations mettent en évidence le temps de séjour des eaux rencontrées aux exutoires.



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.	Max	Date	Min	Date
Or (N=109)	0,064	0,065	0,015	24,0 %	-1,1 %	0,091	03/08/05	0,027	21/04/05
Ou (N=98)	0,392	0,393	0,019	4,8 %	-0,3 %	0,443	26/04/05	0,336	19/01/05
Mo (N=96)	0,135	0,134	0,018	13,3 %	0,4 %	0,227	23/07/04	0,107	19/01/05
Go (N=100)	0,428	0,426	0,017	4,0 %	0,4 %	0,479	23/09/05	0,391	28/07/05

Figure 3.36 – Evolution du rapport concentration en magnésium/concentration en calcium aux quatre sources.

Or : source de la Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès ; Go : source Gourgouch ; N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min : minimum ; Max : maximum.

2.2.6 - Etude de la relation Ca^{2+}/HCO_3^-

Le diagramme présenté sur la figure 3.37 illustre la relation existant entre les concentrations molaires des ions Ca^{2+} et HCO_3^- des eaux des quatre sources.

Pour la source de la Fontaine d'Orbe, le coefficient de détermination de la droite de régression est égal à 0,75 (Cf. figure 3.37) et l'indépendance des variables *concentration molaire en* Ca^{2+} et *concentration molaire en* HCO_3^- est rejetée de façon très hautement significative selon le test de

l'hypothèse nulle. Le coefficient de régression donne une valeur très proche de 0,5 (0,48 précisément, Cf. figure 3.37) et la droite passe quasiment par l'origine, ce qui indique que les teneurs en hydrogénocarbonates de calcium sont exclusivement contrôlées par la dissolution de la calcite [Le Borgne et *al.*, 2006], selon la réaction suivante :

$$\mathbf{CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}} \quad \mathbf{(1)}$$

La relation *[Ca²⁺] / [HCO₃⁻]* est également significative (d'un point de vue statistique) pour les trois autres sources, cependant les coefficients de régression sont bien inférieurs à 0,5 tout particulièrement pour la source Gourgouch. Les hydrogénocarbonates de calcium ne sont donc pas uniquement le fait de la dissolution de calcite pour les trois autres sources. Compte tenu de la nature des aquifères qui les alimentent (en grande partie constitués de dolomie) il est facile d'imaginer que les ions hydrogénocarbonates proviennent en partie de la dissolution de dolomite ($CaMg(CO_3)_2$).

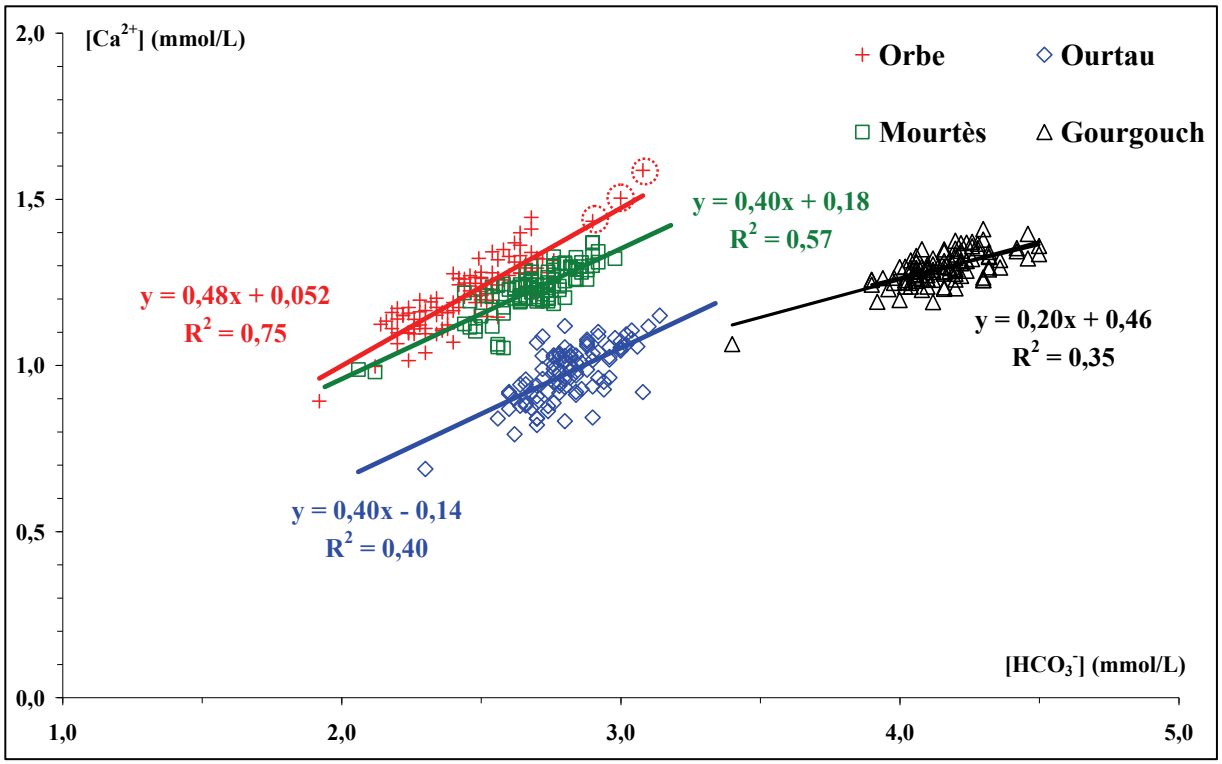
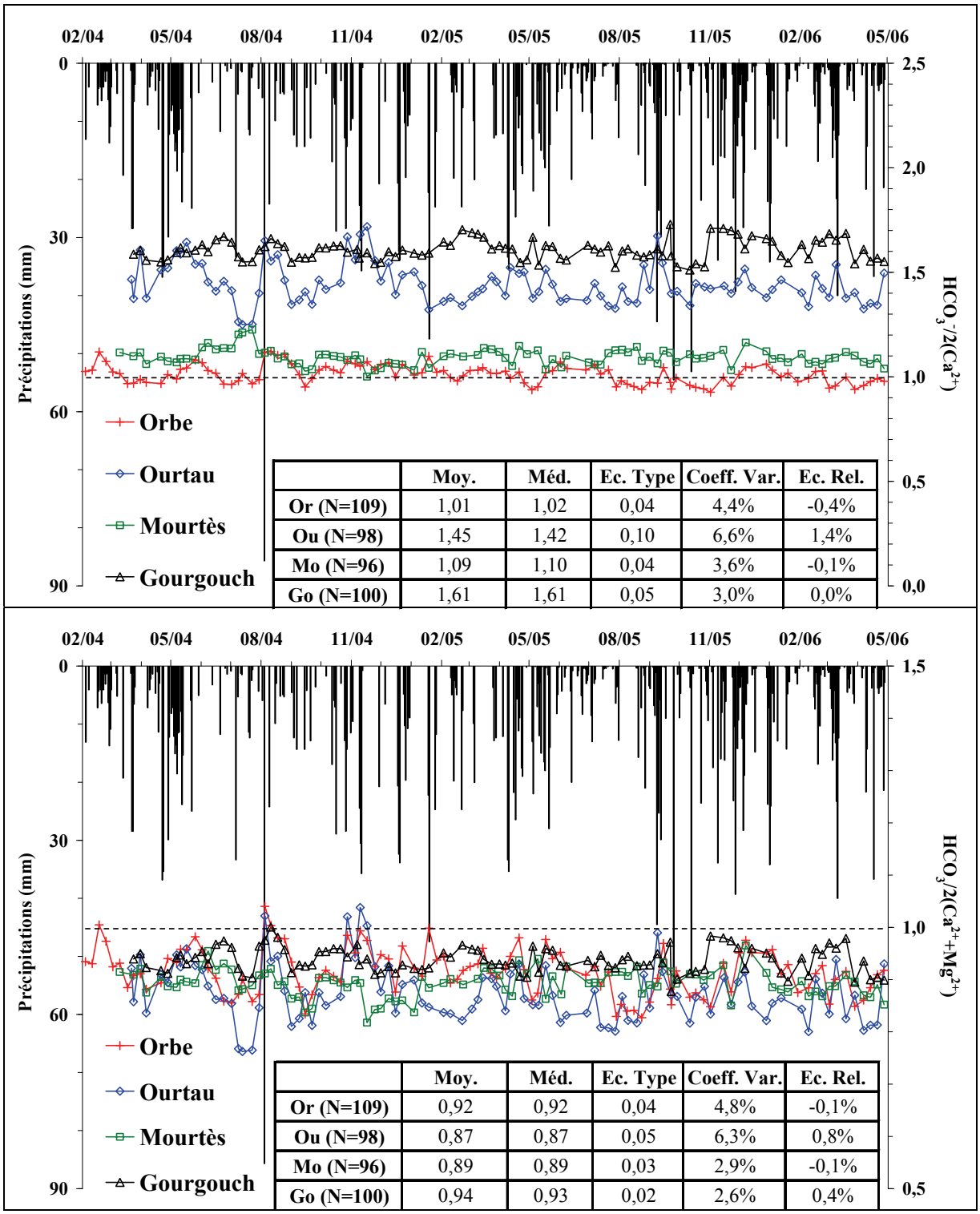


Figure 3.37 – Relation entre les concentrations de Ca²⁺ et HCO₃⁻ pour les quatre sources étudiées.

Par ailleurs, Plummer et *al.* [1978] et plus tard Dreybrodt et *al.* [1996] ont montré que l'équilibre de cette réaction (1) met plusieurs jours, voire plusieurs mois à se réaliser (en fonction des teneurs en CO_2 dissous). Sur le graphe de la figure 3.37, les points représentant les valeurs les plus élevées en Ca^{2+} et HCO_3^-, situés en haut et à droite, correspondraient ainsi à des eaux ayant séjourné longtemps au sein des aquifères. Par exemple, pour la Fontaine d'Orbe trois points se démarquent du reste du nuage (entourés d'un cercle en pointillé sur la figure 3.37), ils

représentent des prélèvements effectués aux mois de septembre et de novembre de l'année 2005 pour lesquels les conductivités *in situ* étaient les plus fortes mesurées au cours de la période d'étude. A l'inverse, les points qui se singularisent vers la gauche et le bas du graphe, c'est-à-dire vers des concentrations faibles en calcium et hydrogénocarbonates, illustrent un mélange d'eaux très peu minéralisées et relativement nouvelles dans les systèmes.

La figure 3.38 montre l'évolution au cours de la période d'étude des rapports $HCO_3^-/_2(Ca^{2+})$ et $HCO_3^-/2(Mg^{2+}+Ca^{2+})$, calculés à partir des concentrations molaires. Pour le premier rapport les valeurs devraient théoriquement être égales à 1 dans le cas d'une mise en solution de carbonates purs (CaCO3) et pour le second dans le cas d'un mélange de carbonates purs et de carbonates de magnésium (Cf. *supra*).



	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.
Or (N=109)	1,01	1,02	0,04	4,4%	-0,4%
Ou (N=98)	1,45	1,42	0,10	6,6%	1,4%
Mo (N=96)	1,09	1,10	0,04	3,6%	-0,1%
Go (N=100)	1,61	1,61	0,05	3,0%	0,0%

	Moy.	Méd.	Ec. Type	Coeff. Var.	Ec. Rel.
Or (N=109)	0,92	0,92	0,04	4,8%	-0,1%
Ou (N=98)	0,87	0,87	0,05	6,3%	0,8%
Mo (N=96)	0,89	0,89	0,03	2,9%	-0,1%
Go (N=100)	0,94	0,93	0,02	2,6%	0,4%

Figure 3.38 – Evolution des rapports $HCO_3^-/2(Mg^{2+}+Ca^{2+})$ et $HCO_3^-/2(Ca^{2+})$ au cours des deux cycles hydrologiques étudiés.

Or : source de la Fontaine d'Orbe ; Ou : source de l'Ourtau ; Mo : source des Mourtès ; Go : source Gourgouch ; N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

Les valeurs du rapport $HCO_3^-/_2(Ca^{2+})$ pour la source de la Fontaine d'Orbe sont égales à 1 et en sont très proches pour celle des Mourtès. Ce résultat est donc cohérent avec la nature à dominance calcaire des aquifères qui alimentent ces deux sources. Pour l'ensemble des sources le rapport $HCO_3^-/_2(Mg^{2+}+Ca^{2+})$ est très proche de 0,9 et montre peu de variabilité, les coefficients de variation étant compris entre 2,6 % (source Gourgouch) et 6,3 % (source de l'Ourtau).

Ces observations confirment que tous les ions hydrogénocarbonates mesurés aux quatre émergences ont pour origine la dissolution de roches carbonatées, soit des calcaires (cas de la Fontaine d'Orbe) soit des calcaires et des dolomies (pour les trois autres sources).

2.2.7 – Conclusion

L'étude des relations entre les paramètres, calculés (pCO_2, ISc) ou mesurés (HCO_3^-, Ca^{2+} et Mg^{2+}), régissant les équilibres hydrochimiques dans l'aquifère apporte des informations concernant les divers types d'eau rencontrés aux exutoires aux cours des différentes périodes d'un cycle hydrologique et la nature du réservoir que les eaux traversent et dissolvent au cours de leur séjour souterrain. De plus, les valeurs en carbone-13 couplées à certains paramètres (rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ et pCO_2) donnent des indications d'une part, sur l'origine de l'eau et d'autre part, sur leur temps de séjour dans le réservoir. Ces informations sont essentielles à la compréhension du fonctionnement plus ou moins complexe des systèmes hydrogéologiques étudiés et à la caractérisation de la roche aquifère concernée.

Dans un premier temps, elles ont en effet permis de mettre en évidence deux types de comportement opposés sur bien des points. Ainsi, les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau sont caractérisées par des fonctionnements de nature karstique qui divergent de ceux des sources de Mourtès et Gourgouch, assimilés à des réservoirs de type carbonaté fissuré. Les différences fondamentales, existant entre ces deux types d'aquifère, peuvent être résumées de la manière suivante : la grande réactivité des deux systèmes karstiques lors des épisodes pluvieux, mettant en évidence la participation active de la zone non saturée et sa capacité transmissive élevée. Le mélange d'eaux nouvelles se caractérise la plupart du temps par des eaux sous-saturées (pas systématique à la Fontaine d'Orbe), une forte pCO_2 et un appauvrissement du $\delta^{13}C$. Les paramètres agissant sur l'équilibre calco-carbonique des deux autres systèmes ne montrent en revanche que très peu de variation au cours de ces épisodes. Néanmoins, dans certains cas des eaux « anciennes » sont chassées du réservoir par sa mise en pression (notamment en automne au moment de la reprise). Les conséquences sont alors un enrichissement du marquage en $\delta^{13}C$ et une baisse de la pCO_2. Ces deux systèmes sont également caractérisés par une zone noyée importante qui tamponne l'influence du signal d'entrée, c'est-à-dire la pluie. Cette diversité de

fonctionnement hydrologique est due en grande partie au développement du réseau de drainage interne de chaque réservoir carbonaté.

Dans un second temps, l'étude des relations entre les concentrations des éléments calcium, magnésium et hydrogénocarbonates, régies par la réaction de dissolution des carbonates (calciques et magnésiens), montre clairement l'existence de deux grands types de réservoirs aquifères dans les chaînons béarnais. Le premier est uniquement mis en évidence par la dissolution de carbonates de calcium, qui appartiennent aux calcaires du Crétacé inférieur présentant un faciès urgonien. Cet aquifère alimente la source de la Fontaine d'Orbe et d'autres émergences bien plus importantes : l'œil du Néez qui alimente en grande partie la ville de Pau, les sources d'Ogeu qui sont embouteillées et distribuées dans la France entière ou encore les sources thermales de Lurbe-Saint-Christau. Le second grand aquifère est constitué des formations dolomitiques du Bathonien-Oxfordien dont la dissolution est caractérisée par une relation linéaire significative (d'un point de vue statistique) entre les concentrations en magnésium et calcium. Cette formation réservoir, dont l'épaisseur est particulièrement importante sur le premier et le second chaînon béarnais, donne naissance à de nombreuses sources, la plus connue étant les Fontaines d'Escot qui ont été reconnues source thermale dès le XVIème siècle et exploitées à leur maximum au début des années 1930.

2.3 - Caractérisation hydrochimique globale des systèmes grâce à l'A.C.P.

Le grand nombre de mesures de paramètres physico-chimiques, réalisées au cours des deux cycles hydrologiques sur l'ensemble des sources, constitue une base de données importante mais dont l'interprétation reste difficile à appréhender de manière globale. Le choix de traiter ces données à l'aide d'une analyse en composantes principales en données centrées réduites (afin de donner le même poids aux divers descripteurs) s'imposait donc pour plusieurs raisons :

- ⇨ proposer une lecture simultanée des variations de la base de données disponibles,
- ⇨ distinguer les eaux issues d'aquifères diffèrents de par leur nature et leur fonctionnement,
- ⇨ mettre en évidence certaines relations entre variables qui ne sont pas perceptibles à partir des modes de représentation graphique traditionnels,
- ⇨ discriminer certains points atypiques correspondant généralement à des réactions particulières des systèmes aquifères suite à des évènements climatiques « exceptionnels ».

L'A.C.P. porte ici sur un échantillon de 403 individus (109 pour la Fontaine d'Orbe, 98 pour la source de l'Ourtau, 96 pour celle des Mourtès et 100 pour Gourgouch) et 11 variables (la conductivité, la température, le pH et les huits ions majeurs). Deux variables supplémentaires ont été ajoutées sans être prises en compte dans les calculs afin d'éviter tout effet de redondance, ces deux paramètres ayant été calculés à partir des autres variables. Il s'agit de la pCO_2 et de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. Le tableau 3.6 présente une synthèse des principaux paramètres statistiques concernant l'ensemble des données.

Valeurs en mg/l	Moy.	Méd.	Coeff. Var.	Maximum	Minimum	Ec. Type	Etendue	Quart. 0,25	Quart. 0,75	Interv. interquart.	Coeff. Asym.	Coeff. Aplat.
				Date	Date							
Cond. (µS/cm)	333	310	17,0%	435	243	56,4	192,0	286,0	351,0	65,0	0,8	-0,9
				30/11/05	19/01/05							
T (°C)	10,8	10,7	6,3%	12,6	9,1	0,7	3,5	10,5	11,3	0,8	0,1	0,0
				15/09/04	28/04/06							
pH	7,8	7,8	2,7%	8,3	7,3	0,2	1,0	7,6	7,9	0,3	0,3	-0,8
				10/03/06	30/11/05							
Cl^-	2,3	2,5	33,8%	7,3	0,7	0,8	6,6	1,7	2,9	1,1	0,5	2,9
				03/03/06	17/02/06							
NO_3^-	3,0	2,3	53,2%	10,5	1,0	1,6	9,5	1,9	4,4	2,5	1,1	0,5
				20/01/06	09/09/04							
SO_4^{2-}	15,0	13,8	41,7%	42,0	2,6	6,3	39,5	11,5	17,2	5,8	1,4	3,1
				23/07/04	10/11/04							
HCO_3^-	184,3	168,4	22,6%	274,5	117,1	41,6	157,4	157,4	190,3	32,9	0,9	-0,7
				17/02/06	28/10/04							
Na^+	1,6	1,6	32,2%	3,4	0,4	0,5	3,0	1,2	1,9	0,7	0,5	0,1
				07/07/05	08/06/04							
K^+	0,4	0,4	60,5%	1,6	0,0	0,2	1,6	0,3	0,5	0,2	1,7	7,2
				21/04/05	09/09/05							
Mg^{2+}	11,7	7,4	65,2%	24,7	1,4	7,6	23,3	3,9	17,8	14,0	0,3	-1,5
				23/09/05	21/04/05							
Ca^{2+}	47,3	49,2	12,2%	63,6	27,6	5,8	36,0	43,3	51,6	8,2	-0,7	-0,1
				09/09/05	28/10/04							

Tableau 3.6 - Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour l'ensemble des données (403 individus).

Cond. : conductivité électrique ; T : température ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Coeff. Var. : coefficient de variation ; Quart. 0,25 : deuxième quartile ; Quart. 0,75 : troisième quartile ; Interv. Interquart. : intervalle interquartile ; Coeff. Asym. : coefficient d'asymétrie ; Coeff. Aplat. : coefficient d'aplatissement.

Sur la figure 3.39 sont indiqués les coefficients de corrélations entre variable (les valeurs en gras étant très hautement significatives selon le test de l'hypothèse H_0) et les valeurs de saturation des variables sur les cinq premiers axes (F1 à F5). L'analyse se limite aux cinq premiers axes, car même si la variance expliquée devient faible (Cf. *supra*), il est cependant intéressant de les observer compte tenu de l'augmentation de la saturation de certaines variables sur l'axe F4 ou F5. Les sulfates montrent par exemple une valeur de la saturation élevée sur l'axe F5 (Cf. tableau sur la figure 3.39). Ces axes expriment à eux cinq 90,8 % de la variance totale répartie de la manière suivante : F1 = 32,3 %, F2 = 30,2 %, F3 = 12,4 %, F4 = 8,9 % et F5 = 6,9 %.

Cond.	**1,00**										
T	0,22	**1,00**									
pH	**-0,46**	**-0,72**	**1,00**								
Cl^-	0,08	0,31	**-0,55**	**1,00**							
NO_3^-	-0,16	-0,17	-0,14	**0,57**	**1,00**						
SO_4^{2-}	0,17	-0,14	0,29	-0,25	-0,18	**1,00**					
HCO_3^-	**0,96**	0,22	**-0,48**	0,11	-0,15	0,02	**1,00**				
Na^+	**-0,42**	**0,44**	-0,30	0,41	0,21	-0,29	-0,32	**1,00**			
K^+	-0,01	-0,02	-0,06	0,17	0,27	0,01	-0,01	0,28	**1,00**		
Mg^{2+}	**0,90**	-0,07	-0,13	-0,18	-0,30	0,32	**0,87**	**-0,62**	-0,05	**1,00**	
Ca^{2+}	0,33	**0,55**	**-0,68**	**0,63**	0,31	-0,24	**0,43**	**0,51**	0,14	-0,01	**1,00**
	Cond.	**T**	**pH**	**Cl^-**	**NO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**	**Na^+**	**K^+**	**Mg^{2+}**	**Ca^{2+}**
F1	46,7%	43,3%	77,9%	37,0%	2,6%	4,5%	53,1%	5,9%	1,8%	13,2%	69,8%
F2	97,0%	48,8%	80,5%	62,4%	27,7%	24,1%	93,8%	71,5%	7,4%	94,4%	80,4%
F3	98,2%	81,8%	83,7%	73,1%	79,4%	25,7%	94,7%	75,1%	35,2%	97,0%	80,4%
F4	98,2%	87,1%	83,9%	75,7%	85,6%	59,1%	95,1%	83,9%	76,4%	97,1%	80,5%
F5	98,3%	88,1%	83,9%	82,7%	89,4%	99,5%	96,8%	84,1%	97,6%	97,3%	81,4%
	Cond.	**T**	**pH**	**Cl^-**	**NO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**	**Na^+**	**K^+**	**Mg^{2+}**	**Ca^{2+}**

Figure 3.39 – Matrice des coefficients de corrélation des différentes variables (les valeurs indiquées en gras sont très hautement significatives) et valeurs des saturations des variables sur les cinq premiers axes (F1 à F5).

Le plan F1-F2 absorbe 62,5 % de la variance totale et permet de différencier les quatre sources grâce à plusieurs variables qui s'expriment sur ces deux axes, comme le montrent les saturations élevées (Cf. figure 3.39) : la conductivité (97,0 % sur F1 et F2), le pH (77,9 % sur F1), les hydrogénocarbonates (93,8 % sur F1 et F2), le magnésium (94,4 % sur F1 et F2) et le calcium (80,4 % sur F1 et F2). L'axe F1 est donc principalement caractérisé par la variable *pH* (Cf. figure 3.40) et de manière négative par le calcium et les hydrogénocarbonates qui constituent le pôle bicarbonaté-calcique. D'après le diagramme des individus représenté sur la figure 3.40, l'axe F1 oppose nettement les individus de la source de l'Ourtau et ceux de la source Gourgouch. Les

points de la première sont en effet attirés par la variable *pH*, du fait des valeurs élevées qui y ont été mesurées au cours de la période d'étude (Cf. tableau 3.3 et § 2.2.3 de ce chapitre) alors que les individus de la source Gourgouch sont groupés vers le pôle Ca^{2+}-HCO_3^--Conductivité (notée *µS* sur la figure 3.40).

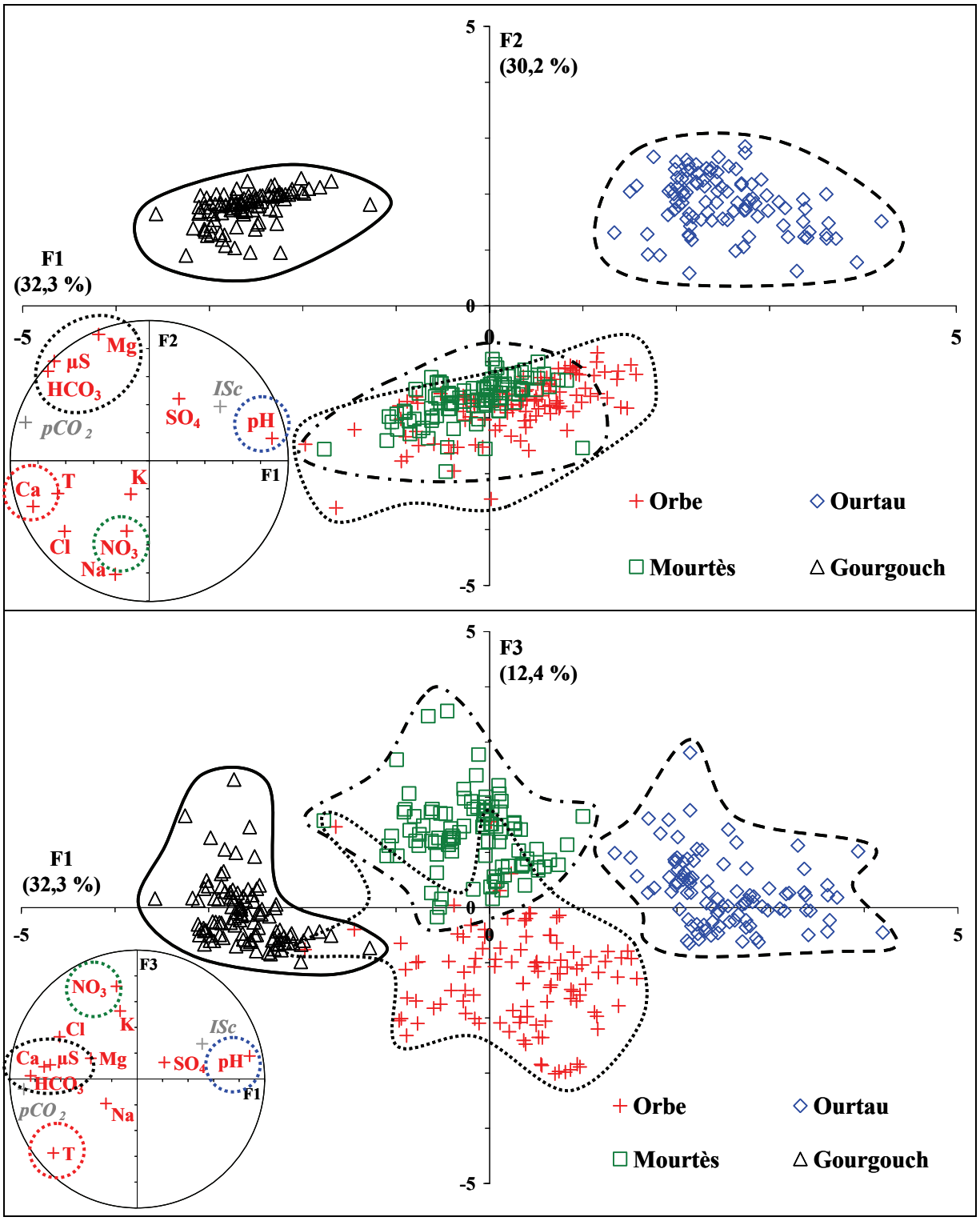


Figure 3.40 – Cercles des corrélations et diagramme des individus (n=403) sur les plans F1-F2 (62,5 %) et F1-F3 (44,7 %).

La variable *Mg* possède une forte composante positive sur l'axe F2 qui sépare ainsi nettement les sources de l'Ourtau et Gourgouch, alimentées par un aquifère de nature dolomitique, de celles de la Fontaine d'Orbe et des Mourtès émergeant d'un réservoir à dominance calcaire (Cf. § 2.2.5 de ce chapitre).

Pour différencier les eaux de la source des Mourtès et celles de la Fontaine d'Orbe il faut placer les individus dans le plan F1-F3. Les individus des deux sources sont en effet séparés par la variable NO_3^- qui s'exprime fortement sur l'axe F3 (saturation de 79,4 %). L'eau de la source des Mourtès est caractérisée par des concentrations deux à trois fois plus élevées que celles mesurées aux trois autres sources (Cf. § 2.1.3 de ce chapitre).

Le plan F1-F3 permet donc de différencier nettement les quatre sources (Cf. figure 3.40) et ainsi de définir autant de domaines caractéristiques d'un mode de fonctionnement (karstique ou fissuré) et d'une nature d'aquifère (calcaire ou dolomitique). Afin de valider cette hypothèse, une série de données (43 au total) portant sur la source du Néez [source **http://sigesaqi.brgm.fr]**, qui alimente en partie la ville de Pau et qui fait l'objet de prélèvements réguliers (chimie des ions majeurs et mesures des paramètres physico-chimiques), a été ajoutée dans les plans F1-F2 et F1-F3 afin d'y définir sa position par rapport aux quatre domaines définis précédemment. L'origine de cette émergence est connue et attribuée à l'aquifère calcaire du Crétacé appartenant au premier chaînon béarnais. La figure 3.41 présente le résultat de ce calcul.

L'intégralité du nuage de points de la source de l'Oeil du Néez se place dans le domaine correspondant à la source de la Fontaine d'Orbe aussi bien dans le plan F1-F2 que F1-F3 (Cf. figure 3.40). Les deux sources émergent effectivement de la même formation aquifère constituée des calcaires à faciès urgoniens, la première source naît du premier chaînon béarnais et la seconde du troisième. Ce résultat est par exemple très intéressant d'un point de vue de l'identification de l'aquifère pour de futures études concernant des sources situées dans les chaînons béarnais.

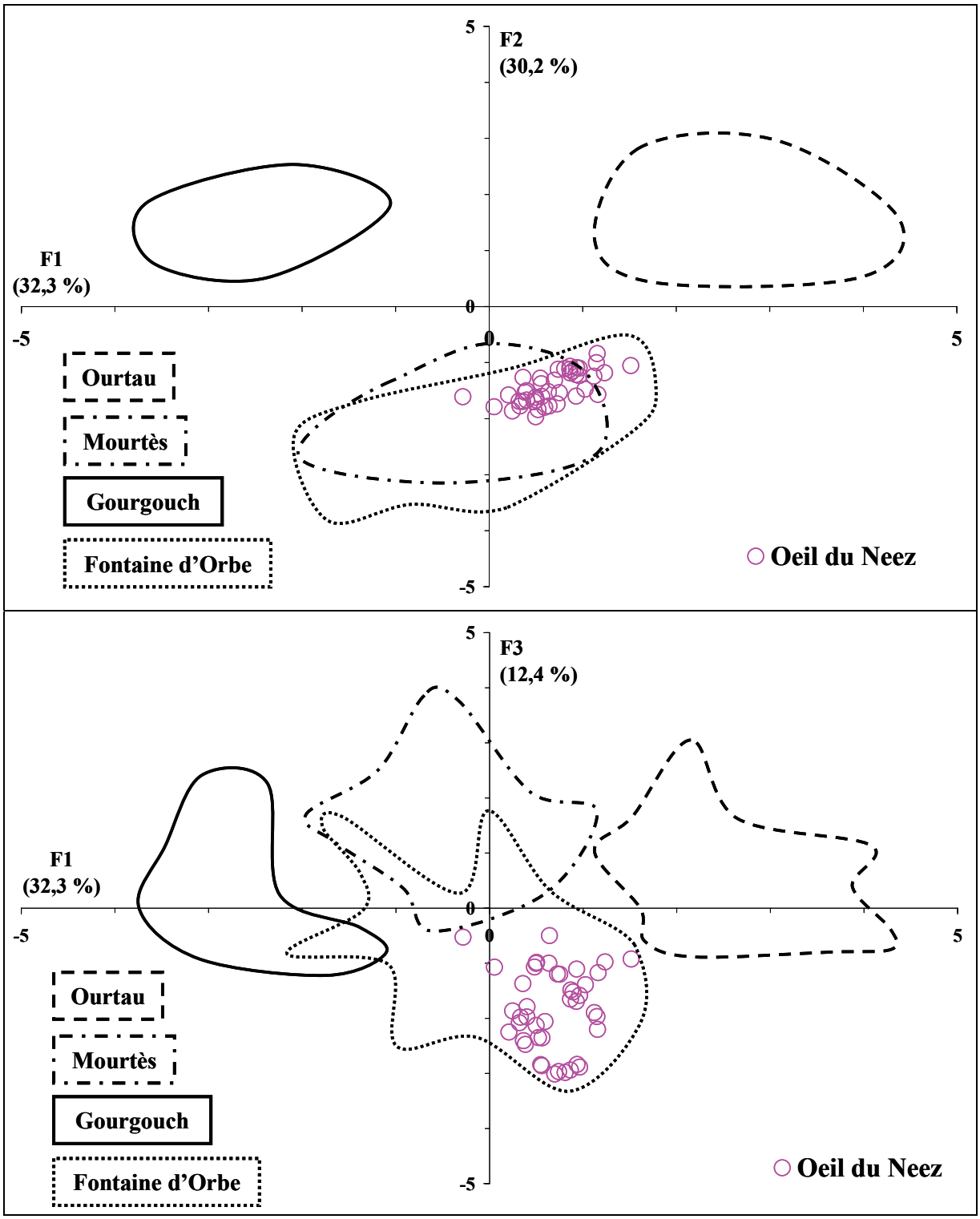


Figure 3.41 – Position des individus (N = 43) de la source du Néez dans les plans F1-F2 et F1-F3.

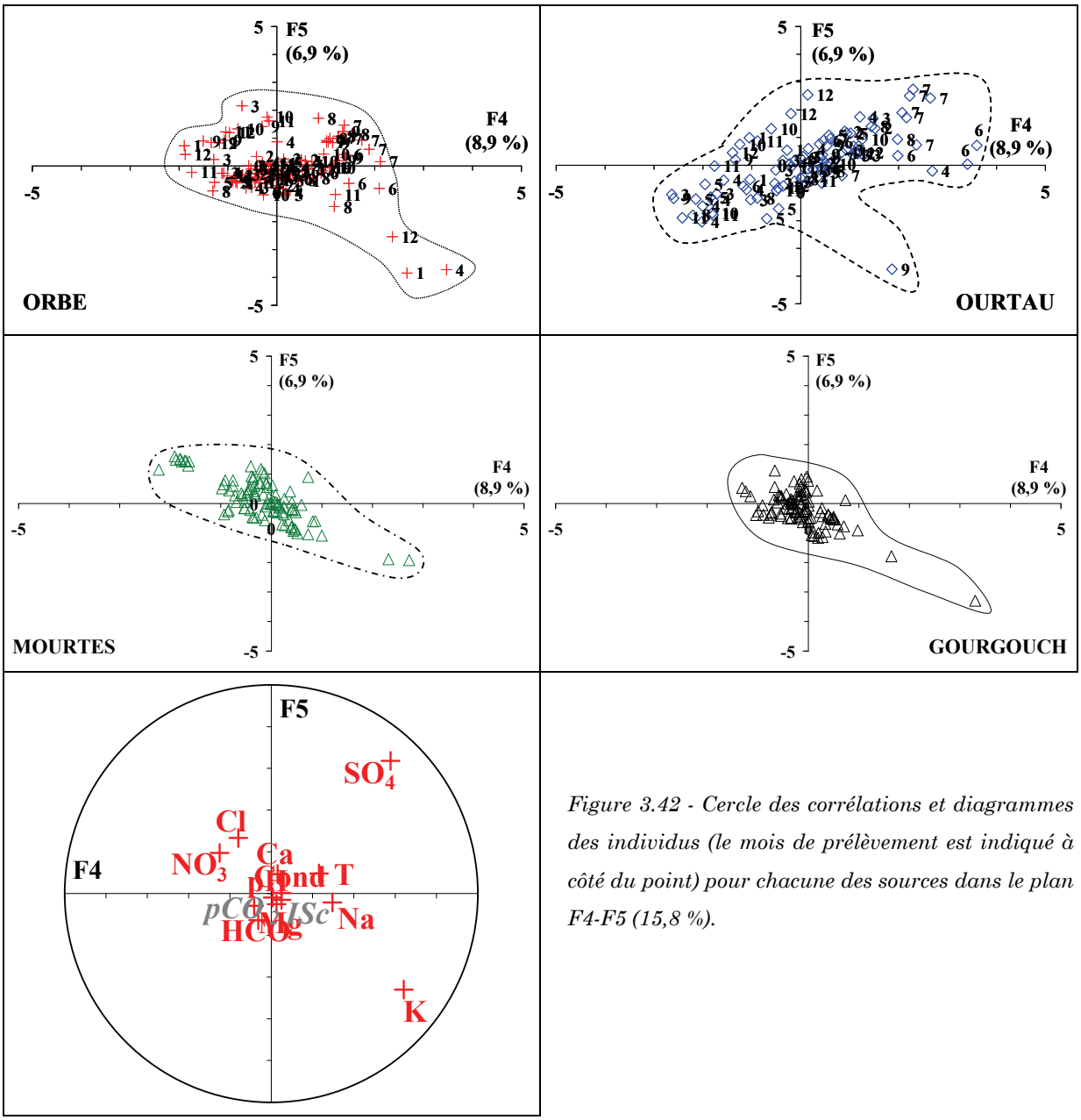


Figure 3.42 - Cercle des corrélations et diagrammes des individus (le mois de prélèvement est indiqué à côté du point) pour chacune des sources dans le plan F4-F5 (15,8 %).

La figure 3.42 présente les diagrammes des individus (les mois de prélèvement sont indiqués sur le graphe pour les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau) pour chacune des sources dans le plan F4-F5, qui absorbe seulement 15,8 % de la variance totale. Les valeurs des composantes de la plupart des variables sont quasi nulles sur ces deux axes (Cf. figure 3.39), hormis pour les sulfates et le potassium, elles se situent donc près du centre du cercle des corrélations. Les sulfates qui ont une forte composante sur l'axe F5 (saturation de 99,5 %) sont un marqueur important des eaux issues des aquifères des chaînons béarnais. Leur origine étant à attribuer à la présence des argiles hydrothermales associées aux ophites aux limites sud des systèmes hydrogéologiques. Les concentrations en sulfates dépendent fortement de la période hydrologique, elles seront élevées à l'étiage et faibles en crue, tout particulièrement pour les eaux issues des aquifères karstiques d'Orbe et de l'Ourtau (les individus attirés par la variable *sulfates*

sur le plan F4-F5 correspondent à des prélèvements réalisés aux mois de juin, de juillet et d'août, Cf. figure 3.42).

Pour les sources de l'Ourtau et de la Fontaine d'Orbe le nuage de points est particulièrement dispersé contrairement aux individus des sources des Mourtès et Gourgouch qui sont regroupés au centre du plan F4-F5 (mis à part quelques points attirés vers le pôle de la variable *potassium*). La dispersion des individus met en évidence la grande variabilité chimique des eaux des systèmes karstiques et l'influence du régime hydrologique au cours duquel elles ont été prélevées. Ce graphe permet donc de distinguer des eaux émergeant d'un système karstique de celles issues d'un aquifère carbonaté fissuré.

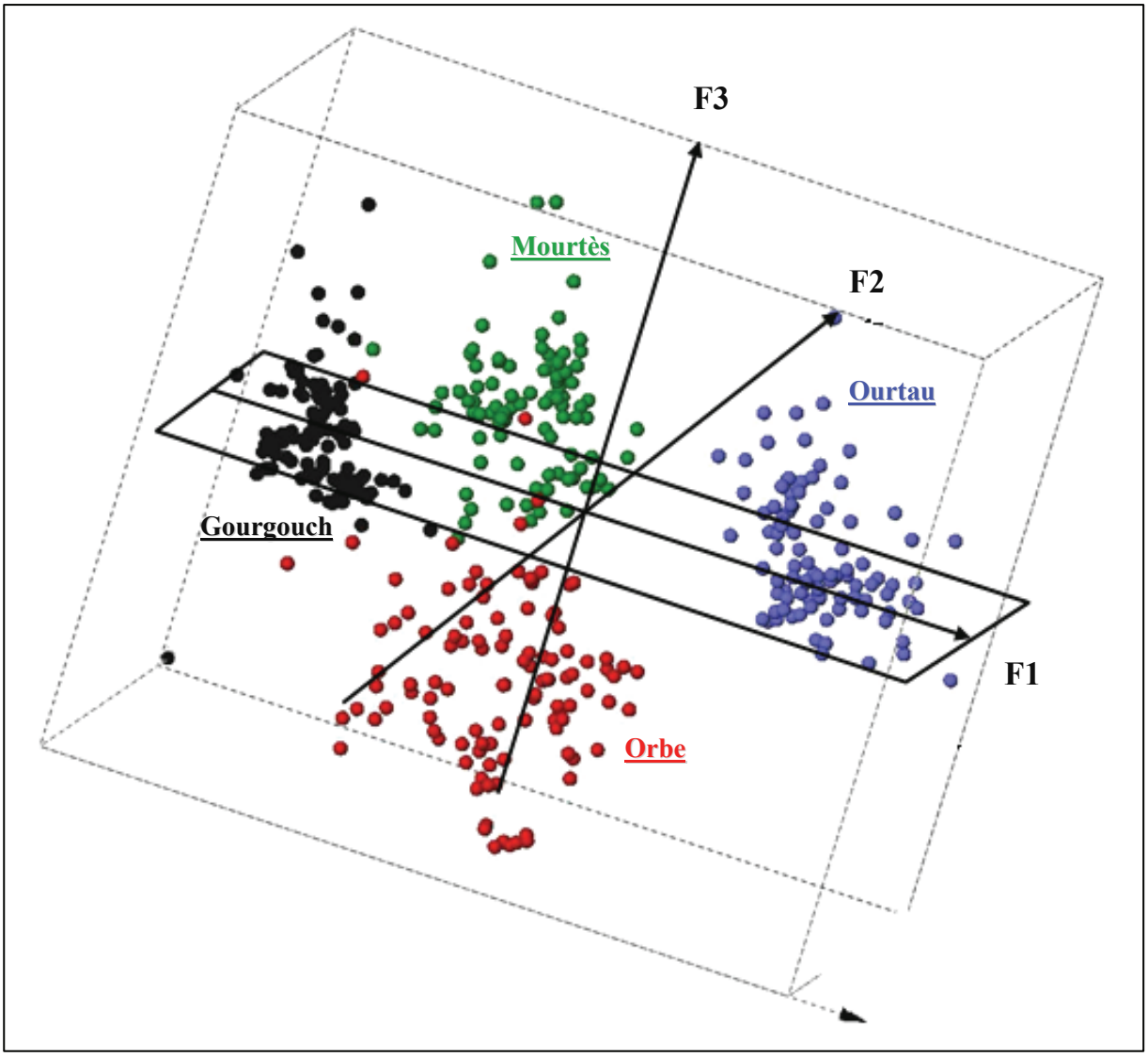


Figure 3.43 – Représentation des 403 individus dans l'espace à trois dimensions défini par les axes F1-F2-F3.

Comme l'illustre la figure 3.43 (réalisée grâce au logiciel ISATIS©), les individus représentant les eaux des quatre sources se différencient parfaitement dans l'espace à trois dimensions défini

par les plans F1-F2-F3. Cette séparation des individus est la conséquence de la diversité des caractéristiques chimiques des eaux étudiées et existantes dans les chaînons béarnais. Elles se distinguent d'une part, selon la nature de leur réservoir (dolomitique ou calcaire) et d'autre part, selon leur fonctionnement (karstique ou fissuré) qui est marqué statistiquement par une plus ou moins grande variabilité des éléments chimiques et des paramètres physiques. Cette variabilité provient de l'influence de l'infiltration des précipitations qui perturbent l'équilibre chimique au sein des systèmes karstiques.

3 – MISE EN EVIDENCE DU FONCTIONNEMENT DES AQUIFERES KARSTIQUES DE LA FONTAINE D'ORBE ET DE L'OURTAU A PARTIR DE L'ANALYSE DES EPISODES DE CRUE

Le comportement des systèmes karstiques de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau a été décrit de manière globale, au paragraphe 1.1 de ce chapitre, à partir des chroniques de données enregistrées au cours de deux cycles hydrologiques (2004-2005 et 2005-2006). Les principales conclusions, obtenues suite à ce travail de description, montrent que lors d'un évènement pluvieux il existe une différence majeure entre la réaction du système karstique alimentant la Fontaine d'Orbe et celui de l'Ourtau. Dans le cas de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe, la minéralisation de l'eau augmente (ou diminue, selon l'antécédent hydrologique du système) et est associée à une baisse de la température alors que dans le cas de l'Ourtau, les enregistrements révèlent une diminution systématique de la conductivité et de la température.

L'avantage évident de l'acquisition en continu des paramètres physico-chimiques est la possibilité de pouvoir analyser en détail certains moments clés d'un cycle hydrologique tels que les épisodes de crue. Les données des paramètres physico-chimiques (conductivité, température, turbidité) couplées à celles de la pluie (enregistrée chaque minute par les pluviomètres automatiques) vont apporter des informations essentielles pour tenter de comprendre le fonctionnement des deux émergences karstiques étudiées : la source de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau (Cf. photographies des émergences en crue en annexe n°10).

En période de crue, les eaux des deux sources sont donc caractérisées par des variations brutales des valeurs de la conductivité et de la température et par la présence quasi systématique de turbidité (Cf. § 1.1.1 de ce chapitre et figure 3.44). Les sédiments particulaires (ou matière en suspension, correspondant à la turbidité) jouent un rôle essentiel dans la pollution des eaux d'origine karstique destinées à la consommation humaine (Cf. § 1.1.1 de ce chapitre). Des études ont effectivement montré que certains microorganismes survivent en s'associant aux particules contenues dans l'eau [Pommepuy et *al.*, 1992 ; Palmateer et *al.*, 1993], qui deviennent alors un vecteur privilégié de la pollution bactériologique. En outre, Dussar-Baptista et *al.* [2003], qui ont analysé la relation entre les bactéries planctoniques sessiles et la turbidité, ont mis en évidence qu'un grand nombre de bactéries identifiées dans l'eau correspondait toujours à valeur de turbidité élevée. Hormis ces problèmes de pollution, qui rendent la gestion de ce type d'aquifère complexe, la turbidité est également utilisée comme un traceur naturel du matériel particulaire en hydrologie. L'étude de la relation conductivité/turbidité, dont la méthode est décrite au paragraphe suivant, est par exemple utilisée dans les études hydrogéologiques ayant trait aux aquifères karstiques. En effet, la comparaison du mode de transport des phases particulaires

(turbidité) et dissoutes (assimilée à la conductivité dans le cas présent) permet de mettre en évidence les processus de transport dans le réseau karstique et de comprendre le fonctionnement hydrodynamique des systèmes karstiques [Valdès et *al*., 2005].

L'évolution de la conductivité et de la turbidité, mesurées à l'émergence de la Fontaine d'Orbe (du mois de juin de l'année 2005 au mois d'octobre de l'année 2006) et de l'Ourtau (du mois de juin de l'année 2005 au mois de mars de l'année 2006), est présentée sur la figure 3.44 (Cf. ci-après).

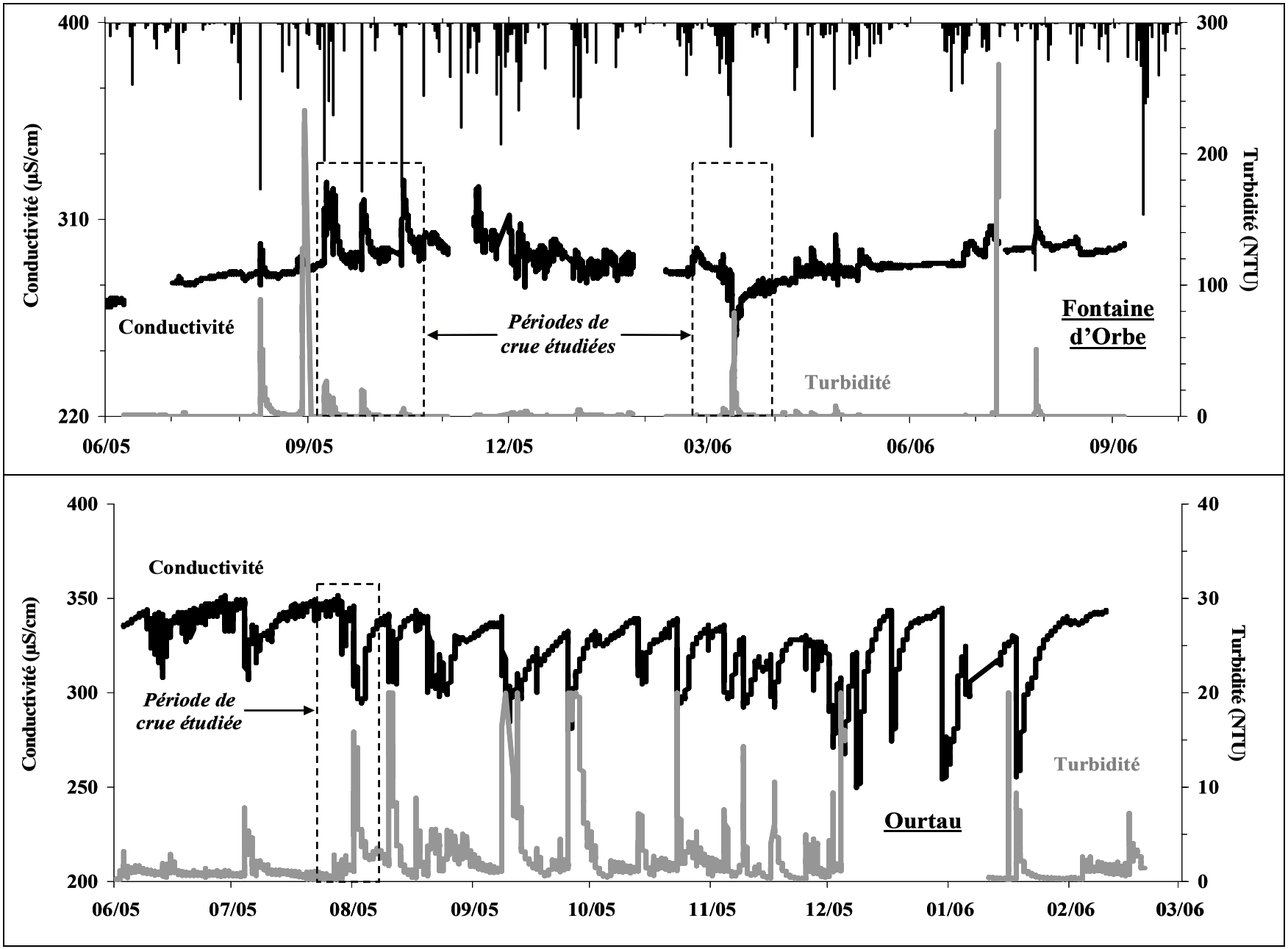


Figure 3.44 – Evolution de la conductivité et de la turbidité aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau.

3.1 – Méthode d'analyse de la relation conductivité/turbidité

Williams en 1989 définit cinq classes d'hystérésis *Turbidité/Débit* permettant de décrire les différents scénarios de transport des phases solides et dissoutes au cours d'un épisode de crue en rivière. Valdes et *al.* [2005] ont adapté cette méthode à l'hydrogéologie karstique (le karst crayeux de Haute-Normandie en l'occurrence) en remplaçant la variable *débit* par la *conductivité* (ou plus exactement la baisse de la conductivité) qui est le traceur naturel du matériel dissout ; les variations de la minéralisation sont généralement représentatives de celles du débit pour les systèmes karstiques. Ces auteurs ont utilisé essentiellement deux des cinq classes définies par Williams (Cf. figure 3.45) : l'hystérésis de type orthograde (le pic de turbidité précède la chute ou la hausse de la conductivité) et l'hystérésis de type rétrograde (la chute ou la hausse de la conductivité devance le pic de turbidité).

Dans le cas d'une hystérésis orthograde : au début de l'épisode de crue quand l'augmentation de la turbidité est plus importante que la diminution ou l'augmentation de la conductivité ($\beta > \alpha$) la mise en suspension des particules, déjà déposées dans le système, se produit. A la fin de l'évènement, quand la diminution de la turbidité est plus rapide que l'augmentation ou la diminution de la conductivité ($\gamma > \alpha$), les particules se déposent au fond des conduits karstiques.

Dans le cas d'une hystérésis rétrograde, le début de l'épisode est marqué par une diminution (ou une augmentation) brutale de la conductivité avant que la turbidité n'augmente à son tour. Cette situation correspond à une mise en pression de l'aquifère et un transfert rapide des eaux vers l'exutoire.

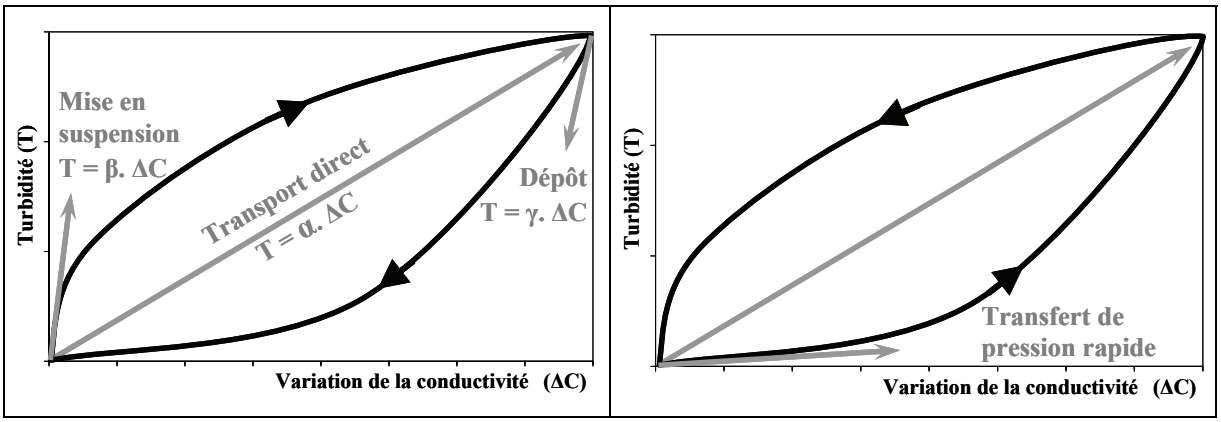


Figure 3.45 – Classes de la relation Turbidité-Conductivité du type orthograde (à gauche) et rétrograde (à droite) [adapté par Valdes et al. en 2005 de Williams, 1989]. β est la pente en début de réponse, α est la pente moyenne et γ est la pente en début de récession.

Ce type d'analyse, qui met en parallèle l'augmentation de la turbidité et la chute (ou la hausse selon les cas, noté ΔC par la suite) de la conductivité, a pour but la compréhension des processus

complexes régissant le transport du matériel particulaire, qui est dépendant du fonctionnement (donc de la structure interne) des aquifères karstiques. Les données de la source de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, enregistrées au cours des périodes pluvieuses ayant provoqué des épisodes turbides, ont donc fait l'objet d'une analyse de ce type.

De plus, les séries de données ont été traitées par autocorrélation (corrélation croisée d'une série de données par elle-même) grâce au logiciel ISATIS©. Ce type de calcul a été développé en hydrologie par Mangin [1984] et Box and *al.* [1994] et a servi par la suite dans de nombreuses études relatives à de longues séries temporelles portant sur plusieurs années de mesure [Larocque et *al.*, 1998 ; Labat et *al.*, 2000 ; Bouchaou et *al.*, 2002] pour décrire le fonctionnement d'un système sur le long terme. Dans le cas présent, cette méthode concerne des évènements à une courte échelle de temps (quelques jours seulement) et met en évidence l'infiltration rapide et le transport dans les conduits karstiques. Ce calcul permet de définir la notion d'effet mémoire d'un système, par rapport à un paramètre physique (conductivité ou turbidité), qui caractérise l'inertie de ce dernier. L'effet mémoire est déterminé à partir des autocorrélogrammes et correspond au temps pour lequel la fonction d'autocorrélation est égale à 0,2 (valeur en deçà de laquelle il n'y a plus de signification d'un point de vue statistique). Le corrélogramme C(k) permet d'estimer l'effet mémoire du système r(k) = 2 [Valdès et *al.*, 2005] :

$$\mathbf{C(k) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}\left(x_t - \bar{x}\right)\cdot\left(x_{t+k} - \bar{x}\right)}$$

$$\mathbf{r(k) = \frac{C(k)}{C(0)}}$$

k est le pas de temps de décalage de la série qui varie de 0 à m, qui est le point de troncature ajusté expérimentalement par Mangin [1984] ; *n* est la durée de la série temporelle ; *x* est un évènement ponctuel et $\bar{x}$ est la moyenne des évènements. Un effet mémoire long mettra en évidence un système présentant une grande inertie alors qu'un effet mémoire court indiquera une faible inertie [Valdès, 2005].

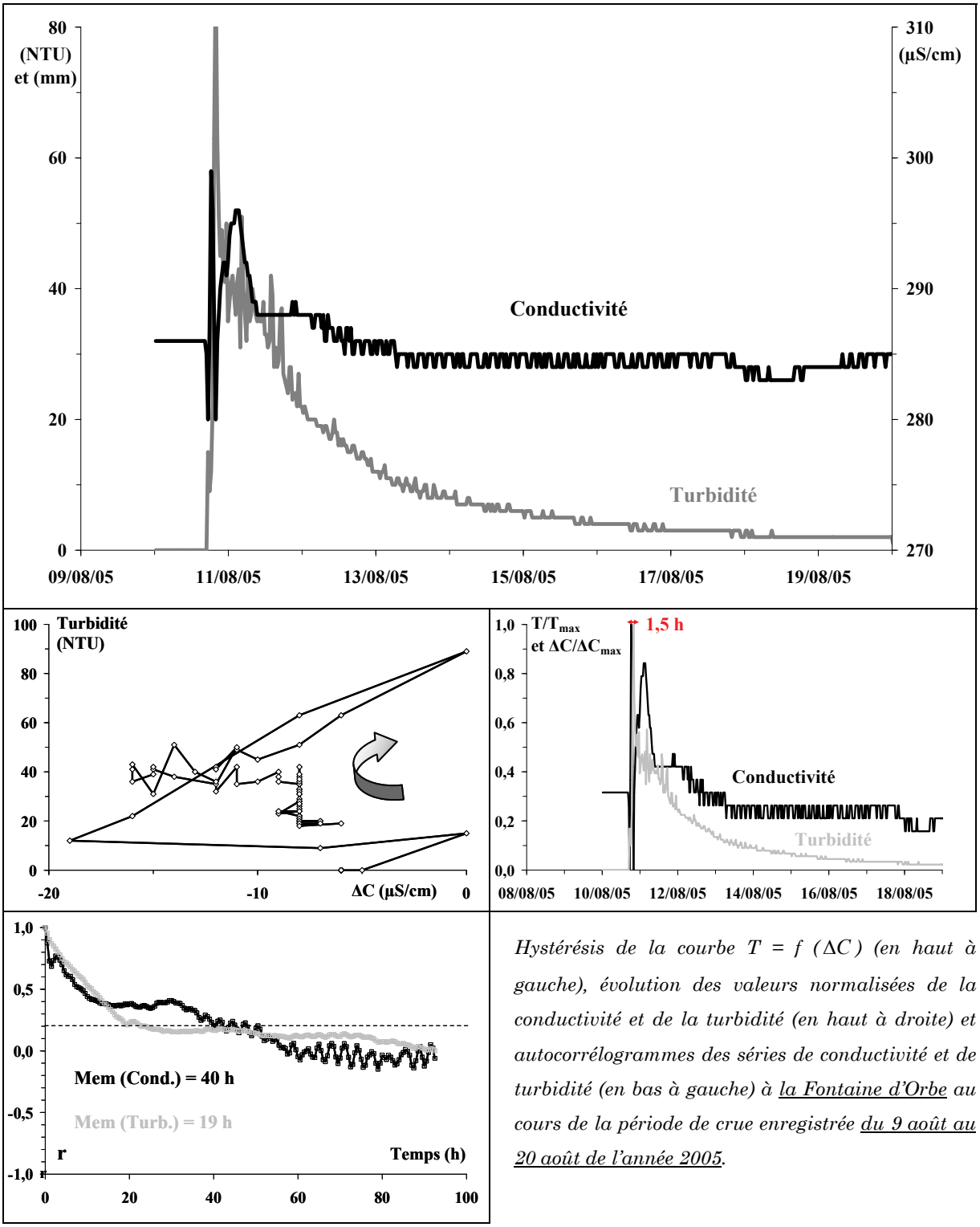
Les paragraphes suivants (Cf. § 3.2 et 3.3) présentent les résultats des calculs réalisés suivant cette méthode pour des séries de données se rapportant aux paramètres physico-chimiques des eaux, mesurés au cours d'évènements pluvieux ayant entrainé de la turbidité. Afin de caractériser le fonctionnement de l'aquifère alimentant la source de l'Ourtau, un épisode turbide (enregistré du 28 juillet au 2 août de l'année 2005, encadré d'un trait pointillé sur la figure 3.44), considéré comme « *caractéristique* » pour ce système karstique et choisi de manière arbitraire parmi bien d'autres, a été analysé en détail au paragraphe 3.2. De la même manière, pour la Fontaine d'Orbe ce sont deux épisodes turbides (du 6 au 17 septembre de l'année 2005 et du 14 février au 31 mars de l'année 2006, encadrés d'un trait pointillé sur la figure 3.44) qui ont fait l'objet d'une attention particulière au paragraphe 3.3. Ces deux cas de crue correspondent à deux périodes hydrologiques

distinctes (ou antécédents hydrologiques distincts, plus exactement) durant lesquelles la réponse du système à de forts cumuls de précipitations a été totalement différente. L'étude de ces évènements pluvieux permettra ainsi de mettre en évidence l'importance de la notion *d'antécédent hydrologique* pour le fonctionnement du système de la Fontaine d'Orbe et des aquifères karstiques en général.

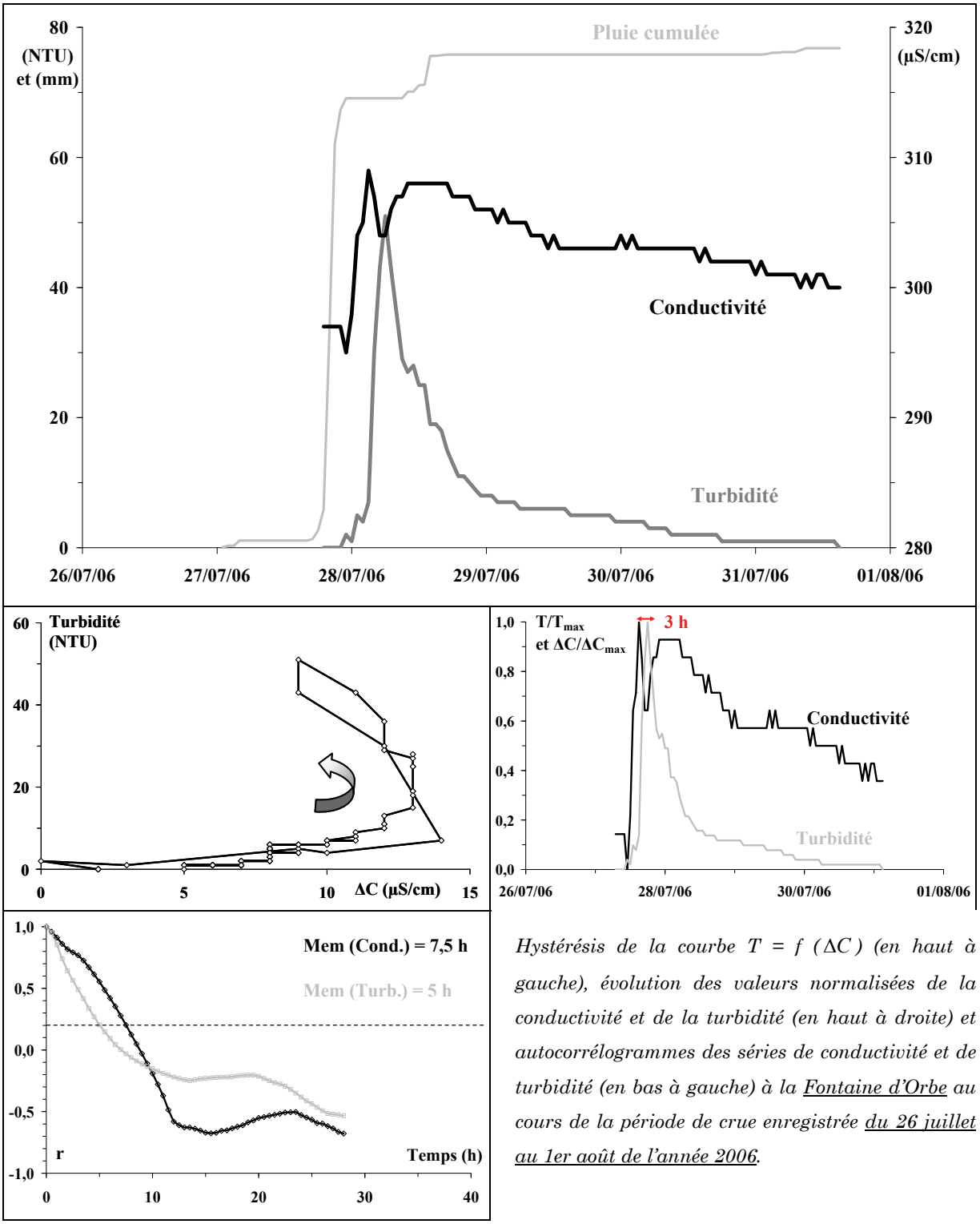
Chaque épisode pluvieux est illustré par une figure apportant quatre éléments d'information :

- ⇨ l'évolution horaire de la conductivité, de la turbidité et des précipitations,
- ⇨ l'hystérésis de la courbe *Turbidité = f (ΔC)* qui caractérise le transport des phases dissoutes (= conductivité) et particulaires (= turbidité) dans l'aquifère et qui permet de se rendre compte de la complexité et de la diversité des processus de transport au sein des aquifères karstiques étudiés,
- ⇨ l'évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité ($\Delta C/\Delta C_{max}$ et T/T_{max}) mettant en évidence le décalage temporel entre le maximum de la turbidité mesurée et de la diminution (ou de l'augmentation) de la conductivité,
- ⇨ l'autocorrélogramme des séries de données correspondant aux valeurs de la conductivité et de la turbidité. Il permet de déterminer l'effet mémoire de chaque paramètre définissant la durée de l'influence de l'évènement pluvieux sur les paramètres physico-chimiques et l'inertie du système karstique étudié.

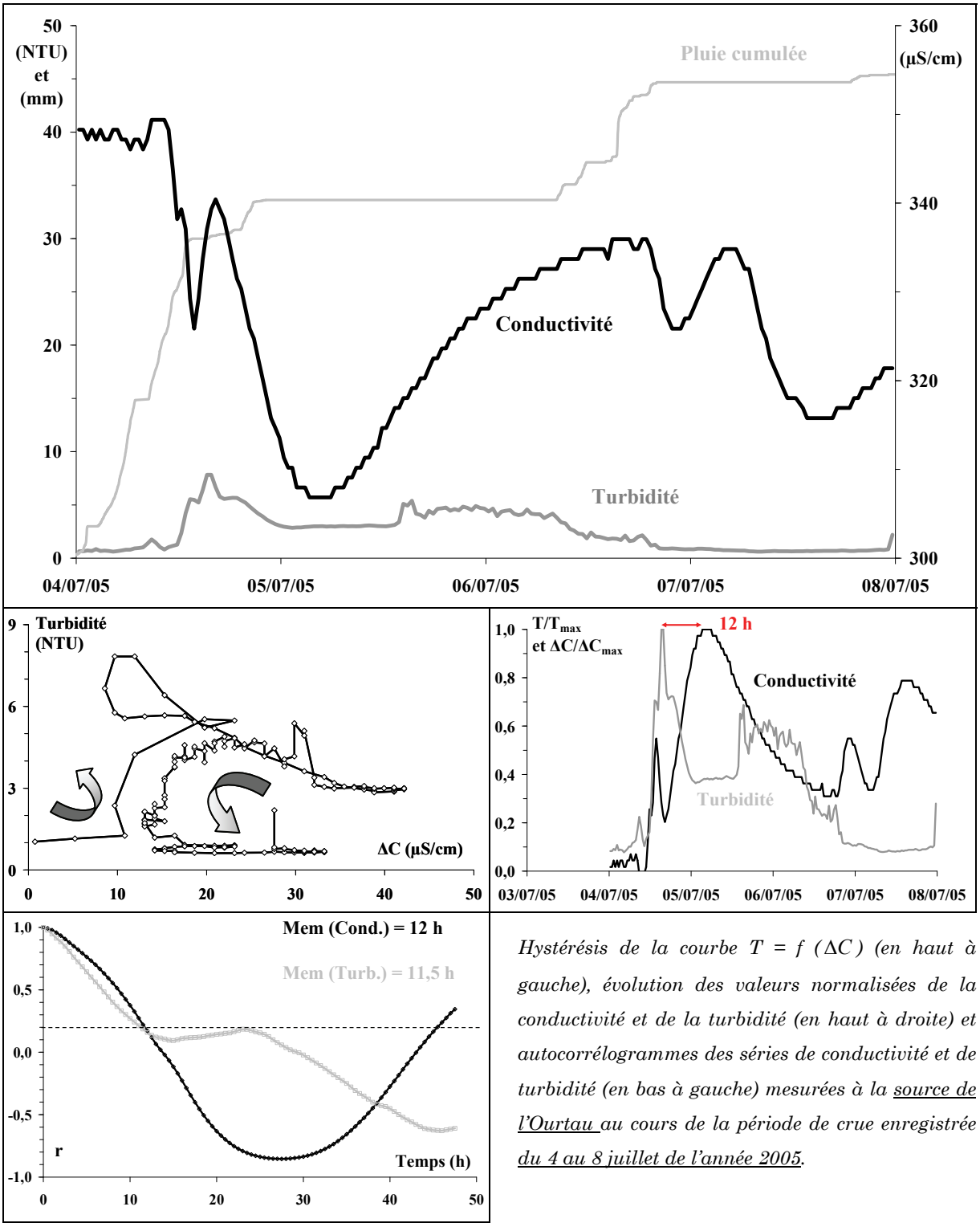
Les résultats des différentes périodes turbides observées à la source de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, qui ont pu être interprétés mais qui ne seront pas détaillés dans les paragraphes suivants, sont présentés ci-après.



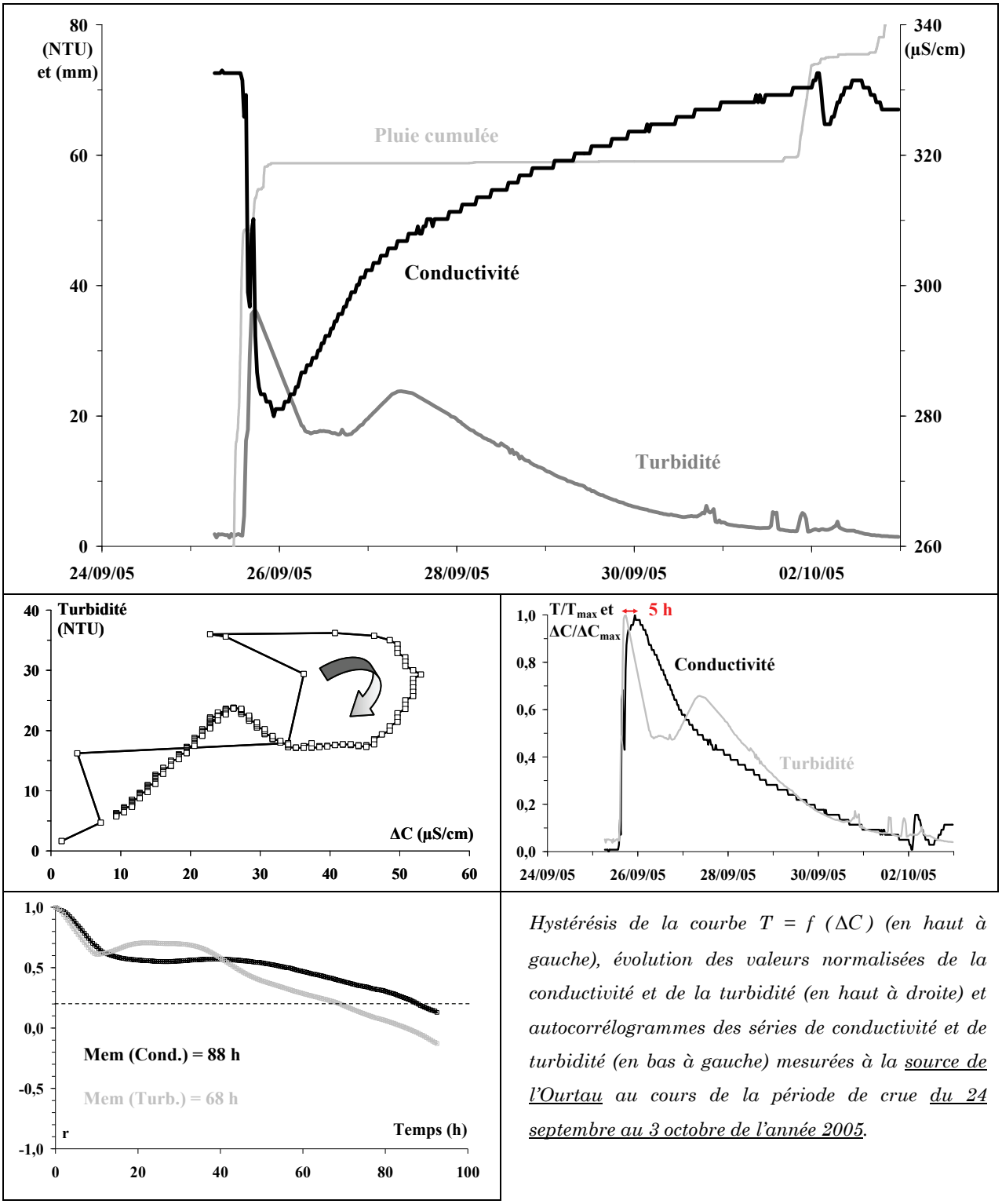
Hystérésis de la courbe $T = f(\Delta C)$ (en haut à gauche), évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue enregistrée du 9 août au 20 août de l'année 2005.



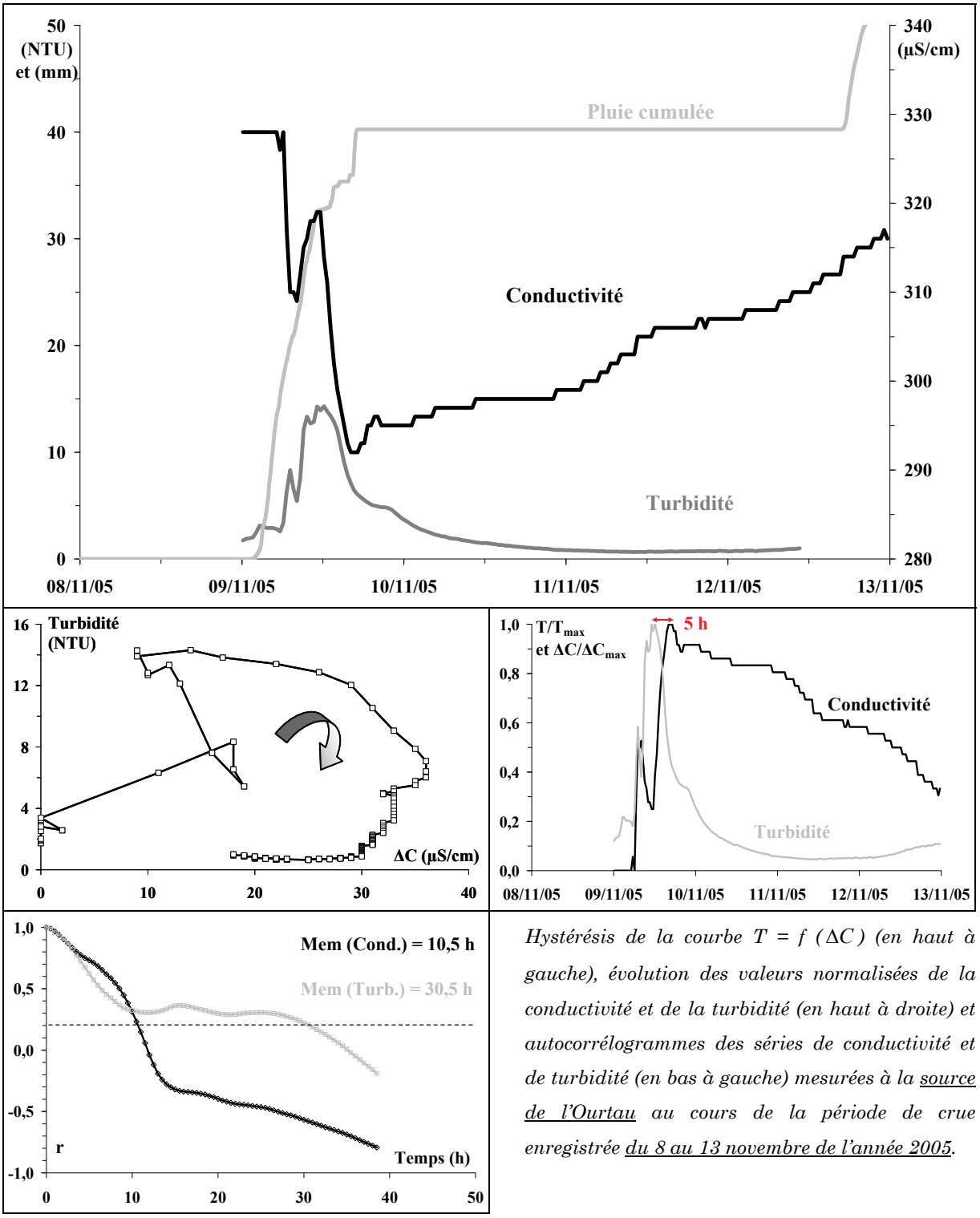
Hystérésis de la courbe $T = f(\Delta C)$ (en haut à gauche), évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue enregistrée du 26 juillet au 1er août de l'année 2006.



Hystérésis de la courbe $T = f(\Delta C)$ (en haut à gauche), évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la source de l'Ourtau au cours de la période de crue enregistrée du 4 au 8 juillet de l'année 2005.



Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la source de l'Ourtau au cours de la période de crue du 24 septembre au 3 octobre de l'année 2005.



Hystérésis de la courbe $T = f(\Delta C)$ (en haut à gauche), évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la source de l'Ourtau au cours de la période de crue enregistrée du 8 au 13 novembre de l'année 2005.

3.2 – Analyse d'un épisode « caractéristique » du fonctionnement de l'aquifère karstique de l'Ourtau

Les paragraphes 3.2.1 et 3.3.1 qui suivent, vont s'attacher à décrire la structure des différentes phases pluvieuses (leur durée, l'espacement dans le temps entre chacune d'entre elles, etc.) et les variations de la conductiivté et de la température de l'eau des sources au cours des épisodes de crue choisis (Cf. § 3.1 de ce chapitre), afin de faciliter leur analyse selon la méthode décrite au paragraphe précédent.

3.2.1 – Description de l'évolution des paramètres physico-chimiques

D'après les observations faites au paragraphe 1.1.2, l'évolution hebdomadaire des paramètres physico-chimiques est très proche des variations réelles pour la source de l'Ourtau, contrairement à la Fontaine d'Orbe. L'analyse des données horaires, à l'échelle d'un épisode pluvieux, peut cependant apporter des indications précieuses pour tenter de comprendre du fonctionnement de l'aquifère.

Les courbes de la figure 3.46 montrent les variations de conductivité, de température et de la turbidité lors d'un épisode pluvieux enregistré du 28 juillet au 2 août de l'année 2005 au cours duquel il est possible de distinguer cinq phases. Le 28 juillet, 33 mm de pluie tombent en cinq heures sur le bassin versant de l'Ourtau et d'après les données enregistrées par la sonde et le pluviomètre automatique, il ne s'est écoulé que six heures (comme à la Fontaine d'Orbe) entre le début de l'orage et le moment où les signaux de base de la conductivité (défini à 350 µS/cm Cf. § 1.1.2 de ce chapitre) et de la température (environ 10,2 °C dans le cas présent) ont été perturbés.

La succession des cinq évènements pluvieux est systématiquement traduite par une chute de la conductivité (- 40 µS/cm au maximum) et de la température (- 1 °C) alors que la moindre période d'interruption des précipitations permet au système de retrouver des valeurs proches du signal de base (par exemple entre la phase 3-4 et après la phase 5, Cf. figure 3.46). Cette diminution de la minéralisation et de la température est sans nul doute la conséquence d'un mélange d'eaux superficielles dans la zone noyée de l'aquifère.

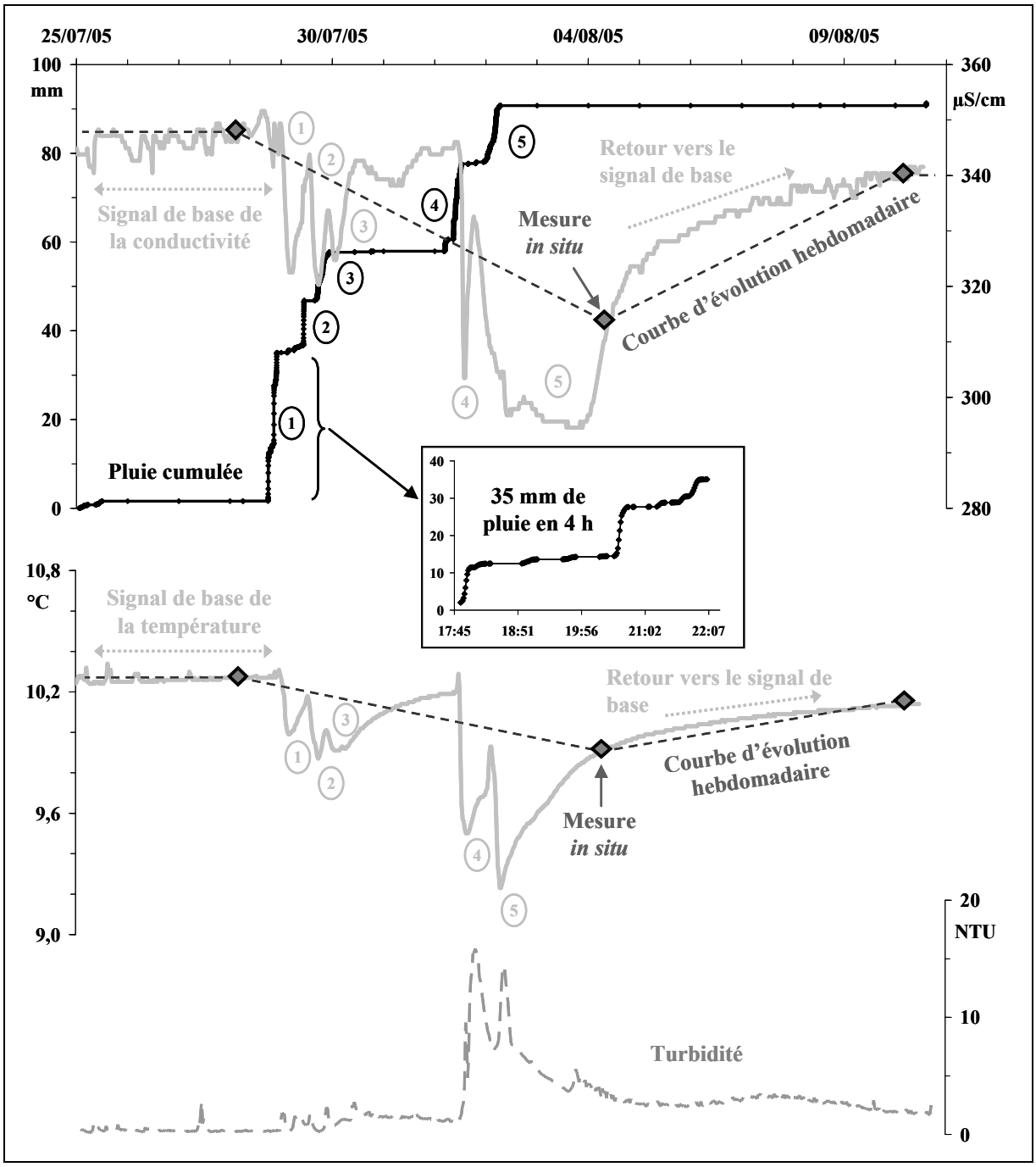


Figure 3.46 - Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source de l'Ourtau au cours d'un épisode de crue aux mois de juillet et d'août de l'année 2005.

Lors des périodes très pluvieuses de nombreux griffons, présentant un faible débit et une conductivité mesurée systématiquement plus faible que celle de la source de l'Ourtau, ont été identifiés sur la partie basse du bassin d'alimentation (constitué des calcaires du Kimméridgien). Ces eaux, sans doute issues de petites réserves isolées perchées à différentes altitudes, émergent puis ruissellent un certain temps sur le bassin versant avant de s'infiltrer à nouveau dans le réservoir par le biais de fractures ou de dolines (recensées en grand nombre dans le secteur) pour atteindre ainsi le réseau de drainage principal qui les mène vers la source de l'Ourtau.

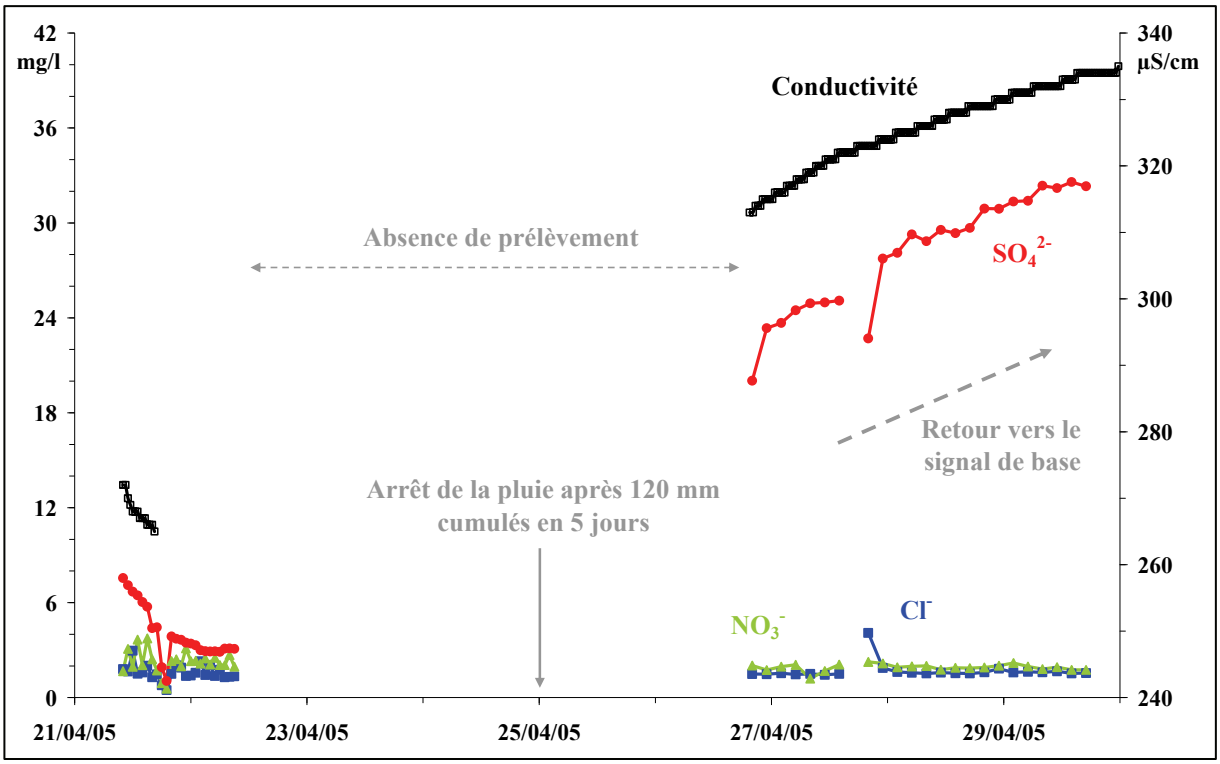


Figure 3.47 – Evolution des concentrations en anions et de la conductivité à la source de l'Ourtau lors d'un épisode pluvieux au mois d'avril de l'année 2005.

L'eau de la source de l'Ourtau a été échantillonnée à un pas de temps serré (toutes les heures grâce à un préleveur automatique) au cours d'un épisode de crue qui s'est déroulé au mois d'avril de l'année 2005. La figure 3.47 présente les concentrations en anions et les valeurs de la conductivité mesurées durant cette période (avec malheureusement une absence de données liée à des problèmes techniques).

Suite aux précipitations du 21 et 22 avril (35 mm environ), la conductivité et les concentrations en anions, plus particulièrement en ions sulfates (mesurés à 1 mg/l au minimum), ont chuté de manière spectaculaire avant de remonter vers le signal de base à partir du 25 avril (arrêt de la pluie). Ces données montrent l'arrivée d'eaux très peu minéralisées (ayant par moment des concentrations en certains éléments proches de celles de l'eau pluie) à l'émergence principale. Le fonctionnement du système de l'Ourtau en crue est donc différent de celui de la Fontaine d'Orbe, cependant le mélange de ces eaux superficielles est la majeure partie du temps accompagné par de la turbidité, dont l'origine est très certainement due à leur mode de réinfiltration dans le réservoir (après avoir ruisselé à la surface du sol et s'être chargées en particules solides).

La relation entre la conductivité (phase dissoute) et la turbidité (phase particulaire) va être analysée au paragraphe qui suit selon la méthode décrite précédemment (Cf. § 3.1).

3.2.2 – Résultats de l'étude de la relation conductivité/turbidité

L'épisode de crue étudié est celui du mois de juillet de l'année 2005 décrit précédemment (Cf. § 3.2.1) et se compose de deux phases pluvieuses qui se sont déroulées à 11 h d'intervalle l'une de l'autre. Il est important de préciser que les valeurs de turbidité sont enregistrées à l'entrée du réservoir principal de la ville d'Oloron à quelques kilomètres en aval de l'émergence. Cela implique un décalage dans le temps entre l'arrivée réelle de turbidité à l'exutoire et l'enregistrement de la mesure au réservoir. Les données seront donc été interprétées avec prudence.

Néanmoins, compte tenu des informations recueillies réalisées sur le terrain (déjà décrites au paragraphe 1.1.2 de ce chapitre), la baisse de la conductivité et la hausse de la turbidité sont très probablement à attribuer aux infiltrations d'eaux qui émergent de petits aquifères perchés (identifiées au cours des nombreuses périodes pluvieuses observées durant l'étude), situés plus en altitude dans le bassin versant. Ces réserves superficielles développées dans la zone non saturée se mettent systématiquement en charge après de fortes pluies et les eaux qui s'en écoulent sont peu minéralisées (essentiellement chargées en Ca^{2+} et HCO_3^-). Elles ruissellent par la suite sur le sol (sur lequel de nombreuses traces d'écoulements de surface sont visibles), se chargeant alors en particules solides (et de la pollution organique qui y est associée). Enfin, à la faveur d'un réseau de fracture bien développé et de forme d'érosion karstique nombreuses, ces eaux se réinfiltrent dans l'aquifère et viennent se mélanger dans la zone saturée avant d'émerger à l'exutoire de la source de l'Ourtau. Cette réaction en chaîne d'évènements se caractérise par de longues phases durant lesquelles la minéralisation est largement inférieure au signal de base, du fait d'un apport continu d'eaux peu minéralisées.

Cette situation est par ailleurs mise en évidence grâce aux résultats des calculs d'autocorrélation qui montrent des effets mémoires élevés pour la variable *conductivité* (également pour la turbidité, Cf. figure 3.49), bien plus que ceux de la Fontaine d'Orbe (Cf. § 3.3.2.1 et 3.3.2.2 de ce chapitre). L'ensemble des épisodes, analysés au cours de l'étude, confirme cette tendance (Cf. tableau 3.7). Le système de l'Ourtau montre donc une plus grande inertie que celui de la Fontaine d'Orbe pour lequel les écoulements y sont plus rapides et plus directs (Cf. § 3.3.2 ci-après), ce qui prouve qu'il y a peu ou pas de stockage dans la zone non saturée au cours d'épisodes pluvieux intenses [Valdes et *al*, 2005].

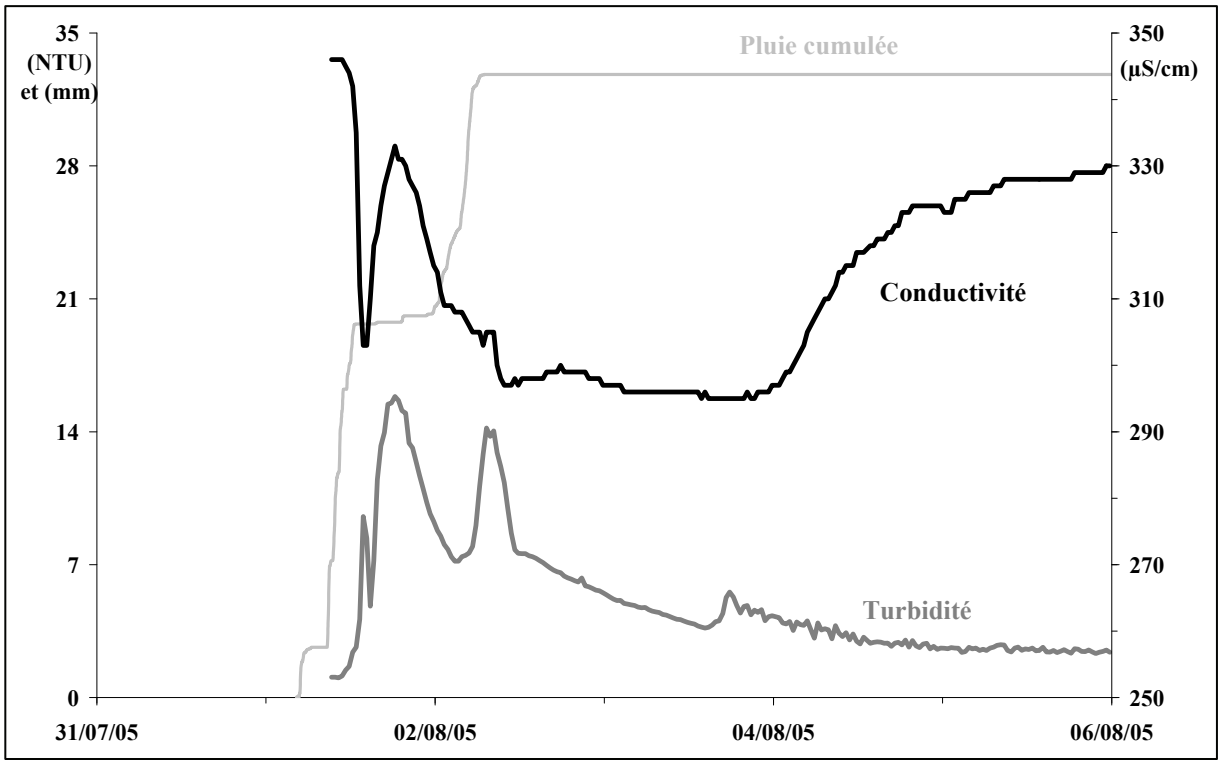


Figure 3.48 - Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 31 juillet au 6 août 2005 à la source de l'Ourtau.

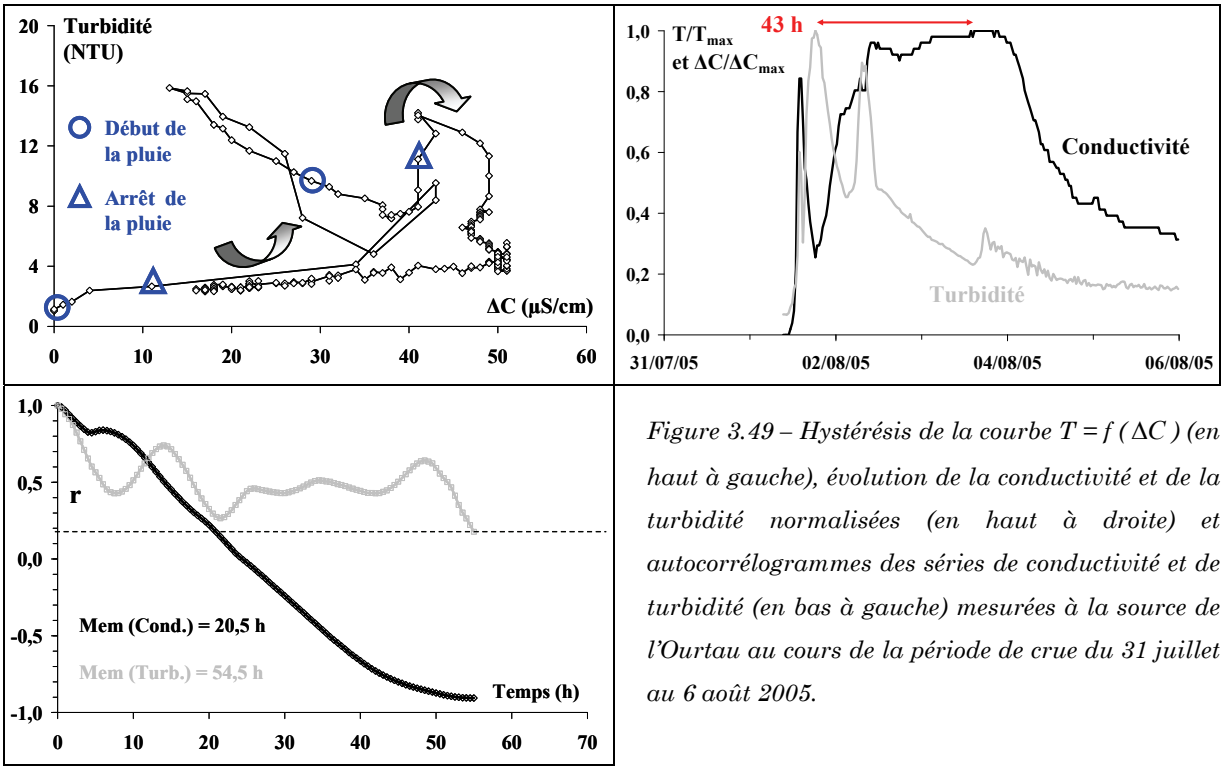


Figure 3.49 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la source de l'Ourtau au cours de la période de crue du 31 juillet au 6 août 2005.

3.3 - Analyse de deux épisodes « caractéristiques » de la l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe

Le premier cas étudié (du 6 au 17 septembre de l'année 2005) correspond à un épisode de pluie intervenant après une longue période estivale sèche (du mois de juin au mois d'août). Le second cas analysé (du 14 février au 31 mars de l'année 2006) intervient en revanche suite à une période hivernale très pluvieuse. Ces deux cas seront respectivement nommés : « *épisode pluvieux en période sèche* » et « *épisode pluvieux en période humide* ».

3.3.1 - Description de l'évolution des paramètres physico-chimiques

3.3.1.1 – Cas d'un épisode pluvieux en période « *sèche* »

La figure 3.50 montre l'évolution de la conductivité de l'eau de la source de la Fontaine d'Orbe au mois d'octobre de l'année 2005 au cours d'une période pluvieuse (105 mm) qui s'est déroulée en quatre phases, relativement intenses et rapprochées dans le temps (20 à 25 mm de pluie en 4 ou 5 heures durant quatre jours). Les observations qui vont suivre doivent être replacées dans le contexte climatique du moment, c'est-à-dire une longue période de sécheresse au cours des mois précédents et un débit de la source qui est au plus bas.

Les valeurs de la conductivité et de la température, avant toute perturbation due à la pluie, se situent aux alentours de 290 µS/cm et 12,1 °C. La première phase pluvieuse, ainsi que les trois suivantes (Cf. figure 3.50), sont marquées par une augmentation de la conductivité (de + 4,5 % pour la troisième par rapport à la valeur de référence et + 10,3 % pour la quatrième) et une baisse de la température à la source (de – 3,4 % pour la seconde à – 6,6 % pour la première). Il s'écoule environ six heures entre le moment auquel la première goutte de pluie tombe sur le bassin versant et celui où la conductivité et la température commencent à varier et huit heures entre la fin de l'épisode pluvieux et la valeur de conductivité (ou de température) maximale (ou minimale) enregistrée.

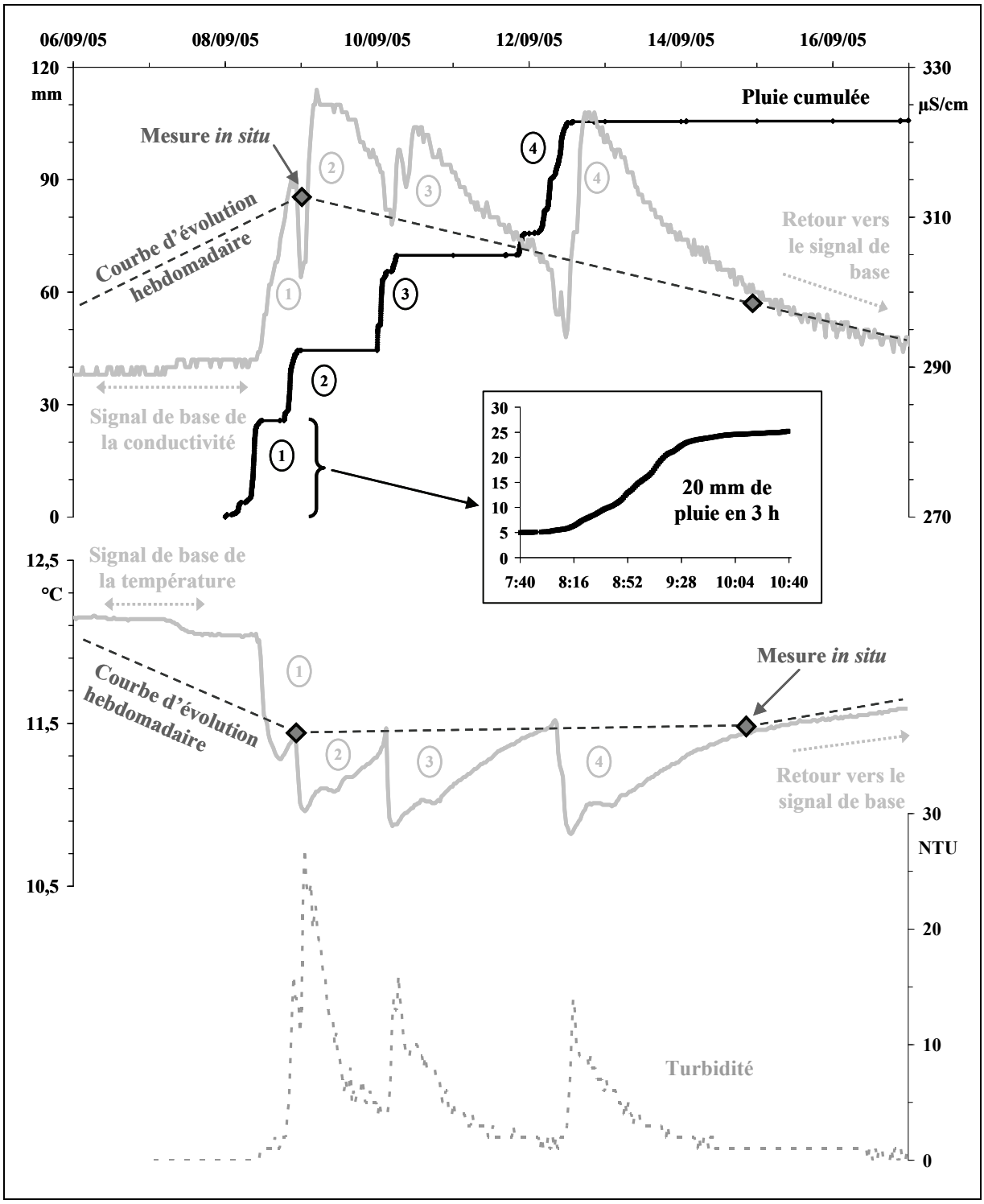


Figure 3.50 – Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe au cours d'un épisode de crue au mois de septembre de l'année 2005.

Les variations observées sont certainement les conséquences d'un effet piston dans le système provoqué par l'infiltration rapide des eaux météoriques dans l'aquifère. Les eaux mobilisées par cet effet de chasse proviennent probablement de conduits karstiques « annexes » au système de drainage principal, situés dans la zone non saturée. Les eaux parvenues à l'émergence sont plus

minéralisées et plus froides que celles de la zone noyée (définie par le signal de base), il est donc possible d'imaginer un réseau de drains karstiques périodiquement mis en charge qui soit situé bien plus haut en altitude que le niveau de base actuel (correspondant à l'émergence). Faisant partie de la zone non saturée, ces eaux présentent un potentiel acide important (car elles évoluent en système ouvert avec le CO_2 du sol, Cf. § 2.2.4.2 de ce chapitre) et sont de plus, théoriquement plus longtemps en contact avec la matrice calcaire, ce qui expliquerait la forte minéralisation mesurée à l'exutoire.

Le quatrième pic de conductivité (Cf. figure 3.50) est associé à une chute globale de la température de 1,3 °C par rapport à la valeur du signal de base avant la perturbation (environ 12,1 °C). Dans l'hypothèse où ces eaux proviennent de conduits karstiques situés plus en altitude, il est possible de calculer cette dernière en tenant compte du gradient thermique défini pour les eaux issues d'aquifères karstiques défini précédemment (Cf. § 5.1.2.3 du chapitre 1) : - 0,55 °C / 100 m (Cf. figure 1.30). Par un calcul simple, l'altitude des conduits annexes serait 236 m supérieure à celle de la source de la Fontaine d'Orbe, soit 610 m NGF.

Les conséquences de ces phénomènes de chasse des conduits karstiques « annexes » posent un vrai problème de gestion de la qualité de l'eau. En effet, il se produit en plus des variations de la conductivité et de la température de l'eau une augmentation non négligeable de la turbidité, jusqu'à près de trois cent fois la valeur limite du seuil de potabilité (Cf. § 1.1.1 de ce chapitre). Non seulement l'accroissement de la turbidité est brutal mais en plus de cela elle perdure plusieurs jours au-dessus du seuil de potabilité, pouvant priver ainsi la commune d'eau potable pour la même durée. Le graphe présenté sur la figure 3.50 montre l'enchaînement de trois phases turbides et la conséquence d'une eau impropre à la consommation pendant six jours consécutifs. Ces épisodes turbides interviennent généralement lors des premiers orages intenses faisant suite à une longue période sèche, en fin de saison estivale le plus souvent. Les particules d'origine externe (pédologique) et interne (argiles de décalcification), présentes dans les conduits karstiques « annexes », sont alors littéralement lessivées par la vidange des chenaux due à un transfert de pression dans l'aquifère. Les pluies qui suivront dans un laps de temps réduit (quelques heures seulement), n'apporteront que très rarement de la turbidité à la source.

Les mesures hebdomadaires (illustrées par des losanges grisés sur la figure 3.50) ne permettent évidemment pas de distinguer le transfert de pression au sein du système associé à chaque phase pluvieuse (chaque interruption de la pluie correspondant à un retour des valeurs de conductivité et de température vers le signal de base) mais elles permettent, dans ce cas précis, de définir la tendance générale. Ces observations mettent ainsi en évidence l'efficacité d'une zone d'infiltration (ou non saturée) très développée et un réseau de drains bien organisé vers l'exutoire.

3.3.1.2 – Cas d'un épisode de pluie en période « *humide* »

La figure 3.51 présente l'évolution de la conductivité, de la température et de la turbidité du 15 février au 31 mars de l'année 2006 ; cette période a été particulièrement pluvieuse, 212 mm de pluie ont été enregistrés en l'espace de six semaines dont 190 mm en seulement 16 jours. Le contexte climatique de ce cas est très différent du précédent, il se déroule en effet à un moment particulier du cycle hydrologique, les crues de printemps, au cours duquel les évènements pluvieux sont structurés différemment de ceux de l'été. Au cours de la période estivale, les épisodes pluvieux sont la plupart du temps brefs et intenses (caractère orageux) et perturbent les conditions de pression et d'écoulement au sein du système karstique. Ces forts cumuls de précipitation sont séparés par des interruptions plus ou moins longues durant lesquelles le système karstique revient à un état « d'équilibre », défini par les différents signaux de base. Dans le cas présent (Cf. figure 3.51) les pluies de printemps n'ont pas cette brièveté ni cette intensité mais présentent en revanche un caractère continu dans le temps (Cf. la période du 4 au 13 mars sur la figure 3.51).

La réponse du système de la Fontaine d'Orbe aux deux premières phases de l'évènement pluvieux présenté sur la figure 3.51, qui en comporte quatre au total, intervient après un mois sans pluie et provoque une légère hausse de la conductivité (+ 10 µS/cm au maximum par rapport au signal de base) et de la température (+ 0,4 °C). En revanche, la troisième phase correspond à l'inverse (de ces deux phases et de la description faite précédemment, Cf. figure 3.50) à une baisse significative de la conductivité (- 13,1 % au maximum par rapport au signal de base), une légère augmentation de la température (+ 3,9 %) et un pic de turbidité (79 NTU). Après la deuxième phase pluvieuse, la troisième débute sans interruption notable (les valeurs de la conductivité et de la température ne reviennent pas vers le signal de base). Le système karstique est alors déjà en charge et les eaux superficielles nouvellement infiltrées dans la zone saturée, qui a été auparavant « lessivée » par les pluies de la phase 2, se mélangent rapidement aux eaux de la zone saturée avant d'émerger à la source. Ces eaux nouvelles sont marquées par :

- ⇨ une minéralisation relativement faible due à un temps de séjour écourté au sein de l'aquifère,
- ⇨ une température proche de 10,6 °C caractéristique de la zone non saturée et qui correspond à une altitude bien particulière calculée précédemment (Cf. *supra*),
- ⇨ un apport d'éléments particulaires important dont l'origine serait préférentiellement attribuée au ruissellement des eaux météoriques à la surface (les particules internes au système étant déjà lessivées),
- ⇨ une augmentation du pH (les valeurs ne sont pas présentées ici) due à un dégazage probable du CO_2.

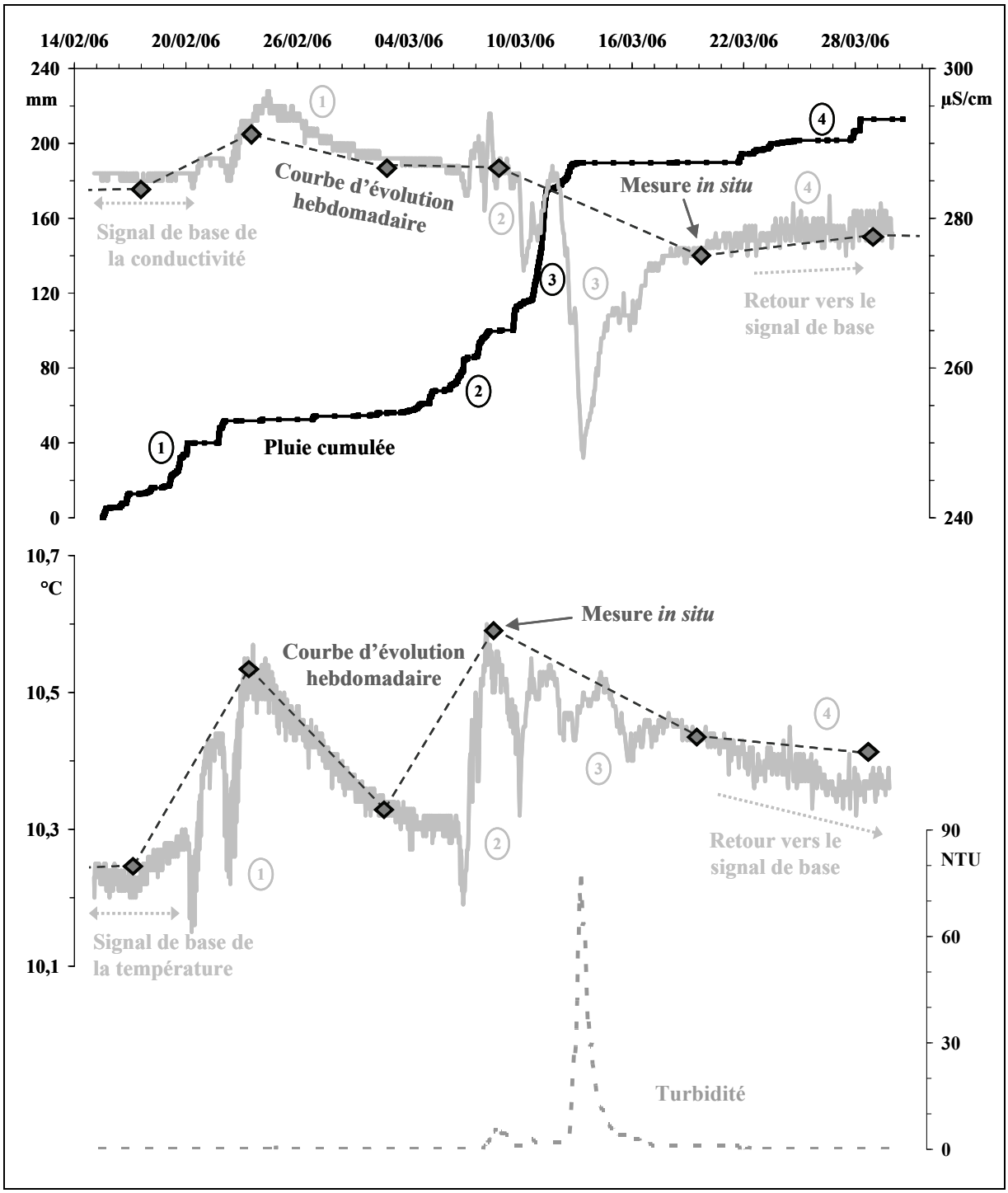


Figure 3.51 - Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe au cours de plusieurs épisodes de crue successifs au cours des mois de février et de mars 2006.

La phase 3 est la parfaite illustration des conséquences des précipitations rencontrées au printemps (ou en hiver). Le caractère particulier de ces pluies a donc un impact direct sur l'évolution de la conductivité, de la température et de manière plus générale sur le fonctionnement de l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe. Ainsi, les enregistrements réalisés en continu à l'aide des sondes ont mis en évidence deux types de réactions du système karstique

de la Fontaine d'Orbe selon la période du cycle hydrologique annuel et le type d'évènements pluvieux qui y est associé.

3.3.2 – Résultats de l'étude de la relation conductivité/turbidité

3.3.2.1 – Cas d'un épisode de pluie en période « *sèche* »

Le type de méthode d'analyse de la relation conductivité/turbidité a été appliqué aux données enregistrées à la source de la Fontaine d'Orbe afin de comprendre le fonctionnement de l'aquifère qui l'alimente et de le comparer à celui de l'Ourtau.

La figure 3.52 montre l'évolution des différentes grandeurs mesurées suite à des précipitations au mois de septembre de l'année 2005. Chaque phase pluvieuse a pour conséquence un pic de turbidité et une hausse des valeurs de la conductivité à l'émergence. Cette augmentation de la minéralisation a été interprétée comme un phénomène de chasse d'eaux stockées dans des conduits karstiques annexes au réseau de drainage principal et périodiquement vidangés suite à de fortes précipitations (Cf. § 3.3.1.1 de ce chapitre). Cet épisode a été fragmenté en trois afin d'analyser chaque pic de turbidité séparément.

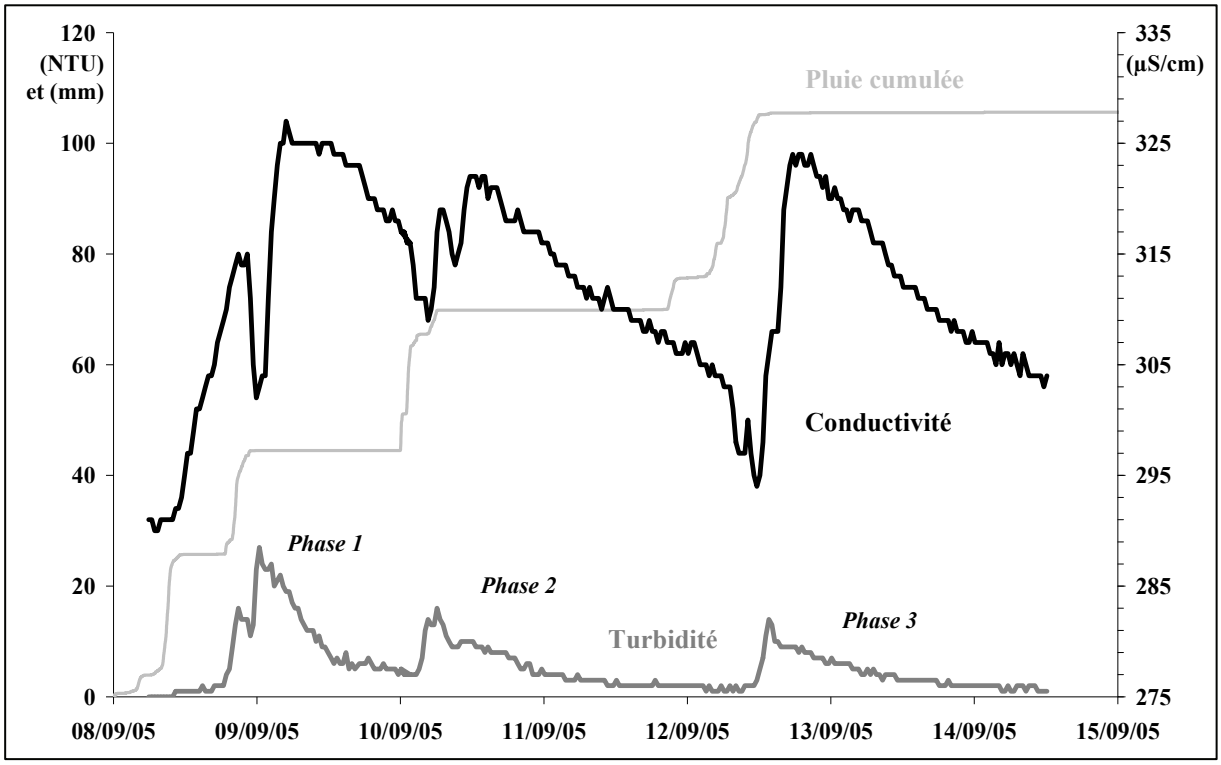


Figure 3.52 - Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 8 au 14 septembre 2005 à la Fontaine d'Orbe.

La figure 3.53 présente les résultats du calcul d'autocorrélation des variables *conductivité* et *turbidité*, l'évolution des valeurs normalisées de la conductivité et de la turbidité ($\Delta C/\Delta C_{max}$ et T/T_{max}) et l'hystérésis de la courbe *turbidité = f (hausse de la conductivité ou* $\Delta C = C - C_{min}$*)* pour la première phase. L'hystérésis de la phase 1 montre tout d'abord une augmentation importante de la conductivité (Cf. figure 3.53) qui indique un transfert de pression au sein de l'aquifère qui vidange les conduits karstiques du réseau annexe de la zone non saturée puis la turbidité (correspondant *a priori* à des particules internes au système, c'est-à-dire à des argiles de décalcification stockées dans les conduits) augmente jusqu'à une valeur de 15 NTU. Cependant, la phase 1 est composée de deux épisodes de pluie distincts (notés par des figurés bleus sur la figure 3.53) ce qui provoque dans un premier temps une remise en suspension du matériel particulaire ($\beta > \alpha$, Cf. figure 3.45) qui est chassé vers l'exutoire (jusqu'à 27 NTU). Dans un second temps, ce nouvel épisode pluvieux provoque une remise en pression de l'aquifère conduisant à nouveau à une augmentation de la conductivité à l'émergence accompagnée par du matériel particulaire mis en suspension. La fin de cette phase 1 est marquée par une baisse de pression ($\gamma > \alpha$, Cf. figure 3.45) qui a pour conséquence un dépôt du matériel particulaire. Les pics de turbidité et de conductivité sont décalés de trois heures et trente minutes. De plus, l'effet mémoire de la conductivité est important et plus grand que celui de la turbidité (Cf. figure 3.53) ce qui montre qu'il y a eu une baisse significative de l'énergie à l'intérieur du système donnant ainsi l'opportunité aux particules de se déposer.

Cette première phase n'est donc pas à proprement parlé caractérisée par une hystérésis de type orthograde ou rétrograde mais plutôt par un mélange des deux. La cause principale à cette situation est la structure des précipitations composées dans ce cas précis de deux évènements qui se sont déroulés à un intervalle de temps très rapproché.

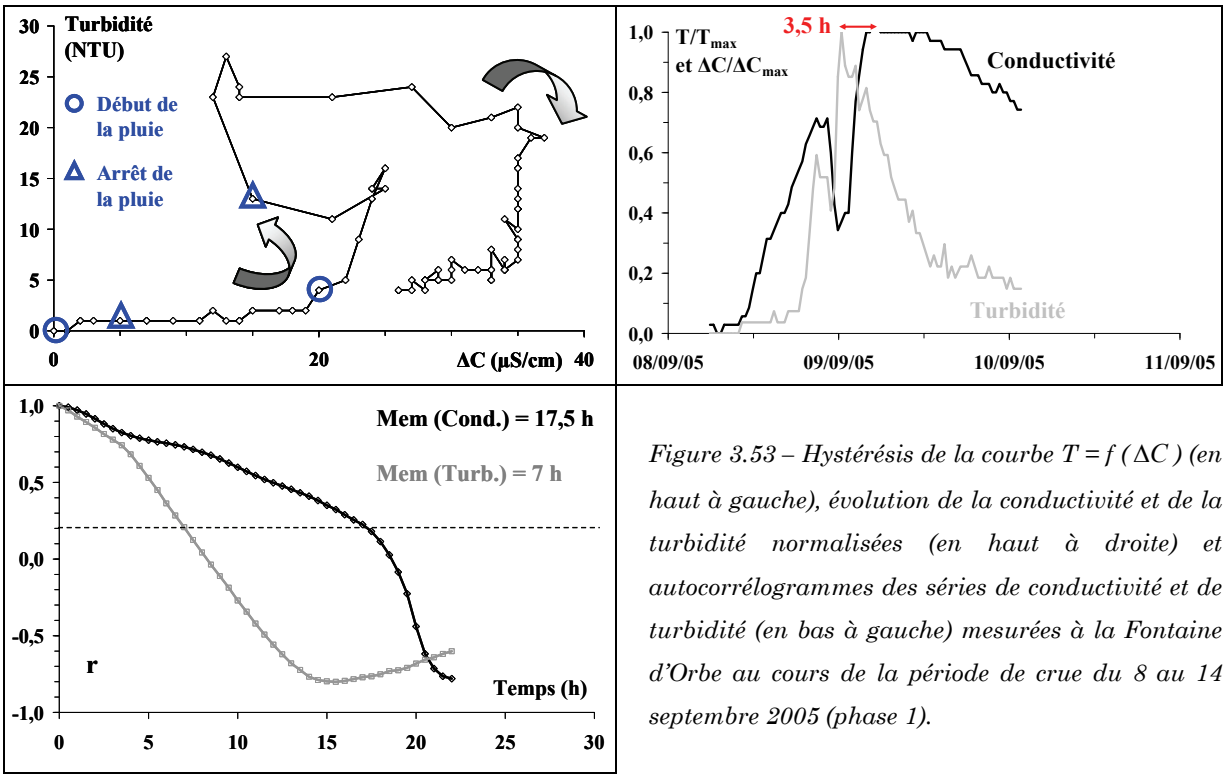


Figure 3.53 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 1).

La seconde phase, dont les résultats sont présentés sur la figure 3.54, correspond à un nouvel épisode pluvieux qui entraîne une mise en suspension immédiate des particules sédimentaires déposées dans les conduits à la fin de la phase 1. Une courte et légère augmentation de la conductivité suit cet épisode turbide (décalée de cinq heures et trente minutes d'après la figure 3.54) et indique un transfert de pression dans l'aquifère. Cependant, cet effet s'estompe rapidement dès l'arrêt des précipitations (Cf. figure 3.54) entraînant une nouvelle phase de dépôt des particules, qui est interrompue par l'arrivée brutale d'eaux minéralisées peut-être issues de conduits relativement éloignés de l'exutoire. La forme générale de l'hystérésis de type orthograde est bien marquée contrairement à la première phase.

Cet épisode pluvieux, moins long et moins intense que le précédent, se caractérise par une réaction atténuée tant du point de vue de la hausse de la turbidité que de l'augmentation de la minéralisation. Deux hypothèses peuvent être émises pour tenter de comprendre cette observation : soit il y a eu un mélange d'eaux météoriques (infiltrées au cours de la phase 1) et de celles stockées dans les conduits annexes de la zone non saturée, ce qui expliquerait la hausse relative de la conductivité, soit la hauteur des précipitations n'était pas suffisante. Néanmoins, les valeurs des effets mémoires montrent une plus grande inertie du système vis-à-vis de la phase solide, ce qui montre un apport de matériel particulaire constant dans le temps.

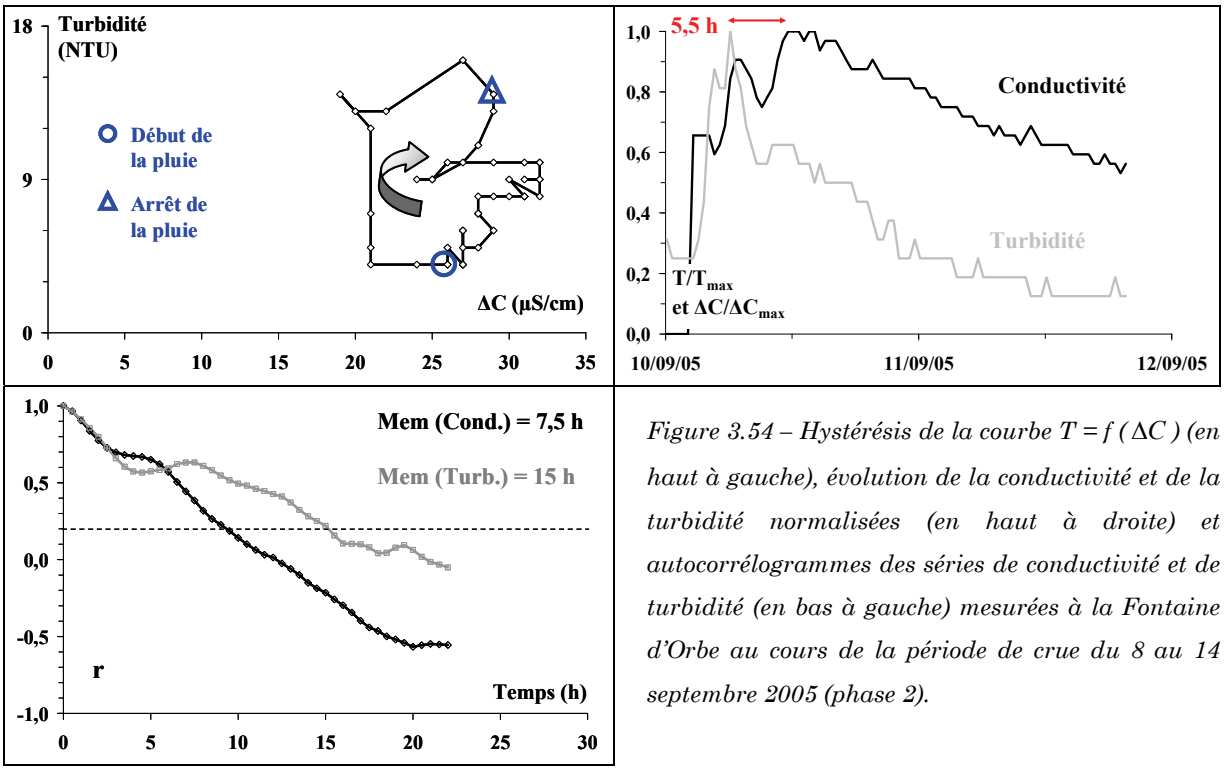


Figure 3.54 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 2).

La dernière partie de la période pluvieuse enregistrée au cours de ce mois de septembre de l'année 2005, intervient après une interruption de trente heures durant laquelle les signaux (de conductivité et de turbidité) du système tendent vers un retour à une certaine stabilité.

Le début de la phase 3 est marqué par une baisse de conductivité qui se poursuit durant plusieurs heures après la chute des premières pluies (Cf. figure 3.55). Les valeurs atteignent quasiment celles du signal de base (295 µS/cm environ, Cf. figure 3.52). Il est possible d'imaginer que cette impulsion pluvieuse a accéléré le processus de vidange des eaux issues du mélange zone non saturée/zone noyée. Les eaux, qui s'écoulent à la source au cours de ce laps de temps, pourraient alors correspondre uniquement à celles de la zone saturée. Cependant, cette situation ne dure pas, l'hystérésis (Cf. figure 3.55) montre l'arrivée d'eaux minéralisées et turbides et est caractérisée par une pente indiquant un transport direct au sein de l'aquifère. Les valeurs déduites des calculs d'autocorrélation confirment cette observation. Elles sont égales et relativement faibles, mettant en évidence le caractère transmissif important de l'aquifère étudié [Valdes et *al.*, 2006].

Le caractère intense et continu dans le temps des précipitations prolongent la mise en pression de l'aquifère et la vidange des conduits karstiques annexes de la zone non saturée. Il est probable que l'apport du matériel particulaire, au cours de ces épisodes de pluie, provient d'une part, des argiles de décalcification internes au système (formées durant des périodes sèches puis mises en suspension lors de l'augmentation de pression) et d'autre part, des éléments solides d'origine pédologique transportés par les eaux météoriques (qui ont ruisselé sur le sol avant de s'infiltrer) et déposés dans les conduits karstiques lorsque la pression dans l'aquifère diminue.

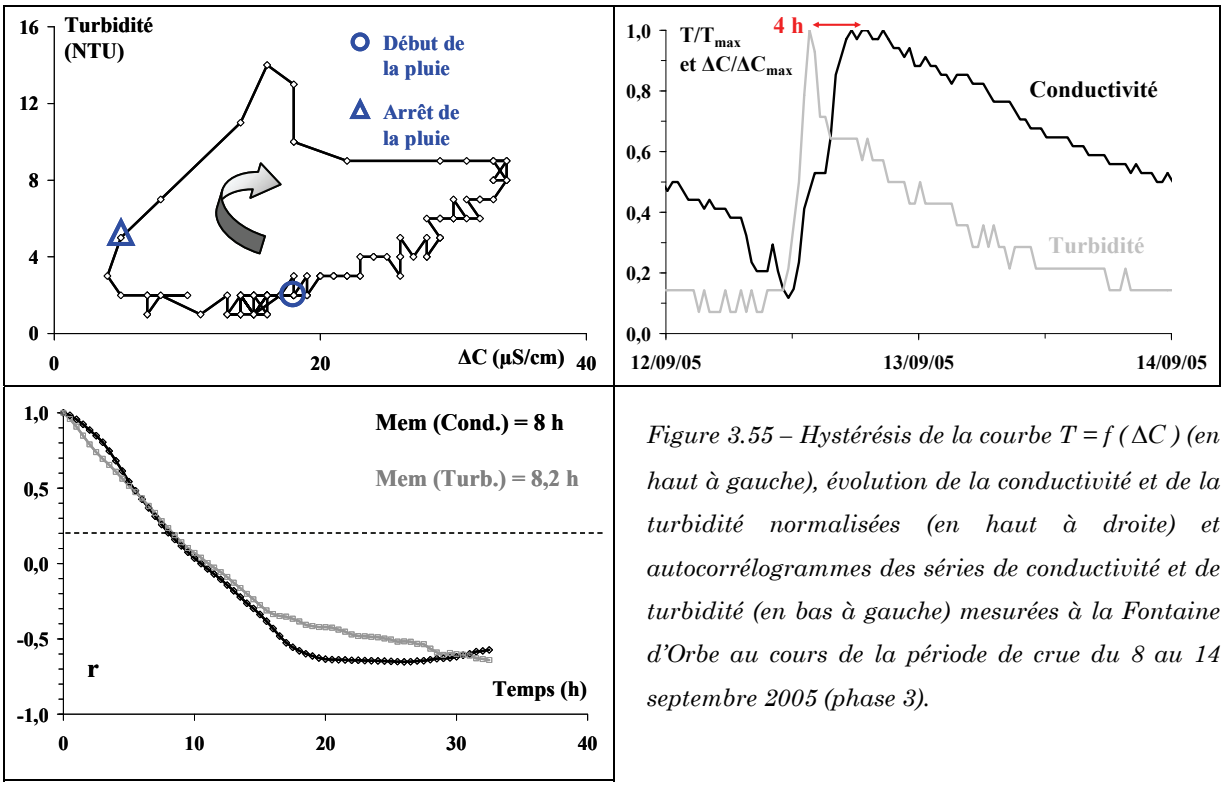


Figure 3.55 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 3).

Les observations réalisées au paragraphe 3.1 ont montré que le comportement de la Fontaine d'Orbe au cours d'une crue variait (suivant une hausse ou une baisse de la conductivité) selon la période hydrologique. Il paraît donc intéressant d'appliquer cette méthode d'analyse à une série de données se référant à un épisode de crue ayant provoqué une baisse de la conductivité, comme par exemple celui du mois de mars de l'année 2006 décrit précédemment.

3.3.2.2 – Cas d'un épisode de pluie en période « *humide* »

La figure 3.56 présente les courbes d'évolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 9 au 17 mars 2006 à la Fontaine d'Orbe. La réponse du système karstique aux précipitations (90 mm) est une baisse significative de la conductivité (Cf. § 3.3.1.2 de ce chapitre) contrairement aux épisodes prédédents.

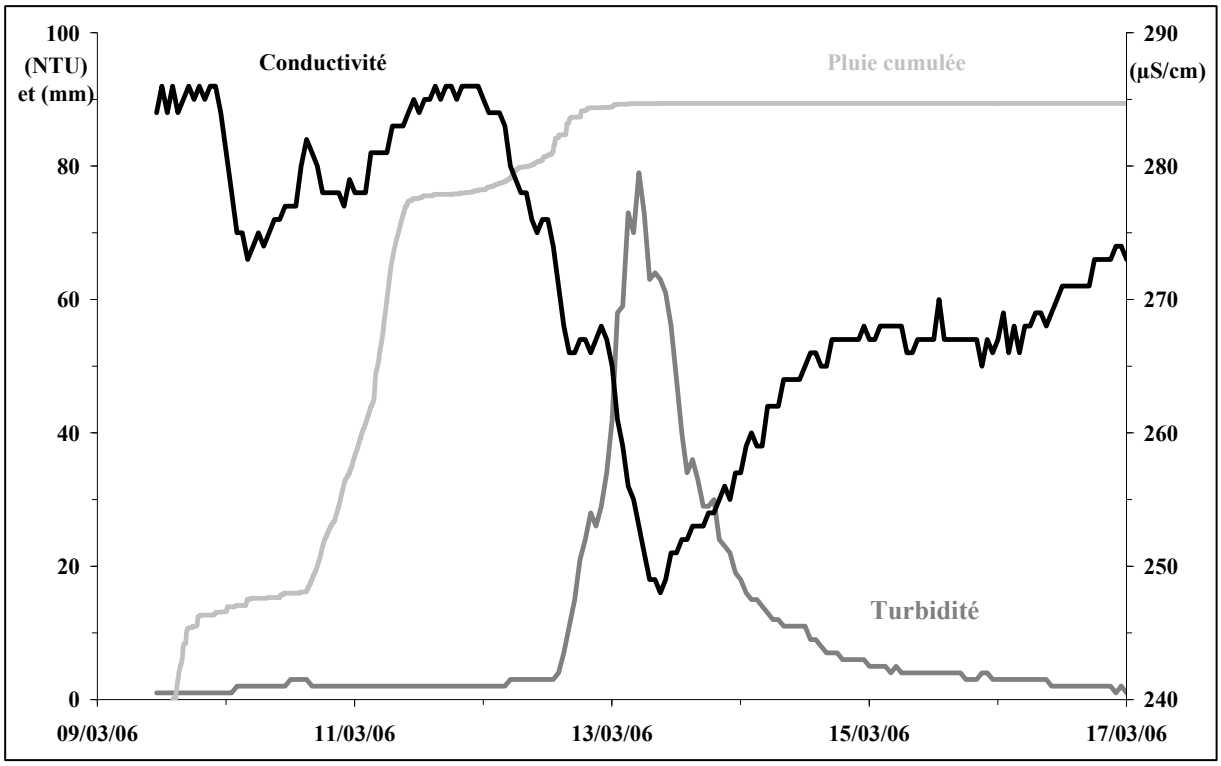


Figure 3.56 – Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 9 au 17 mars 2006 à la Fontaine d'Orbe.

L'hystérésis présentée sur la figure 3.57 qui met en parallèle la turbidité et la diminution de la conductivité ($\Delta C = C_{max} - C$) se décompose en trois parties. La première correspond à une diminution de la conductivité conséquente à un mélange d'eaux superficielles infiltrées au cours des jours précédents (Cf. § 3.1 de ce chapitre). L'absence de turbidité pourrait s'expliquer par le fait que les eaux de printemps écoulées à la source présentent des pCO_2 relativement faibles (dues à une faible activité organique dans le sol associée à la baisse des températures atmosphériques, Cf. § 2.2.3 de ce chapitre). En effet, les argiles de décalcification résultent de la dissolution de la matrice carbonatée par l'attaque acide des eaux chargées en CO_2. La quantité en CO_2 influe donc directement sur la capacité d'une eau à dissoudre les carbonates. Cette période est ainsi peu propice à la production de ce type d'argiles, contrairement aux périodes estivales et automnales.

La seconde période montre en revanche un pic de turbidité important accompagnée d'une baisse significative de la minéralisation. Elle débute par une mise en suspension des particules solides (correspondant à la pente $\beta > \alpha$ sur la figure 3.45) *a priori* autochtones [Massei et *al.*, 2003]. Cette phase se poursuit par une forme d'hystérésis (Cf. figure 3.57) caractéristique d'un transfert direct au sein de l'aquifère (représenté par la pente α sur la figure 3.45), le transport des phases dissoutes et particulaires est alors identique. La hausse de la turbidité est alors synchrone avec la forte baisse de la conductivité. Cette information permet d'émettre l'hypothèse selon laquelle la turbidité serait d'origine externe au système (ou allochtone) durant cette phase

et qu'elle serait alors apportée par le lessivage du sol par les eaux de ruissellement superficielles peu minéralisées. Cette observation met en évidence un système karstique montrant une capacité transmissive élevée [Valdes et *al.*, 2006]. Les faibles valeurs des effets mémoire déduits des calculs d'autocorrélation, semblables à celles de la phase 1 de l'épisode du mois de septembre analysé précédemment, étayent cette affirmation. Par ailleurs, la turbidité allochtone est, d'un point de vue sanitaire, plus « dangereuse » car elle est plus suceptible d'être associée à de la pollution organique contrairement à celle d'origine interne au système.

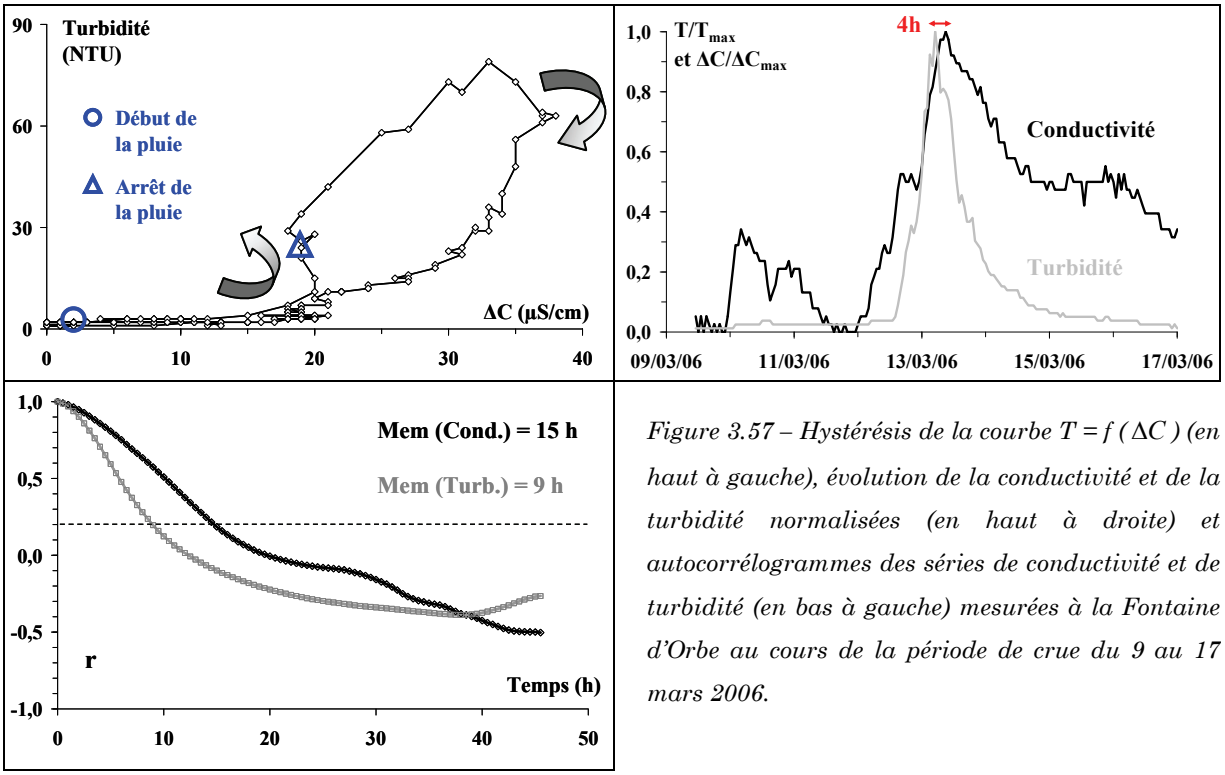


Figure 3.57 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 9 au 17 mars 2006.

La dernière phase de cet épisode pluvieux, qui intervient dix heures après l'arrêt des précipitations (Cf. figure 3.57), correspond à une baisse de pression dans l'aquifère ($\gamma > \alpha$, Cf. figure 3.45) et à du dépôt des matières solides en suspension. L'hystérésis illustrant cette période de crue est relativement proche de la classe orthograde décrite par Williams [1989] mais débute néanmoins par une mise en pression du système telle que la définit la classe rétrograde (Cf. figure 3.45).

Ces résultats mettent en évidence le fonctionnement, complexe, du système karstique de la Fontaine d'Orbe et montrent clairement l'influence de la structure et de la répétition dans le temps des évènements pluvieux sur celui-ci. Les données, recueillies (une mesure par minute) grâce aux pluviomètres automatiques, semblent donc indispensables à l'étude de ce type de phénomène.

Par ailleurs, les deux cas d'hystérésis théoriques, orthograde et rétrograde (Cf. figure 3.45), décrits par Williams [1989] sur des systèmes hydrologiques puis par Valdès et *al.* [2005] sur des systèmes karstiques relativement étendus (plusieurs dizaines de kilomètres carrés) semblent donc plus complexes pour de petits systèmes karstiques tels que celui de la Fontaine d'Orbe (2 km^2 seulement).

Ces résultats impliquent que le réseau de drainage du système de la Fontaine d'Orbe est beaucoup plus développé et mieux hiérarchisé que celui de la source de l'Ourtau. Ceci a permis l'introduction en profondeur d'un potentiel de karstification actif, dont les conséquences sont illustrées par les dimensions des conduits karstiques identifiés sous la Vallée du Vert d'Arette et au droit de la source de la Fontaine d'Orbe.

3.4 – Synthèse des résultats

Une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus par ce type d'analyse est présentée dans le tableau 3.7. Il permet une comparaison du fonctionnement des systèmes de la Fontaine d'Orbe et de la source de l'Ourtau au cours des divers épisodes de crue enregistrés durant la thèse.

		Source de la Fontaine d'Orbe						Source de l'Ourtau			
Date		09/08/05	08/09/05	10/09/05	12/09/05	09/03/06	26/07/06	04/07/05	31/07/05	24/09/05	08/11/05
Classe de l'hystérésis (T- **ΔC**)		+	-/+	+	+	+	-/+	-	-/+	+	+
Valeurs normalisées	Turb.						+ 3h				
	Cond.	+ 1,5 h	+ 4,5 h	+ 5,5 h	+ 4 h	+ 4 h		+ 12 h	+ 43 h	+ 5 h	+ 5 h
Autocorrélation (effet mémoire)	Turb.	19 h	7 h	15,5 h	8,2 h	9 h	5 h	11 h	54,5 h	48 h	30,5 h
	Cond.	40 h	17,5 h	9,5 h	8 h	15 h	7,5 h	11,5 h	20,5 h	43 h	10,5 h

Tableau 3.7 – Synthèse des résultats de l'analyse de la relation conductivité/turbidité pour les différents épisodes de crues enregistrés aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau.

Turb. : turbidité ; Cond : conductivité ; + : hystérésis de type orthograde ; - : hystérésis de type rétrograde ; -/+ : hystérésis en partie orthograde et en partie rétrograde.

Chapitre 4

Synthèse des résultats, conclusions générales et perspectives

---

La dernière partie du mémoire est consacrée dans un premier temps à la synthèse des principaux résultats obtenus sur les ressources en eau souterraine des chaînons béarnais. Ces reliefs pyrénéens, constitués majoritairement de formations carbonatées, renferment potentiellement d'importantes réserves en eau souterraine. Ce travail de thèse consistait, à travers l'étude de quatre sources, en la caractérisation des systèmes hydrogéologiques de cette région dont la structure géologique originale se prolonge également vers le Pays Basque à l'ouest et les Hautes-Pyrénées plus à l'est. La compréhension du fonctionnement des quatre réservoirs alimentant les sources étudiées a été abordée par le biais de plusieurs disciplines telles que la géologie, la géophysique et l'hydrochimie, dont la complémentarité a permis de mettre en évidence les caractères géologiques structuraux et hydrochimiques communs ou propres aux systèmes. Dans un deuxième temps, les conclusions générales sont énoncées. Enfin, le dernier paragraphe propose d'une part, quelques perspectives de recherche qui pourront faire l'objet d'une suite à ce travail et d'autre part, un modèle d'étude spécifique aux ressources en eau en milieu carbonaté appliqué chaînons béarnais.

1 – SYNTHESE DES RESULTATS

1.1 – Conséquences des variations des paramètres climatiques sur les eaux souterraines

En France et plus généralement dans le monde, l'un des grands défis du XXIème siècle sera l'approvisionnement en eau d'une population de plus en plus nombreuse, tant quantitativement que qualitativement. Le changement climatique global, annoncé par le groupe de travail I du GIEC dans son dernier rapport de synthèse [GIEC, 2007a], aura des répercussions importantes sur l'approvisionnement en eau des populations selon le groupe de travail II [GIEC, 2007b], chargé d'étudier les impacts, la vulnérabilité et l'adaptation au changement climatique [**http://www.ipcc-wg2.org**]. A l'échelle des chaînons béarnais, l'étude statistique des variations de la température, des précipitations et de l'évapotranspiration menée à partir des données enregistrées au cours des cinquante dernières années aux stations météorologiques de Pau-Uzein, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous, a effectivement révélé une évolution significative des paramètres climatiques :

- ⇨ premièrement, une tendance à la hausse des températures atmosphériques moyennes annuelles est clairement établie aux trois stations météorologiques (+ 0,031 °C/an depuis 1952 à Accous, + 0,035 °C/an depuis 1954 à Pau et + 0,031 °C/an depuis 1964 à Oloron-Sainte-Marie, Cf. figure 1.33). En outre, cette augmentation s'accélère de

manière significative depuis 1975 (+ 0,073 °C/an à Accous, + 0,050 °C/an à Pau et + 0,045 °C/an à Oloron-Sainte-Marie, Cf. figure 1.34), ces observations bien que très localisées, vont dans le sens des conclusions à l'échelle du globe publiées par les experts du groupe I du GIEC [2007a]. Les distributions des fréquences des températures moyennes annuelles (Cf. figure 1.35, figure 1.36 et figure 1.37) illustrent parfaitement cette situation et montrent explicitement que les années 2003 et 2006 ont été parmi les trois années les plus chaudes depuis un demi-siècle dans la région des chaînons béarnais (la température moyenne de l'année 1997 étant la plus élevée de la seconde moitié du XXème siècle). Il est par ailleurs intéressant de noter que la hausse des températures atmosphériques annuelles est uniquement due à celle de certains mois de l'année : par exemple, les températures moyennes enregistrées au cours des mois de mars, de mai, de juin, d'août et d'octobre présentent une augmentation significative pour les trois stations étudiées.

- ⇨ deuxièmement, l'évolution des précipitations ne présente aucune tendance particulière (d'un point de vue statistique, Cf. figure 1.39). Néanmoins, à la station météorologique de Pau-Uzein l'étude de la relation des variables *hauteurs des pluies annuelles* / *temps* indique une baisse significative d'un point de vue statistique au cours de la période 1974-2006 (- 6,6 mm/an, Cf. figure 1.40). A l'instar de l'évolution des températures, cette diminution des pluies à l'échelle annuelle correspond à la baisse des précipitations mesurées pour les seuls mois de février, de mars et de mai. Ces observations vont dans le sens des résultats obtenus à partir du modèle de Météo France élaboré par Déqué et *al*. [1998], qui prédit une légère diminution des précipitations (- 0,4 mm/j) autour du bassin méditerranéen durant l'été boréal dans le cas d'une atmosphère soumise à un doublement de la quantité de gaz carbonique [André et Royer, 1999] ; ces résultats sont en accord avec les conclusions de l'étude réalisée par Hulme en 1992 dans cette région qui a comparé les précipitations enregistrées au cours des périodes 1951-1980 et 1981-1995. En revanche, elles vont à l'encontre de celles proposées par le GIEC [2007b] qui prévoit une augmentation des précipitations annuelles à l'échelle mondiale.

- ⇨ troisièmement, les données d'évapotranspiration annuelles calculées à la station de Pau-Uzein (les seules disponibles dans la région sur les cinquante dernières années écoulées, Cf. tableau 1.18) mettent en évidence une tendance à la hausse au cours de la seconde moitié du XXème siècle (+ 3,3 mm/an), qui s'accentue de manière importante à partir des années 1975 (+ 4,8 mm/an). Cette évolution est la conséquence d'une augmentation de l'évapotranspiration, relevée durant certains mois de l'année tels que les mois de mars et de mai, qui est à mettre en relation avec la hausse des températures décrite ci-dessus.

A la station météorologique de Pau-Uzein, si la baisse des précipitations associée à la hausse de l'évapotranspiration perdure dans le temps, les précipitations annuelles seraient alors inférieures à l'évapotranspiration potentielle d'ici une dizaine d'années. Les précipitations moyennes du mois de mai sont, par exemple, inférieures à l'évapotranspiration potentielle moyenne depuis l'année 1992 et depuis l'année 2003 pour le mois de mars. La recharge des aquifères souterrains, qui s'effectue généralement du mois de novembre au mois de mai (Cf. figure 1.50 et tableau 1.19), serait ainsi affectée par cette évolution. Il est clair que la conjugaison des différentes tendances, constatées au cours de cette étude, pourrait donc avoir, à moyen terme, des conséquences importantes sur les quantités d'eaux superficielles infiltrées, sur la recharge des nappes et donc sur la stratégie de gestion des ressources en eau souterraine de la région.

1.2 – Définition de la géométrie des aquifères des chaînons béarnais

Au vu de ces résultats, il semble impératif de protéger les ressources en eau actuellement utilisées. La loi française sur l'eau du 3 janvier 1992 et la Directive Cadre Européenne 2000/60 du 23 novembre 2000 ont été créées à cet égard : « estimer la vulnérabilité des réserves en eau souterraine (ou de surface) afin de les protéger au mieux ». Dans le département des Pyrénées-Atlantiques la très grande majorité des captages et des points de prélèvements d'eau destinée à la consommation humaine est aujourd'hui mise aux normes, les délais imposés par la Directive Européenne (à savoir l'année 2015) seront donc respectés. Néanmoins, la réussite de cette démarche passe obligatoirement par la compréhension du fonctionnement des aquifères exploités et par la connaissance de leur géométrie, qui seront en outre nécessaires à la gestion des ressources.

La définition de la structure des systèmes hydrogéologiques des chaînons béarnais a débuté par l'étude détaillée de l'aquifère alimentant la source de la Fontaine d'Orbe, suite à la pollution accidentelle intervenue au mois de janvier de l'année 2000, qui a été le lieu d'un grand nombre d'expérimentations de natures diverses. L'approche pluridisciplinaire, regroupant l'analyse des divers plans de fracturation et l'utilisation des outils géophysiques (les méthodes de résistivité électrique essentiellement) et hydrochimiques (les traçages artificiels colorés en l'occurrence), a permis d'établir un modèle géométrique conceptuel. Ce dernier a par la suite été transposé aux trois autres sites étudiés, afin d'en vérifier la cohérence à l'échelle des chaînons béarnais.

Les massifs carbonatés, constituant les trois chaînons, sont découpés par trois familles majeures de fracture : N010°E à N040°E et un pendage moyen de 75°NE ou SW à 90°, N150°E à N175°E et un pendage moyen de 30°NE à 45°NE, N100°E à N120°E et un pendage moyen de 30°SW à 45°SW. Elles sont facilement identifiables dans le paysage, dessinant la géomorphologie

et l'hydromorphologie du secteur (Cf. photographie 2.1, photographie 2.8, photographie 2.10 et photographie 2.13). Ces discontinuités constituent en effet des plans de circulation et de drainage préférentiels pour les eaux d'infiltration qui favorisent l'érosion chimique, tout particulièrement des reliefs carbonatés. De nombreux réseaux karstiques étendus et visitables par l'homme sont ainsi recensés dans le secteur des chaînons béarnais. D'après le travail de levé topographique réalisé par les spéléologues du département des Pyrénées-Atlantiques, la corrélation entre l'orientation selon laquelle les conduits souterrains se sont développés et les directions de fracture mesurées au cours de cette thèse sur l'ensemble des sites, devient évidente (Cf. exemple du gouffre d'Héougacère, Cf. figure 2.3). Les nombreux plans de discontinuités mesurés au cours de l'étude sont donc en partie responsables du développement du processus de karstification des massifs carbonatés des chaînons béarnais.

Les informations concernant les discontinuités ont été mises en parallèle à celles obtenues grâce aux expérimentations géophysiques entreprises sur chacun des sites. La méthode des résistivités électriques employée ici donne une image du sous-sol en 2D qui facilite la compréhension de la géométrie des contacts géologiques en profondeur. La trentaine de panneaux électriques (dont vingt sur le seul secteur de la Fontaine d'Orbe), réalisés essentiellement aux limites des systèmes carbonatés sur l'ensemble de la zone d'étude, a révélé l'existence systématique d'une structure géologique complexe et d'un niveau électriquement très conducteur à l'interface des formations sédimentaires et magmatiques. Cette couche géologique, dont l'épaisseur peut varier de 10 m à plus de 50 m, correspond sur le terrain à des argiles de couleur bariolée (rouge et verdâtre) attribuées par la plupart des auteurs aux formations sédimentaires du Keuper (Trias inférieur). Plus récemment, des travaux ont montré que ces argiles pouvaient correspondre à des matériaux d'origine hydrothermale formés lors de la mise en place des ophites [Desreumaux, travaux en cours]. Cette seconde interprétation paraît plus pertinente que la première au vu des éléments d'information collectés au cours de ce travail (Cf. § 2.2.5 du chapitre 2 et § 2.1.5 du chapitre 3). L'analyse pétrographique (et pétrologique à venir) d'un affleurement, découvert près de la vallée du Barlanès, met en évidence des intrusions d'ophites dans les calcaires du Crétacé inférieur (Barrémien à faciès urgonien) constituant l'aquifère de la Fontaine d'Orbe. D'après ces observations, les ophites se seraient donc mises en place tardivement, au Crétacé supérieur voire au Danien comme le suppose Desreumaux et *al.* [2002] dans le vallon de Bedous en Vallée d'Aspe et occuperaient une place bien plus conséquente en profondeur que ne l'indique la plupart des coupes géologiques dessinées dans ce secteur. Par ailleurs, les diffractogrammes des argiles prélevées dans le secteur de la Fontaine d'Orbe sont en tous points comparables à ceux obtenues en vallée d'Aspe par Desreumaux et *al. ;* ces résultats sont donc semblables d'est en ouest de l'unité structurale des chaînons béarnais.

D'un point de vue du fonctionnement hydrogéologique, la continuité d'est en ouest de ces argiles imperméables, qui est avérée grâce aux nombreuses images de résistivité obtenues (une

dizaine au total) à la limite sud du massif carbonaté de la Fontaine d'Orbe, suppose que les limites au sud, à l'est et à l'ouest du bassin versant de la Fontaine d'Orbe et des trois autres sources soient définies le long du contact des ophites et des calcaires (ou des dolomies selon les cas). L'analyse des images de résistivité couplée aux observations recueillies sur le terrain, tel que le levé systématique des affleurements et du type de végétation le long des dispositifs de mesure, a donc permis de préciser la géométrie si particulière des chaînons béarnais.

Certains panneaux électriques, disposés près de la Fontaine d'Orbe, ont par ailleurs révélé la présence d'un conduit karstique majeur au droit du captage (Cf. figure 2.8 et figure 2.29). L'existence d'une zone très conductrice (le karst rempli d'eau) dans un milieu électriquement très résistant (le massif calcaire) a produit dans un premier temps des résultats médiocres et a nécessité des ajustements des méthodes de mesure employées. La réduction de l'espacement entre électrode a été le facteur déterminant quant à l'obtention de résultats satisfaisants dans le cas d'un milieu aussi hétérogène que le karst. Cette situation a ainsi montré l'importance du choix de ce paramètre dans ce type d'expérimentation géophysique et la connaissance préalable du sous-sol prospecté (Cf. § 2.2.4.3 du chapitre 2).

Dans l'étude des aquifères karstiques, les traçages artificiels colorés sont très souvent utilisés par les hydrogéologues pour mettre en évidence certaines relations entre les pertes et les émergences d'un même système et de manière plus générale pour tenter de déterminer le cheminement de l'eau dans le réseau de conduits karstiques. Au cours de ce travail de thèse, ce type d'outil hydrochimique est apparu indispensable à la compréhension de certaines relations hydrauliques et à la délimitation des aires d'alimentation des sources. Les différents traçages réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe ont permis d'une part, de confirmer certaines hypothèses telle que la participation du cours d'eau du Vert d'Arette (Cf. § 3.3.1 du chapitre 2) à l'alimentation de la source et d'autre part, d'écarter la possibilité de l'existence d'un quelconque lien hydraulique entre les sources de la Fontaine d'Orbe et de Barlanès (Cf. § 3.3.2 du chapitre 2 et figure 2.48), qui semblaient cependant émerger du même aquifère calcaire crétacé (Cf. figure 2.49). Pour les autres sources étudiées, les traçages colorés ont permis d'écarter (cas de la source des Mourtès) ou de confirmer (cas de la source Gourgouch) certaines hypothèses concernant les limites de leur aire d'alimentation.

La combinaison de ces outils, aussi variés soient-ils, a donc permis de définir avec précision un nouveau dessin de la structure géologique des chaînons béarnais, très influencé par la nature argileuse et la géométrie du contact des roches sédimentaires carbonatées aquifères et des formations magmatiques intrusives. Dorénavant, les limites des bassins d'alimentation de ressources en eau souterraine situées dans la région des chaînons béarnais, devront être déterminées en tenant compte de ces nouveaux éléments d'information. Cette relation a non seulement une influence sur la géométrie des systèmes hydrogéologiques locaux mais également sur la chimie des eaux qui en sont issues.

1.3 – Définition des types d'aquifères rencontrés et de leur fonctionnement

1.3.1 – Mise en évidence de la nature des réservoirs

La structure géologique, et plus particulièrement les relations géométriques définies entre les formations sédimentaires et magmatiques, a une influence sur la composition chimique des eaux émergeant des aquifères carbonatés des chaînons béarnais. Elles sont en effet caractérisées par la présence (plus ou moins marquée selon les cas) de sulfates. Ce caractère séléniteux, décelé dans les eaux grâce aux prélèvements hebdomadaires effectués sur chacune des quatre sources au cours de deux cycles hydrologiques, résulte de la dissolution de gypse et d'anhydrite contenues dans des argiles hydrothermales. En effet, le marquage isotopique de cet ion (couple $^{34}S/^{18}O$) montre très vraisemblablement une origine magmatique et hydrothermale. Les eaux météoriques s'infiltrent et circulent en profondeur le long du contact de l'encaissant carbonaté et des ophites qui constitue ainsi un plan d'écoulement préférentiel pour les eaux souterraines. En outre, les concentrations élevées en sulfates correspondent systématiquement aux périodes de basses eaux durant lesquelles le débit des sources est majoritairement alimenté par la zone noyée profonde. Le caractère intrusif des ophites et des argiles qui y sont associées joue donc un rôle important dans la géométrie profonde des systèmes hydrogéologiques des chaînons béarnais et influence le développement de la morphologie de surface. Sur les quatre bassins versant parcourus au cours de la thèse et plus particulièrement sur celui de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, un grand nombre de dolines et d'avens a été recensé. Ces indices de karstification de surface se sont développés de manière systématique le long du contact argileux des ophites et des massifs carbonatés. Ils indiquent indubitablement le lieu d'une dissolution intense, accentuée par un drainage important des eaux superficielles.

De manière générale, les eaux des quatre émergences étudiées présentent un faciès chimique bicarbonaté calcique. Néanmoins, la composition chimique de l'eau des sources de l'Ourtau et Gourgouch montre un pôle magnésien très marqué, indiquant la dissolution de carbonate de magnésium. La présence des dolomies du Bathonien-Oxfordien, affleurant massivement sur le premier chaînon béarnais, explique les concentrations élevées en magnésium mesurées dans l'eau des deux sources. Ce réservoir dolomitique est caractérisé par une valeur moyenne du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ qui oscille autour de 0,4. Cette information peut s'avérer utile d'une part, pour l'identification de la nature du réservoir dans le cas de l'étude d'une nouvelle ressource en eau dans le secteur des chaînons béarnais et d'autre part, dans la démarche menant à la mise en conformité (étude préalable à la visite de l'hydrogéologue agréé qui entraîne la définition des périmètres de protection avant l'instruction du dossier d'enquête publique) du point de prélèvement en vue de son exploitation. L'analyse en composante principale permet également de

distinguer les eaux issues de réservoirs constitués essentiellement de calcaire (cas des sources de la Fontaine d'Orbe et des Mourtès) de celles émergeant d'un aquifère à dominance dolomitique (cas des sources de l'Ourtau et Gourgouch). Grâce à ce type de traitement statistique, quatre domaines ont été définis sur le plan F1-F3, ils caractérisent la nature et le type de fonctionnement des systèmes desquels émergent les eaux des chaînons béarnais. Ainsi, à partir d'une série de données comportant des variables identiques à celles utilisées dans ce travail (c'est-à-dire les ions majeurs, la conductivité, la température, etc.) se référant à une eau de source des chaînons, il est possible de replacer les nouveaux individus dans les plans F1-F2 et F1-F3 et de déduire alors l'origine de l'eau concernée.

1.3.2 – Caractérisation de deux types de fonctionnement

L'analyse de la base de données construite au cours de deux années de mesure des paramètres physico-chimiques et de prélèvement, a permis de déterminer deux types de fonctionnement hydrogéologique : le premier est caractérisé par une nature karstique et le second par un comportement carbonaté fissuré. Les résultats des calculs basés sur la méthode des distributions de fréquence des valeurs de la conductivité [Bakalowicz, 1977] illustrent parfaitement la différence de comportement hydrogéologique des aquifères alimentant chacune des quatre sources étudiées. Les distributions des valeurs pour les sources des Mourtès et Gourgouch sont quasiment unimodales, indiquant un fonctionnement de type fissuré ou carbonaté poreux, contrairement à celles de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau qui apparaissent plus étalées et plurimodales, caractéristiques de systèmes karstiques plus ou moins bien développés (Cf. figure 3.12, figure 3.13 et figure 3.14).

L'analyse des teneurs en carbone-13, dans des eaux prélevées à des périodes hydrologiques distinctes, a permis de mettre en évidence les différences de fonctionnement des quatre systèmes hydrogéologiques, séparant clairement les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau des sources des Mourtès et Gourgouch (Cf. figure 3.31). Durant l'étiage (à la fin du mois de juillet de l'année 2005), les eaux des quatre sources présentent des teneurs en $\delta^{13}C$ proches de – 13 ‰. En revanche, à l'automne au début de la phase de reprise et après une période relativement pluvieuse, les teneurs mesurées aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau ont évolué à l'inverse de celles obtenues aux sources des Mourtès et Gourgouch, les premières étant marquées par un appauvrissement significatif du $\delta^{13}C$ (- 1 ‰ environ) dû à un mélange d'eaux nouvelles et les secondes par un enrichissement (+1 ‰ environ) conséquent à la vidange d'eaux plus anciennes.

Les évolutions annuelles de la conductivité et de la température, enregistrées de manière continue durant plus d'un an par des sondes installées dans chaque captage, expriment

également de façon explicite le caractère de chacun des aquifères étudiés. Les variations des valeurs de ces deux paramètres au cours d'un épisode pluvieux sont en effet révélatrices de la réactivité du système. Pour les sources des Mourtès et Gourgouch, le signal de base de ces deux paramètres ne montre que très peu de fluctuations au cours de l'année hydrologique, pourtant très arrosée dans ce secteur des Pyrénées-Atlantiques (près de 1 500 mm en moyenne). Les valeurs de conductivité et de température, enregistrées (de manière hebdomadaire et horaire) à la source Gourgouch au cours de deux années du travail de thèse, sont d'une stabilité remarquable (les coefficients de variation de ces paramètres étant respectivement égaux à 0,5 % et 1,6 %). De la même manière, les concentrations en ions majeurs ne varient quasiment pas durant la période d'étude ; par exemple, le coefficient de variation de la teneur en calcium est de 3,9 % et de 3,7 % pour les hydrogénocarbonates. Il est intéressant de noter que le débit des sources des Mourtès et Gourgouch (les deux seuls susceptibles d'être mesurés) est caractérisé par des changements saisonniers qui se répètent de manière identique d'un cycle hydrologique à l'autre. L'analyse des deux périodes de récession étudiées (2004-2005 et 2005-2006), selon la méthode de Maillet, met en évidence des coefficients de tarissement égaux pour les deux sources. Aucune fluctuation du débit n'est par ailleurs observée lors de phases pluvieuses ponctuelles, ce qui montre l'inertie des systèmes pour lesquels l'ensemble des variations des paramètres physico-chimiques est tamponné.

Dans le secteur de la source des Mourtès, un niveau sédimentaire constitué de blocs calcaires de taille variée enveloppés dans une gangue argilo-limoneuse et attribuée à des formations quaternaires de brèches de pente, a été identifié grâce aux expérimentations géophysiques entreprises. Cette couche, épaisse d'une vingtaine de mètres et qui peut être assimilée à une matrice poreuse, joue très certainement un rôle important de régulation des variations des paramètres hydrochimiques mesurés. L'évolution de la pCO_2 calculée à la source suit celle de la température atmosphérique. Ce résultat montre que l'eau circule au cours de son trajet souterrain près d'une source importante de CO_2 qui pourrait être la partie poreuse décrite ci-dessus, ce qui renforcerait l'idée selon laquelle cette partie de l'aquifère tamponne les signaux chimiques. Lors d'évènements pluvieux intenses, des infiltrations d'eau de ruissellement provoquent toutefois des fortes baisses de conductivité et de température. Ces eaux superficielles, très peu minéralisées et chargées en particules sédimentaires, ont la possibilité de se mélanger au niveau du captage suite à une malfaçon de l'ouvrage [CETRA, 2006a]. Ces périodes sont donc marquées par des phases de turbidité importantes (jusqu'à 120 NTU, valeur maximale mesurée au mois de mars de l'année 2006) qui rendraient l'eau impropre à la consommation durant plusieurs jours si elle n'était pas traitée en fonction. Cet élément d'information, essentiel à la bonne gestion de la ressource, était *a priori* méconnu d'après les données existantes disponibles (selon les sources de la D.D.A.S.S.). Dans ce cas précis, la mise en place des sondes de mesure s'avère donc très utile. La composition chimique de l'eau de la source des Mourtès a par ailleurs la particularité de présenter de manière récurrente des concentrations en nitrates relativement

élevées pour une émergence située dans un environnement isolé. Malgré la nature fissurée et l'isolement géographique de ce système hydrogéologique, il reste donc vulnérable aux pollutions d'origine anthropique (présence de bactéries pathogènes et de nitrates) et naturelle (phases turbides lors de fortes pluies).

Les eaux rencontrées aux émergences de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau présentent en revanche une plus grande variabilité chimique annuelle (le coefficient de variation de la conductivité est de 3,4 % à la Fontaine d'Orbe et de 6,9 % à celle de l'Ourtau). Les valeurs du signal de base (valeur de référence mesurée au cours d'une période durant laquelle le système n'est pas perturbé par un évènement pluvieux) de la conductivité ont été déterminées à 285 µS/cm (± 5 µS/cm) pour la source de la Fontaine d'Orbe et 350 µS/cm (± 5 µS/cm) pour la source de l'Ourtau. Les systèmes alimentant ces deux émergences, bien qu'issues d'un aquifère de même nature, ne réagissent pas de manière identique à une phase pluvieuse. Par exemple, l'eau de la source de l'Ourtau voit systématiquement sa minéralisation et sa température chuter au cours d'un épisode de pluie. Cette réaction est relativement classique pour un aquifère karstique dont le réseau de drains est bien développé (illustré par une distribution des fréquences des valeurs de conductivité très étalée). L'infiltration des eaux météoriques dans le massif carbonaté est en effet facilitée par l'existence de nombreuses fractures et autres formes d'érosion karstique de surface (dolines et avens). De plus, les observations de terrain ont permis de découvrir l'existence de griffons temporaires, dispersés sur l'ensemble du bassin versant, dont l'eau qui ruisselle sur le sol se charge en matériel particulaire et se réinfiltre par la suite dans l'aquifère avant de se mélanger dans la zone noyée. Les conséquences de ce mélange sont une baisse des concentrations de la totalité des ions majeurs, du pH et une hausse de la turbidité généralement associée à une pollution bactériologique (d'après les analyses de la D.D.A.S.S.). Les périodes de pluie engendrent donc la plupart du temps des problèmes de turbidité à la source de l'Ourtau qui obligent les services de la ville d'Oloron-Sainte-Marie à s'approvisionner en eau potable par le biais de pompages en nappe alluviale. En revanche, dans la grande majorité des cas rencontrés au cours de l'étude une hausse de la conductivité, accompagnée d'une baisse de la température, est enregistrée à la Fontaine d'Orbe. Ces variations peuvent s'expliquer par l'arrivée d'eaux minéralisées et plus froides à l'exutoire, stockées dans des conduits karstiques de la zone non saturée (donc plus en altitude) et annexes au système de drainage principal, qui ont été chassées soudainement par la mise en pression du système suite à l'accumulation de précipitations. Durant les périodes de crue, les eaux rencontrées à l'exutoire principal et aux émergences temporaires identifiées en rive gauche du Vert d'Arette sont caractérisées par des fortes concentrations en ions calcium et hydrogénocarbonates qui laissent penser que l'eau est en contact prolongé avec la matrice carbonatée et en système ouvert sur le CO_2 gazeux dans la zone non saturée, ce qui induirait un pouvoir de dissolution accentué et une eau agressive vis-à-vis de la calcite. L'analyse des relations entre l'évolution de la conductivité et de la turbidité a montré que le fonctionnement de l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe était complexe et dépendait

de l'antécédent hydrologique du système. En effet, la répétition d'évènements pluvieux qui se succèdent à un court intervalle de temps entraîne une diminution de la minéralisation enregistrée à l'exutoire (exemple du mois de mars de l'année 2006). La conséquence de ce mélange d'eaux nouvelles est l'apport de particules sédimentaires allochtones au système contrairement au cas précédent pour lequel la vidange des conduits annexes provoquait l'apport d'une turbidité autochtone, liée à la présence d'argiles de décalcification. A l'instar de la source de l'Ourtau, la nature karstique de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe implique une vulnérabilité naturelle de la ressource qui paraît difficile à gérer, dans le cas d'une eau destinée à la consommation humaine.

1.3.3 - Schéma conceptuel du fonctionnement des aquifères étudiés

La compréhension du fonctionnement des quatre systèmes étudiés a nécessité la mesure d'un grand nombre de paramètres chimiques. Les schémas de fonctionnement, regroupant les principales caractéristiques chimiques et géométriques des quatre systèmes aquifères étudiés, sont présentés sur la figure 4.1 et la figure 4.2.

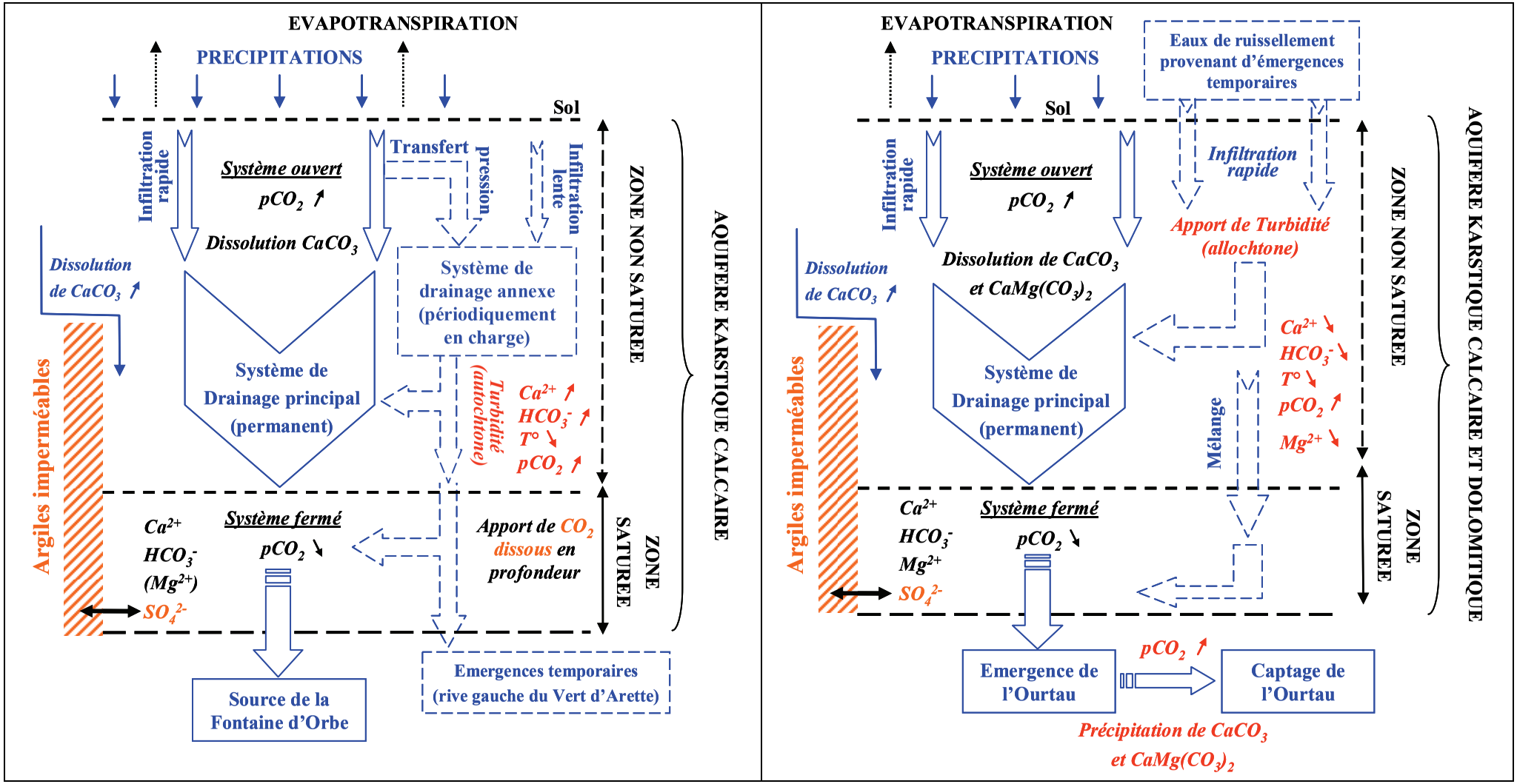


Figure 4.1 – Schémas conceptuels du fonctionnement des aquifères alimentant la Fontaine d'Orbe (à gauche) et la source de l'Ourtau (à droite).

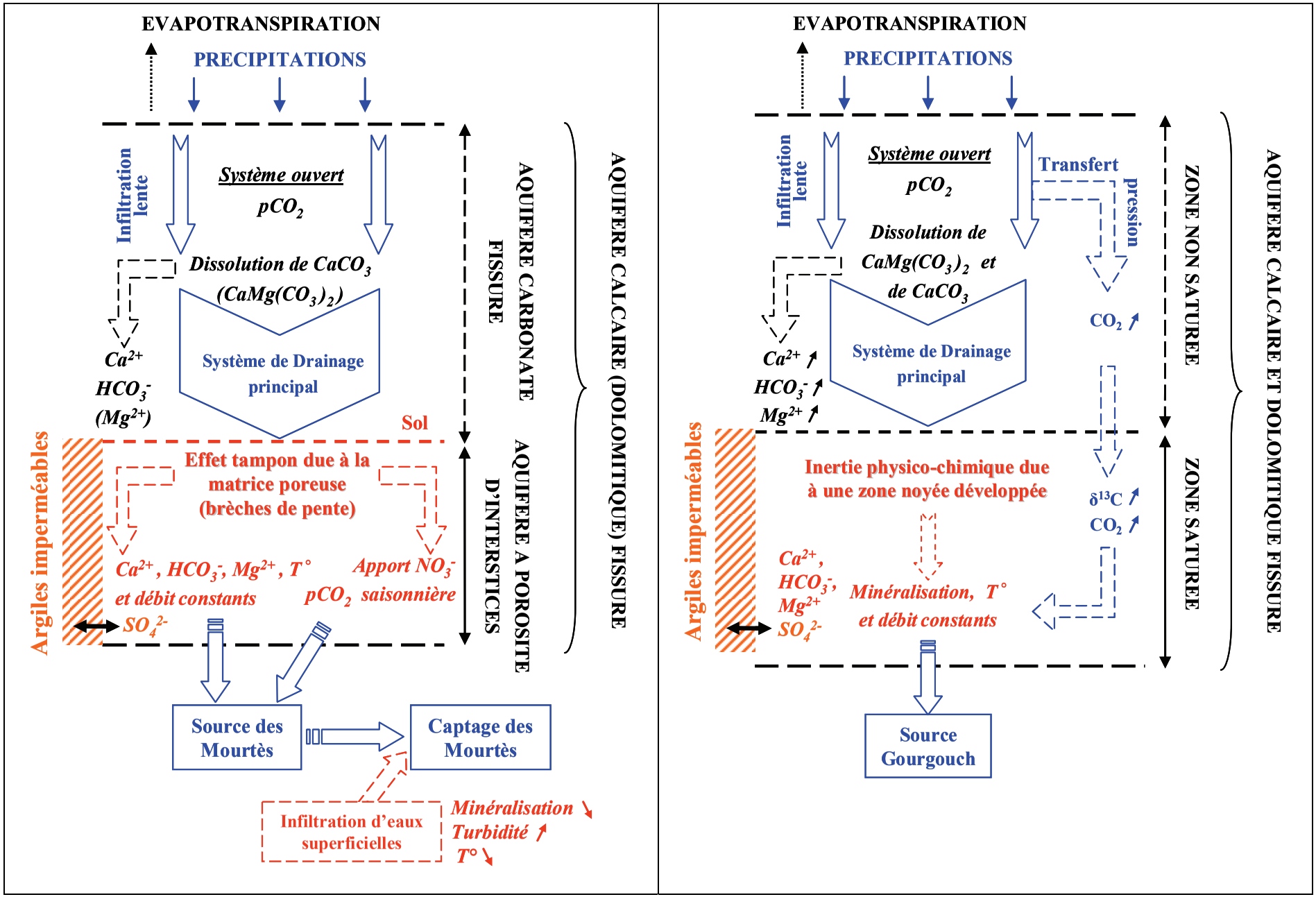


Figure 4.2 - Schémas conceptuels du fonctionnement des aquifères alimentant les sources des Mourtès (à gauche) et Gourgouch (à droite).

2 – CONCLUSIONS GENERALES

A l'issue de la synthèse des résultats (Cf. § 1 de ce chapitre), ce paragraphe est dédié à l'énoncé des conclusions, le suivant étant l'occasion de présenter quelques perspectives dans le domaine des eaux souterraines des chaînons béarnais (au nombre de trois). L'approche pluridisciplinaire mise en œuvre a permis d'aborder l'étude de quatre sources (la Fontaine d'Orbe, l'Ourtau, les Mourtès et Gourgouch) du secteur des chaînons béarnais sous plusieurs aspects : la description de l'évolution du contexte climatique régional qui influence la recharge des ressources en eau souterraine, l'étude de la géométrie (dépendante de la structure géologique) et du fonctionnement hydrodynamique des aquifères carbonatés locaux.

L'évolution climatique à l'échelle du globe étant un sujet particulièrement sensible à l'heure actuelle, ce paragraphe est donc consacré à la présentation des conclusions majeures obtenues sur ce sujet. Ces conclusions concernent l'évolution des paramètres climatiques tels que la température, les précipitations et l'évapotranspiration dans les chaînons béarnais. La hausse des températures, largement constatée à l'échelle du globe, a et aura de nombreuses conséquences directes ou indirectes sur l'environnement qu'il soit considéré comme naturel ou déjà anthropisé. Dans la région des chaînons béarnais, l'étude statistique de l'évolution des paramètres climatiques telles que les précipitations, la température et l'évapotranspiration potentielle a montré des tendances tout à fait comparables à celles observées à l'échelle mondiale. Il existe en effet depuis la seconde moitié du XXème siècle une tendance à la hausse, très hautement significative d'un point de vue statistique, des températures atmosphériques moyennes annuelles aux stations météorologiques de Pau-Uzein, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous qui encadrent les chaînons béarnais. Elles augmentent de 0,03 °C/an (valeur estimée pour chacune des trois stations, Cf. § 5.2.2 du chapitre 1) au cours des cinquante dernières années (soit + 1,5 °C) et de 0,06 °C/an pour la période 1974-2006 (soit + 1,8 °C), ce qui montre une accentuation du phénomène climatique à partir de cette date. La hausse des températures atmosphériques a par ailleurs une influence directe sur l'évolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle qui par ailleurs n'est enregistrée que depuis les années cinquante à la station de Pau-Uzein ; l'analyse statistique réalisée dans ce travail montre une hausse (très hautement significative) de l'ETP de 3,3 mm/an de 1955 à 2006 et de 4,8 mm/an de 1974 à 2006 (Cf. § 5.2.4 du chapitre 1). Aux augmentations de la température et de l'évapotranspiration potentielle vient s'ajouter une variation dans les précipitations moyennes annuelles entre les années 1974 et 2006 avec une légère tendance à la baisse due à la période 1984-1991. Les variations annuelles de ces trois paramètres climatiques sont particulièrement dues à celles de certains mois de l'année, qui présentent une hausse des valeurs de la température et de l'ETP et une baisse concomitante des cumuls de précipitation. C'est le cas des mois de mars et de mai qui appartiennent généralement aux périodes de recharge des aquifères souterrains mais dont le bilan hydrique est devenu déficitaire depuis, respectivement, les années 2003 et 1992. Ces tendances semblables pour

chacune des trois stations encadrant les chaînons béarnais peuvent être considérées comme le reflet de l'évolution climatique régionale.

Après ce premier constat concernant le contexte climatique régional, les conclusions relatives à l'étude de la géométrie des aquifères locaux sont présentées ci-dessous. Les résultats des mesures des plans de fracturation des massifs carbonatés et des panneaux électriques ont apporté de nouveaux éléments à la connaissance de la structure géologique des chaînons béarnais. Les massifs carbonatés jurassico-crétacés des chaînons présentent de très nombreux plans de discontinuités. Parmi les mesures réalisées sur les quatre sites, trois familles de fracture influencent systématiquement le découpage du paysage et du réseau hydrographique des chaînons béarnais (Cf. § 1.5 du chapitre 2) : F1 : N010°E à N040°E et un pendage moyen de 75°NE ou SW à 90°, F2 : N150°E à N175°E et un pendage moyen de 30°NE à 45°NE, F3 : N100°E à N120°E et un pendage moyen de 30°SW à 45°SW. Le levé topographique de certaines cavités souterraines explorées par les spéléologues montre que les réseaux karstiques de la région sont bien développés selon ces familles de fracture. La cohérence structurale, observée en surface et en profondeur aux environs de chacune des sources, permet d'émettre l'hypothèse que cette structuration spatiale peut être étendue à l'ensemble des réservoirs des chaînons béarnais. Les panneaux électriques, positionnés pour la plupart à la limite sud de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe, ont permis de définir la géométrie des contacts géologiques et plus particulièrement d'identifier la présence d'un niveau argileux épais et continu d'est en ouest le long des structures aquifères carbonatées et des formations magmatiques (ophites) qui les bordent (Cf. § 2.2.2 du chapitre 2). Il est caractérisé par des valeurs de résistivités électriques très faibles (inférieures à 50 Ω.m) qui contrastent avec celles des massifs calcaires, dolomitiques et ophitiques (supérieures à 1 000 Ω.m). La présence systématique d'argiles aux limites sud des quatre aquifères étudiés a une conséquence majeure d'un point de vue hydrogéologique. Elles agissent en effet comme un écran imperméable aux écoulements souterrains et dessinent ainsi les contours des bassins d'alimentation des sources dans la région des chaînons béarnais. Cette conclusion est confirmée par les traçages colorés effectués principalement sur le site de la Fontaine d'Orbe dans des pertes rencontrées près du contact argileux des ophites et des calcaires. Les résultats montrent en effet que ce niveau argileux, associé aux ophites, oriente de manière préférentielle les écoulements souterrains (Cf. § 3.3.3 du chapitre 2). Les images de résistivité électrique laissent supposer que les ophites, attribuées au Trias, sont intrusives au sein des formations carbonatées jurassiques et crétacés et qu'elles seraient donc post-Crétacé. La découverte de l'affleurement (Cf. § 2.2.5 du chapitre 2) sur le site de la Fontaine d'Orbe, montrant le contact des calcaires et des ophites, a renforcé cette idée. L'étude pétrographique des échantillons prélevés à cet endroit a montré de manière peu contestable des intrusions de dolérites à structure ophitique dans des calcaires, datés du Barrémien grâce à la présence d'orbitolines. A ces arguments, viennent s'ajouter des analyses isotopiques du couple $^{34}S/^{18}O$ réalisée sur les eaux des quatre sources étudiées. Les teneurs obtenues montrent que les sulfates, provenant de la dissolution du gypse et de l'anhydrite

contenus dans les argiles, sont compatibles avec une origine magmatique et hydrothermale (Cf. § 2.1.5 du chapitre 3). Ce résultat expliquerait le fait que ces argiles soient systématiquement associées aux ophites sur les affleurements visibles sur le terrain ou sur les cartes géologiques existantes. Cette situation remet en cause une partie de l'évolution géodynamique pyrénéenne et a une conséquence directe sur la composition chimique de l'eau des sources étudiées et d'une majorité des points d'eau des chaînons béarnais, qui sont marqués par un caractère séléniteux.

Le dernier volet de ce travail a concerné dans un premier temps, l'identification de la nature des quatre systèmes aquifères et dans un deuxième temps, la détermination de leur fonctionnement hydrodynamique ; les caractéristiques des eaux de ces quatre sources sont issues de l'étude de l'évolution de leurs paramètres physico-chimiques et isotopiques, mesurés durant deux cycles hydrologiques complets. Les concentrations en ions majeurs ont permis de mettre en évidence deux faciès chimiques majeurs : l'un bicarbonaté calcique à la Fontaine d'Orbe (3ème chaînon) et à Mourtès (2ème chaînon) et l'autre bicarbonaté calcique magnésien à Ourtau et Gourgouch (1er chaînon). Les concentrations en magnésium sont dues à la présence de dolomies du Bathonien-Oxfordien qui constituent en partie les bassins d'alimentation, particulièrement du premier et du second chaînon (Cf. § 2.1 du chapitre 3). Ce résultat a été mis clairement en évidence par l'analyse en composantes principales réalisée sur l'ensemble des données disponibles (11 variables et 409 individus, Cf. § 2.3 du chapitre 3) et par l'étude de la relation entre $[Mg^{2+}]$ et $[Ca^{2+}]$; le coefficient de régression linéaire de la droite $[Mg^{2+}] = f([Ca^{2+}])$ dont la valeur est égal à 0,35, est une caractéristique des sources émergeant de l'aquifère calcaire et dolomitique du Jurassique (Cf. § 2.2.5 du chapitre 3). La structuration géologique des chaînons béarnais permet de prévoir que le faciès de l'eau des sources y sera donc de l'un ou l'autre des deux faciès : bicarbonaté calcique pour les réservoirs urgoniens et liasiques et bicarbonaté calcique magnésien pour les réservoirs jurassiques. L'analyse statistique descriptive des paramètres physico-chimiques et des ions majeurs a permis de distinguer deux types de fonctionnement hydrodynamique parmi les quatre systèmes étudiés. Le premier, correspondant à un comportement karstique (sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau), présente de fortes variations annuelles de la minéralisation et de la température et est marqué par des coefficients de variations élevés (Cf. § 1.1 du chapitre 3). Le second, de type carbonaté fissuré (Mourtès et Gourgouch), montre à l'inverse des valeurs très stables quelle que soit la période hydrologique. Ce résultat a été confirmé par l'étude de la distribution des fréquences des valeurs de conductivité (plurimodale dans le cas d'un aquifère karstique et unimodale dans l'autre cas) et par les variations des teneurs en $\delta^{13}C$ mesurées au cours de périodes hydrologiques distinctes (Cf. § 2.2.4.2 du chapitre 3). A l'étiage, les eaux des quatre sources présentent un $\delta^{13}C$ identique avoisinant – 13 ‰ (à ± 0,2). En revanche, suite à de forts cumuls de précipitation les teneurs en $\delta^{13}C$ baissent de 1 ‰ aux sources karstiques et augmentent de 1 ‰ aux sources issues d'aquifères fissurés dans le même temps. L'étude des équilibres calco-carboniques et plus

particulièrement de la relation linéaire *Log* pCO_2/ISc (Cf. § 2.2.3 du chapitre 3) a également permis de les distinguer selon la valeur du coefficient de régression : d'une part, les sources d'origine karstique avec un coefficient égal à - 0,8 et d'autre part, les sources issues d'un aquifère fissuré avec un coefficient égal à - 1. L'ensemble de ces résultats converge et conduit à la proposition selon laquelle il existe deux types de fonctionnement hydrodynamique dans les chaînons béarnais : l'un de type fissuré et l'autre karstique. Les systèmes de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau, bien qu'étant tous deux karstiques, ne réagissent cependant pas de la même manière à un évènement pluvieux du fait d'un réseau de conduits karstiques organisé différemment (Cf. § 2.1.1 et 2.1.2 du chapitre 3). Pour le premier aquifère, une hausse ou une baisse de la conductivité est observée en fonction de l'antécédent hydrologique du système. Cette réaction est interprétée comme la vidange, due un effet de chasse dans le système, de conduits karstiques annexes au système principal de drainage et situés dans la zone non saturée. Pour le second, la conductivité de l'eau diminue systématiquement après un épisode de pluie, indiquant une infiltration rapide et le mélange des eaux météoriques dans la zone saturée du système. Dans le cas d'aquifère karstique, la turbidité, qui est la principale source de pollution (associée à une contamination bactériologique), accompagne généralement ces variations de minéralisation aux émergences. L'analyse des relations *conductivité/turbidité* (Cf. § 3.1 du chapitre 3) a été abordée par le biais de la description des courbes $\Delta C/T$ (de classe orthograde ou rétrograde) caractérisant le transport des phases dissoutes (conductivité) et particulaires (turbidité) et des calculs d'autocorrélation définissant l'inertie des systèmes (effet mémoire). Les résultats montrent que le transport des particules dans le cas de la Fontaine d'Orbe est une succession de mise en suspension et dépôt alors qu'il apparaît plus direct à l'Ourtau. Cette étude a donc permis de confirmer que le degré de karstification de l'aquifère de la Fontaine d'Orbe était plus développé que celui de l'Ourtau.

Ce travail constitue donc un recueil important de données inédites sur la connaissance des aquifères carbonatés des chaînons béarnais tant du point de vue de la définition de leur géométrie et de leur aire d'alimentation que de la compréhension de leur fonctionnement hydrodynamique, essentielle à leur bonne gestion. En outre, les informations apportées par cette étude sur la caractérisation des ressources en eau souterraine de la région permettent de proposer un modèle d'étude (Cf. paragraphe suivant) des ressources en eau souterraine dans la région des chaînons béarnais afin de répondre aux exigences émises dans la Directive Cadre Européenne 2000/60/CE.

3 – APPORT DE L'ETUDE A LA CONNAISSANCE DES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE DE LA REGION ET PERSPECTIVES

3.1 – Discussion sur la délimitation des périmètres de protection

La définition des périmètres de protection est un point particulièrement délicat du processus de mise en conformité d'une ressource en eau destinée à la consommation humaine, notamment dans le cas d'une émergence karstique [Agence de l'eau Rhône-Méditerranée et Corse, 2005 ; Muet et *al.*, 2006]. L'exemple de la Fontaine d'Orbe est la parfaite illustration d'une étude préalable originelle insuffisamment renseignée qui a conduit à une pollution importante de la ressource, les limites du bassin versant (et donc des périmètres de protection) ayant été définies de manière très approximative. Cet incident, sans conséquence grave pour la santé des consommateurs, a mis néanmoins en évidence les risques de la politique économique pratiquée par certains bureaux d'études ou maîtres d'ouvrage. Il est clair que l'étude approfondie d'une ressource a un coût élevé (les déplacements sur site, les appareils de mesure, etc.) cependant, dans le cas de la Fontaine d'Orbe la réalisation d'une nouvelle campagne [CETRA, 2002] n'est-elle pas finalement plus coûteuse ?

Pour ce type de travaux, le protocole d'étude qui consiste, sur un cycle hydrologique complet, en une mesure mensuelle des paramètres physico-chimiques et une analyse chimique (ions majeurs) et bactériologique trimestrielle (voire plus rapprochée dans le temps si le débit de consommation en eau concerné est important dans le respect des textes de loi actuellement en vigueur). Dans le département des Pyrénées-Atlantiques, les bureaux d'études doivent respecter ce genre de protocole d'étude en accord avec les autorités compétentes (services de la D.D.A.S.S., Conseil Général) dans le cas de mise en conformité des ressources en eau souterraine. Ces mesures paraissent pourtant insuffisantes notamment dans le cas d'aquifères karstiques. En effet, le présent travail de thèse a montré toute la complexité de fonctionnement des systèmes hydrogéologiques des chaînons béarnais, qui malgré les moyens techniques (et humains) déployés, laisse quelques zones d'ombre et la perspective de futurs travaux de recherche. Ainsi, il paraît difficile et paradoxal de viser une connaissance générale satisfaisante des ressources en eau souterraine, dans le but de les protéger au mieux, sans exiger plus de moyens pour y parvenir. Le décalage, entre l'exigence théorique d'une bonne connaissance de la vulnérabilité d'une ressource demandée dans les textes de loi [loi sur l'eau du 3 janvier 1922, **http://www.legifrance.gouv.fr**] et les moyens mis en œuvre dans la pratique pour y répondre, est ainsi bien réel et incontestable.

Le cas de la procédure de mise en conformité de la source des Mourtès est suffisamment explicite pour être décrit et étayer la conclusion précédente :

- ⇨ dans un premier temps, le cabinet d'études missionné par la commune de Sarrance pour réaliser l'étude préalable de cette ressource, en vue de sa mise aux normes a rendu un rapport de synthèse [CETRA, 2006a] basé sur les données obtenues à partir du protocole de travail établi par le Conseil Général (Cf. *supra*),
- ⇨ dans un deuxième temps, le travail de thèse, plus détaillé, a apporté un complément d'informations et a conduit à la révision partielle du schéma de fonctionnement de l'aquifère alimentant la source des Mourtès,
- ⇨ enfin, dans un troisième temps, suite à sa visite sur le terrain et en tenant compte du rapport réalisé par le bureau d'études, l'hydrogéologue agréé a donné un avis favorable (en préconisant toutefois quelques travaux d'aménagement sur l'ouvrage et dans le secteur) à la poursuite de l'utilisation de cette ressource pour l'alimentation en eau potable de la commune.

Deux problèmes se posent alors. Premièrement, les conclusions du rapport préalable ont été établies à partir de l'état des connaissances et des données disponibles à un moment donné et ne correspondent pas exactement à celles obtenues dans ce travail de thèse, qui sont *a fortiori* plus complètes (tout particulièrement la mise en évidence de phases turbides importantes lors d'évènements pluvieux intenses). Deuxièmement, l'hydrogéologue agréé a réinterprété dans son document de synthèse les informations fournies par le rapport préalable (définition de l'aire d'alimentation, remise en question du fonctionnement hydrogéologique, etc.), rendant des conclusions qui s'éloignent un peu plus de celles données dans le présent mémoire. Dans un tel cas de figure, quel regard faut-il porter sur les éléments contenus dans le dossier (aussi volumineux soit-il) d'enquête publique de la source des Mourtès ?

Les procédures de mise en conformité des sources de la Fontaine d'Orbe et des Mourtès révèlent ainsi d'une part, le décalage existant entre les textes de lois et l'application à des cas complexes que sont les systèmes karstiques et, d'autre part, les difficultés de concilier le coût économique de ce type d'étude et l'estimation la plus juste de la vulnérabilité d'une ressource en eau afin de la protéger. Ces exemples montrent également l'intérêt que les conseils généraux et des agences de bassin ont à encourager des études tel que ce travail de thèse. Comme le préconise Muet et *al.* [2006] dans leur travail sur les procédures de protection des captages en milieu karstique (impliquant notamment les agences de l'eau Adour-Garonne et Rhône-Méditerranée et Corse), ce type d'étude permet de dessiner les grands traits de la structure géométrique et du fonctionnement hydrogéologiques de systèmes aquifères rencontrés à l'échelle régionale.

3.2 – Perspectives de recherche de nouvelles ressources en eau souterraine

Au-delà de la préservation de la qualité des eaux souterraines, qui semble malgré tout en bonne voie, les choses sont également préoccupantes d'un point de vue quantitatif. Dans les Pyrénées-Atlantiques la situation est cependant moins grave en comparaison de celle de certains départements qui sont bien plus touchés par ce type de problème. La recherche de nouvelles ressources en eau devient incontournable, tout du moins dans certaines régions qui présentent un déficit en eau évident et/ou une qualité médiocre nécessitant de lourds et coûteux traitements de potabilité. Le schéma d'alimentation des aquifères souterrains identifié dans les chaînons béarnais semble se reproduire dans des contextes géologiques différents, tel que le bassin de flyschs du Crétacé plus au nord [CETRA, 2006b]. Le mode de mise en place des ophites et des argiles d'origine hydrothermale qui leur sont associées jouent indéniablement un rôle essentiel sur l'orientation des plans de drainage et d'écoulements des eaux souterraines. Les eaux circulant au contact de ces formations magmatiques sont généralement caractérisées par des concentrations en sulfates élevées. Le marquage isotopique du soufre-34, des sulfates présents dans les eaux prélevées au cours de cette étude, indique clairement une origine hydrothermale et magmatique. De nombreux points de prélèvements, utilisés à l'heure actuelle ou autrefois pour l'alimentation actuelle en eau potable ou pour leurs vertus médicinales, fonctionnent sur ce schéma d'alimentation. De manière non exhaustive, les ressources les plus importantes sont recensées ci-après : les sources de l'œil du Néez (alimentation de la ville de Pau), d'Ogeu (mises en bouteille), de Salars (projet d'embouteillage), les sources hydrothermales de Lurbe-Saint-Christau, des Fontaines d'Escot, des trois Fontaines de Saint-Christau (sur la commune d'Accous, dans le vallon de Bedous), de la Fontaine du Taureau (commune de Sarrance), les bains de Chichit (commune d'Aydius), la source aux Fées (commune de Castet), etc.

A l'image de ces réserves souterraines connues et de celles découvertes récemment sous la plaine alluviale du Gave du Saison, qui alimentent aujourd'hui entièrement la ville de Mauléon déficitaire en eau depuis plus de vingt ans, il est plus que probable qu'en respectant le schéma hydrogéologique mis en évidence grâce à ce travail de thèse, de futures prospections dédiées à la recherche de nouvelles ressources en eau souterraines dans la région s'avèreront fructueuses.

3.3 - Approfondissement de la connaissance des aquifères locaux

Les travaux s'intéressant à l'hydrogéologie des massifs occidentaux pyrénéens sont rares contrairement à la partie orientale de la chaîne qui a fait l'objet de nombreuses recherches

(système du Baget en Ariège, le karst des Corbières et plus globalement des Pyrénées Orientales, etc.). La présente étude a permis d'apporter de nouveaux éléments d'informations à la connaissance des aquifères carbonatés ouest pyrénéens, dans le contexte géologique particulier des chaînons béarnais. L'apport de ce travail porte sur l'approfondissement de la géométrie et a donné quelques réponses sur le fonctionnement hydrodynamique des systèmes. Cependant, plusieurs points restent à approfondir et à développer, voici de manière non exhaustive une liste des travaux qui seraient susceptibles d'être entrepris dans la continuité de cette étude :

- ⇨ développer une méthode pour établir les bilans hydrologiques annuels pour les aquifères karstiques qui tiennent compte de l'infiltration des eaux météoriques en période estivale et estimer à partir des résultats l'importance et « l'efficacité » de ces pluies d'été pour la recharge des systèmes. De plus, il serait intéressant de faire ce type de bilan sur les cinquante dernières années et d'étudier son évolution afin de la comparer à celle des principaux paramètres climatologiques (température atmosphérique, précipitations et évapotranspiration potentielle). Ceci permettra également d'évaluer la participation de la zone non saturée aux écoulements en période d'étiage.

- ⇨ réaliser de nouveaux panneaux électriques avec un dispositif de mesure tripôle, qui permet de prospecter le sous-sol à une profondeur proche de la centaine de mètres, dans le but de préciser la géométrie des contacts géologiques (ophites/calcaires et calcaires/argiles hydrothermales). De plus, en utilisant l'expérience acquise au cours de cette étude concernant le choix du dispositif de mesure en fonction de la nature du sous-sol (pôle-pôle, dipôle-dipôle, espacement inter-électrode, etc.), des expérimentations pourraient également être tentées directement sur les massifs calcaires et dolomitiques karstifiés (les électrodes seraient remplacées dans ce cas par des clous en acier implantés avec des spits) afin d'évaluer les dimensions et les orientations du réseau de conduits souterrains.

- ⇨ réaliser des traçages artificiels colorés, tout particulièrement sur le massif carbonaté calcaire et dolomitique du Jurassique constituant le premier chaînon béarnais pour délimiter (à l'ouest et à l'est) les aires d'alimentation des différentes sources et définir les zones de vulnérabilité potentielle des systèmes karstiques dans le cadre de la mise en place des périmètres de protection satellite.

- ⇨ créer des ouvrages permettant la mesure du débit des sources karstiques telles que les sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau. La détermination de ce paramètre permettrait d'une part, de corréler l'évolution du débit et celle des différents paramètres physico-chimiques et d'autre part, d'évaluer l'évolution des réserves en eau des systèmes à moyen terme et d'estimer l'influence éventuelle des changements climatiques.

- ⇨ mettre en place des sondes de mesure à l'émergence de plusieurs aquifères karstiques pour étudier en détails les relations *turbidité/conductivité* et comparer leur fonctionnement hydrodynamique. Ceci donnerait la possibilité de distinguer et de classer les systèmes en fonction de leur degré de karstification et peut-être mettre en évidence l'éventuelle influence de la nature des roches (calcaire ou dolomitique). De plus, il est indispensable de prélever et d'étudier (nature, granulométrie, etc.) les matériaux particulaires déposés aux émergences lors des périodes de crue pour déterminer leur origine autochtone ou allochtone à l'aquifère.

- ⇨ mettre en place des pluviomètres automatiques suivant différentes positions géographiques dans les chaînons béarnais (en piémont, en versant sud et nord, en altitude, etc.) pour étudier les variations des hauteurs de précipitation dues à l'influence des reliefs, de l'exposition et de l'altitude. Les données enregistrées serviront également à l'analyse des relations *turbidité/conductivité*.

- ⇨ établir des probabilités conditionnelles à partir des données enregistrées (des paramètres physico-chimiques et des précipitations) à un pas de temps horaire pour tenter de répondre à des questions du type : *quelle est la probabilité d'observer un pic de turbidité sachant qu'il est tombé telle hauteur de pluie sur telle durée ?* Il faut de plus tenir compte de l'antécédent hydrologique du système considéré. Ce type d'étude peut faciliter la gestion d'une ressource en eau issue d'un système de nature karstique.

- ⇨ préciser les relations ophites/calcaires et valider l'hypothèse d'une mise en place par des analyses pétrologiques, pétrographiques et isotopiques (^{34}S) d'échantillons prélevés au contact de ces roches. De plus, il serait intéressant d'analyser l'eau de plusieurs émergences à l'échelle des chaînons béarnais et à différentes périodes hydrologiques (et distinguer ainsi l'influence de l'apport des eaux météoriques) pour déterminer les teneurs isotopiques du couple $^{34}S/^{18}O$ et confirmer ainsi l'origine hydrothermale des sulfates.

- ⇨ réaliser des forages aux contacts des formations sédimentaires (calcaires et dolomies du Jurassique et du Crétacé) et magmatiques (ophites) pour la recherche de nouvelles ressources en eau souterraine afin de valider le modèle proposé dans ce travail.

3.4 – Proposition d'un protocole d'étude des sources des chaînons béarnais dans le cadre de la mise en place des périmètres de protection

Cette étude a donc permis, grâce à une approche pluridisciplinaire regroupant des disciplines telles que la géologie, la géophysique et la géochimie, d'approfondir la connaissance des aquifères locaux et d'apporter des éléments nouveaux concernant leur géométrie et leur fonctionnement. Dans le cadre de la mise en place des périmètres de protection de sources dans les chaînons béarnais, l'approche de travail choisie a permis d'élaborer un modèle d'étude préalable à la visite de l'hydrogéologue agréé. Il est composé de trois étapes majeures (Cf. figure 4.3) :

- ⇨ Etape n°1 : identification préalable du type d'aquifère si les données existantes le permettent (recherche bibliographique et visite préalable sur le terrain).
- ⇨ Etape n°2 : description de la méthodologie analytique à mettre en place (expérimentations de terrain).
- ⇨ Etape n°3 : description des méthodes d'analyse de l'ensemble des données obtenues au cours de l'étape n°2 afin de déterminer au mieux le fonctionnement et la géométrie (bassin d'alimentation) des sources étudiées avant que l'hydrogéologue agréé ne détermine les périmètres de protection à mettre en place.

ETAPE n°1

RECHERCHE BIBLIOGRAPHIQUE

- **Analyse de la carte géologique**
  - Repérage des formations potentiellement aquifères et imperméables
- **Analyse de la carte IGN et des photographies aériennes**
  - Repérage des principales directions de linéaments
  - Repérage des zones de dolines sur photographie aérienne
- **Analyse des données physico-chimiques et bactériologiques (D.D.A.S.S.)**
  - Analyse statistique A.C.P. (plans F1-F2 et F1-F3 définis)
  - Placer les variables *Température moyenne de l'eau* et *Altitude* de la source (gradient thermique défini)
- **Visite initiale du site**

Système identifié comme fissuré

Système identifié comme karstique ou inconnu

ETAPE n°2

EXPERIMENTATIONS SUR LE TERRAIN (1 année)

- **Mesure mensuelle *in situ***
  - Conductivité, température et pH
- **Prélèvements mensuels**
  - Analyse des ions majeurs
  - Analyse bactériologique
- **Réalisation de panneaux électriques**
  - Aux limites de l'aquifère : détermination de la géométrie des contacts géologiques et mise en évidence de la formation géologique imperméable
  - Dans l'environnement immédiat du captage
- **Réalisation de traçages colorés**
  - Qualitatif : délimitation du bassin versant
  - Quantitatif : simulation d'une pollution (si nécessaire)
- **Cartographie des zones sensibles (sources de pollution d'origine anthropique)**

- **Mise en place de sondes, mesure à pas de temps horaire**
  - Conductivité, température, pH , débit et turbidité
- **Prélèvements bimensuels (plus rapprochés en période de crue)**
  - Analyse des ions majeurs
  - Analyse bactériologique
- **Réalisation de panneaux électriques**
  - Aux limites de l'aquifère : détermination de la géométrie des contacts géologiques et mise en évidence de la formation géologique imperméable
  - Dans l'environnement immédiat du captage
- **Réalisation de traçages colorés**
  - Qualitatif : délimitation du bassin versant
  - Quantitatif : simulation d'une pollution
- **Cartographie des zones sensibles (dolines et avens)**

ETAPE n°3

ANALYSE DES DONNEES, SYNTHESE DES RESULTATS ET DEFINITION DU BASSIN VERSANT

- **Définition de la nature et du fonctionnement de l'aquifère**
  - Analyse des données physico-chimiques :
    - Statistique descriptive et A.C.P.
    - Distribution des fréquences de conductivité
    - Relations entre [Mg] et [Ca]
    - Relation *conductivité/turbidité (dans le cas d'aquifère karstique)*
- **Estimation de la vulnérabilité de la ressource**
  - Observations de terrain (position des sources de pollution, des dolines et des avens)
  - Résultats des analyses bactériologiques
- **Délimitation du bassin versant**
  - Images de résistivité électrique aux limites de l'aquifère
  - Résultats (positifs ou négatifs) des traçages colorés

Figure 4.3 – Modèle d'étude préalable pour les aquifères carbonatés de la région des chaînons béarnais.

Références bibliographiques

Adepelumi A. A., Yi M.-J., Kim J.-H., Ako B. D. & Son J. S. (2006) – Integration of surface geophysical methods for fracture detection in crystalline bedrocks of southwestern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 14, p. 1284-1306.

Agence de l'eau Rhône-Méditerranée et Corse (2005) – Bilan et analyse de la mise en œuvre des procédures de protection des captages AEP en milieu karstique. Rapport final synthèse des phases 1,2 et 3, 76 p.

Al-Farès W., Bakalowicz M., Guérin R. & Dukhan M. (2002) – Analysis of the karst aquifer of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics, 97, p. 97-106.

Al Hamawi M. (1992) – Sédimentologie, pétrographie sédimentaire et diagenèse des calcaires du Crétacé supérieur de la marge Ibérique, Vallée d'Ossau – Vallée d'Aspe, Haute Chaîne, Pyrénées Atlantiques. Thèse, université Bordeaux 1.

Alley W. M. (2001) – Ground water and climate. *Ground water*, 39 (2), 161.

Amraoui F., Razack M. & Bouchaou L. (2003) – Turbidity dynamics in karstic systems. Example of Ribaa and Bittit springs in the Middle Atlas (Morocco). Hydrol. Sci. J. 48 (6), p. 971-984.

André J.-C. & Royer J.-F. (1999) – Les fluctuations à court terme du climat et l'interprétation des observations récentes en terme d'effet de serre. Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Volume 328, Issue 4, p. 261-272

Apparao A. & Roy A. (1971) – Resistivity model experiments II. *Geoexploration*, 9, p. 195-205.

Arfib B. (2001) - Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). Thèse de Doctorat ès Sciences de la Terre, Université de Paris VI - P. & M. Curie, 327 p.

Arrhénius S. (1896) – On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. London, Edinburgh and Dublin, *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 5th series, vol. 41, p. 237-275.

Auly T. (2000) – La région d'Arudy : les relations glacio-karstiques, élément fondamental de l'organisation morphologique. Travaux du laboratoire de Géographie Physique Appliquée, Inst. de Géographie, Univ. Bordeaux 3, n°18, 126 p.

Azambre B. & Rossy M. (1976) – Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVIII, n° 6, p. 1725-1728.

Azambre B., Rossy M. & Elloi R. (1981) – Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : nouvelles données fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, p. 263-269.

Azambre B., Rossy M. & Lago M. (1987) – Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéïtiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110, p. 379-396.

Azambre B., Rossy M. & Bossière G. (2004) – Commentaire à la note de Desreumaux et *al.*, intitulée *Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes* [C. R. Geoscience 334 (2002) 197]. Discussion. Les dolérites tholéïtiques (« ophites ») sont-elles d'âge crétacé ou triasico-liasiques ?. C. R. *Geoscience*, 336, p. 169-170.

Back W. & Hanshaw. B. (1970) - Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan. *J. Hydrol.*, vol. 10, n°4, p. 330–368.

Bakalowicz M. (1977) – Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *C.R. Acd. Sc. Paris*, 284 (D), 2463-2466.

Bakalowicz M. (1979) - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Université P. & M. Curie, 269 p.

Bakalowicz M. (1999) - Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, SDAGE Rhône–Méditerranée-Corse. Agence de l'eau Rhône–Méditerranée-Corse, Lyon, 40 p.

Batiot C. (2002) - Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Thèse de Doctorat ès Sciences de la Terre, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 247 p.

Bauer J. (2003) – Le « château d'eau » des sources de l'Ourtau : de l'eau pour Oloron. *Eths ueilhs deth Gave*, revue du Groupe Spéléologique Oloronais, n° 164, p. 8-10.

Berkowitz B. (2002) – Characterizing flow and transport in fractured geological media: a review. *Advances in Water Resources*, 25 (8-12), p. 861-884.

Berre J.-C. (2000) - Rapport d'étude hydrogéologique sur la source du Caü de l'Aygue (Louvie-Juzon, Pyrénées-Atlantiques). *Non publié*.

Bertrand L. (1940) – Sur la structure géologique du versant Nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLII, n°204.

Béziat D. & Joron J.-L. (1986) – Caractéristiques chimiques et contexte géodynamique des ophites des Pyrénées. *11ème R. ann. Sci. Terre*, Clermont-Ferrand, 17.

Billard J. & Deloffre R. (1963) – Contribution à l'étude stratigraphique du Crétacé inférieur et de ses limites en Aquitaine du Sud-Ouest. *Dir. Explor. Prod. Centre Rech. SNPA,* mémoire d'études n° CLX a/63.

Boillot G. (1984) – Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées in G. Boillot (Ed.) : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson Ed., Paris, p. 5-81.

Boirie J.-M. & Souquet P. (1982) – Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. Bull. C. R. P. Elf-Aquitaine, vol. 6, n°2, p. 405-435.

Boltenhagen C. (1967) – Etude des formations calcaires de l'Albo-Aptien entre le Gave d'Aspe et la vallée de l'Ouzom. SNPA, rapport BEB n°409.

Bossière G. (1968) – Etude pétrographique des ophites de la région de Bedous (Basses-Pyrénées). Thèse Doctorat 3ème cycle, Paris.

Bouchaou L., Mangin A., Chauve P. (2002) – Turbidity mechanism of water from a karstic spring: example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Marocco). J. Hydro. 265 (1-4), 34-42.

Bouroullec J., Delfaud J. & Deloffre R. (1979) – Organisation sédimentaire et paléo-écologique de l'Aptien supérieur à faciès urgonien dans les Pyrénées occidentales et l'Aquitaine méridionale. *Géobios*, Mémoire spécial n°3, p. 24-43.

Box G.E.P., Jenkins G.M. & Reinsel G.C. (1994) - Time series analysis: forecasting and control. 3rd ed. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, NJ, USA.

BRGM (2006) – Le changement climatique. Revue *Géosciences*, n°3, 112 p.

Canérot J. (1964) – Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.-P.) Thèse de 3è cycle, Univ. Toulouse, 200 p.

Canérot J. & Debroas E.-J. (1988) – Remise en question du « Complexe de resédimentation albo-cénomanien » de la zone nord-pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris* ; t. 307, Série II, p. 1711-1716.

Canérot J. (1989) – Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 13, 1, p. 87-99.

Canérot J., Lenoble J.-L. & Villien A. (1989) – Stratigraphie séquentielle et discontinuités sédimentaires. Exemples ouest-pyrénéens (Géologie superficielle) et sud-aquitains (Géologie de subsurface). *Strata*, série 1, Vol. 5, p. 13-16.

Canérot J., Lenoble J.-L., Marchand D. & Thierry J. (1990) – Nouveau schéma de corrélations stratigraphiques du Dogger-Malm dans les Pyrénées occidentales françaises. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, p. 1337-1343.

Canérot J., Majesté-Menjoulàs C. & Ternet Y. (2001) – La faille nord-pyrénéenne, mythe ou réalité ? Le « couloir de décrochement de Bielle-Accous », élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques). *Strata*, Toulouse, 2, 37, 36 p.

Canérot J., Majesté-Menjoulàs C. & Ternet Y. (2004) – Nouvelle interprétation de la « faille nord-pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedos. C. R. *Geoscience* 336, p. 135-142.

Carez L. (1910) – Etudes géologiques sur la feuille de Mauléon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), p. 73-90.

C.A.R.S.T., Centre Aturien de Recherche Sous Terre (1986) – Revue Spéléo des Pyrénées Occidentales, n°5 – 1er trimestre, p 2.2 à 2.12.

Castany G. (1964) – Courbes de tarissement et calcul des réserves régulatrices. *Ass. Berkeley Assoc. Int. Hydrol. Scient.*, 63, p 319-328.

Castany G. (1982) – Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod Université, Editions Bordas, Paris, 238 p.

Castany G. & Margat J. (1977) - Dictionnaire français d'hydrogéologie. Editions du BRGM, 249 p.

Castéras M., Souquet P. & Mirouse R. (1966) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000ème feuille d'Urdos n°250 et notice explicative, 2ème éd., Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans.

Castéras M., Souquet P., Lamare P., Mirouse R., Alimen H. & Paris J.-P. (1969) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000ème feuille de Mauléon n°239 et notice explicative, 2ème éd., Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans.

Castéras M. (1970a) - Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000ème feuille de Oloron-Ste-Marie n°1051 et notice explicative, Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans, 19 p.

Castéras M. (1970b) - Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000éme feuille de Lourdes n°1051 et notice explicative, Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans, 19 p.

Castéras M. (1971) - Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000éme feuille de Tardets-Sorholus n°1050 et notice explicative, Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans, 19 p.

Celle H. (2000) – Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la méditerranée occidentale, approche isotopique et chimique. Thèse Doct., univ. Avignon, 222 p.

Cerling, T.E. (1991) - Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoicand Mesozoic paleosols. American Journal of Science, 291, p. 377–400.

CETRA (2002) – Etude de la vulnérabilité de la Fontaine d'Orbe (commune d'Arette, Pyrénées-Atlantiques). *Non publié.*

CETRA (2006a) – Etude préalable à la visite de l'hydrogéologue agréé des sources Mourtès et Laünde (Pyrénées-Atlantiques). *Non publié.*

CETRA (2006b) – Etude préalable à la visite de l'hydrogéologue agréé des forages F1 et F2 sur la commune de Libarrenx (Mauléon, Pyrénées-Atlantiques). *Non publié.*

Charrière R. (1974) – Perfectionnements à la mesure de traceurs fluorescents. Application à l'hydrologie. C.E.A., C.E.N.G., Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 197 p.

Chouckroune P. (1974) – Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouvelle série, t. V, n° 127, p. 1-116.

Clark I. & Fritz P. (1977) – Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers. New York.

Collignon M., Fournie D., Gauthier J. & De Lestang J. (1968) – Nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé inférieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées orientales, France). Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 2, p. 321-346.

Combes P.-J. & Peybernès P. (1987) – Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 205, II, p. 49-54.

Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques (2005) – La lettre d'information sur l'eau. N°11, **http://www.cg64.fr.**

Craig H. (1957) – Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 12, p. 133-149.

Curnelle R., Dubois P. & Seguin J.-C. (1982) – The Mesozoïc-Tertiary evolution of the Aquitaine basin. *Trans. R. Soc. Lond.*, A 305, p. 63-84.

Curnelle R. (1983) – Evolution structuro-sédimentaire du Trias à l'infralias d'Aquitaine. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, p. 66-69.

Curnelle R. & Dubois P. (1986) – Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 4, p. 529-546.

Dahlin T. & Loke MH. (1998) - Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling, Journal of Applied Geophysics, 38, p. 237-249.

Dahlin T. & Zhou B. (2004) - A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode array. Geophysical Prospecting, 52, p. 379-398.

Delfaud J. & Gauthier J. (1967) – Evolution des milieux de sédimentation au passage Jurassique-Crétacé du forage de Lacq 104. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA (1) 1, p.77-89.

Delfaud J. (1969) – Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse, tome 2, p. 305-335 et 401-417.

Delfaud J. (1973) – Typologie des faciès dolomitiques du Jurassique sud-aquitain. *Bull. Soc. Lin.*, Bordeaux, t. III, n° 10, 12.

Delfaud J., Neurdin J., Pailhé P. & Thomas G. (1980a) – La vallée d'Ossau ; traversée des Pyrénées béarnaises. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 3, p.106-112.

Delfaud J. (1980b) – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXII, n°4, p. 573-579.

Dequé M., Marquet P. & Jones R. G. (1998) – Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Climate Dyn.*, 14, p. 173-189.

Desreumaux C. & Wallez M.-J. (1993) – Position des ophites de la haute vallée d'aspe (Pyrénées occidentales) dans leur environnement Jurassico-Crétacé. 118ème Con. Nat. Hist. Sci. ; Pau, p. 194.

Desreumaux C. Clément B., Fabre R. & Martins-Campina B. (2002) - Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les

Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes. *C. R. Geoscience 334*. Académie des sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS, pp 1-7.

Desreumaux C. Clément B., Fabre R. & Martins-Campina B. (2004) – Réponse aux commentaires d'Azambre et *al.* et de Rapaille et *al.* [CR *Geoscience* 334 (2002), 97]. CR *Geoscience* 336, p. 173-174.

Destombes J.-P. & Bollo R. (1946) – Age triasique supérieur d'une couche ophitique à Ségalas (Ariège). C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 51-53.

Doncieux L. (1903) – Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Ley, Lyon et Baillière, Paris, 404 p.

Dreybrodt W., Lauckner J., Liu Z., Svensson U. & Buhmann D. (1996) – The kinetics of the reaction $CO_2 + H_2O \rightarrow H^+ + HCO_3^-$ as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcie in the system H_2O-CO_2-$CaCO_3$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, p. 3375-3381.

Drogue C. (1969) - Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université Montpellier II, 482 p.

Dubar G. (1925) - Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. Nord* 9, pp. 1–332.

Dubois P. & Seguin J.-C. (1978) – Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environnement. Bull. Soc. Géol. Fr., (7) 20, p. 657-671.

Durand-Delga M. (2002) – *Pierre-Bernard Palassou (1745-1830), pionnier de la géologie des Monts-Pyrénées.* Travaux du Comité Français d'Histoire de la Géologie, troisième série, t. XVI, n°1.

Dussar-Baptista L., Massei N., Dupont J-.P., Jouenne T. (2003) - Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *Journal of Hydrology*, Volume 284, Issues 1-4, p 285-295.

Edwards N. (1975) – Effects of temperature and moisture on CO_2 evolution in a mixed deciduous forest floor. Soil Sci. Am. Proc., 39, p. 361-365.

Emblanch C. (1997) - Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne sur le bassin expérimental de la Fontaine de Vaucluse. Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 p.

Fabre R., Desreumaux C. & Lebourg T. (2000) – Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171 (4), p. 407-418.

Fauré P. (2002) – Le Lias des Pyrénées. Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse. *Strata*, 2, 39, 2 tomes, 761 p.

Fenart P. (2002) – Caractérisation du comportement hydromécanique des massifs rocheux fissurés. Thèse de Doct., Univ. Montpellier II, 370 p.

Fixari G. (1984) - Stratigraphie, faciès et dynamique tecto-sédimentaire du flysch albien (flysch noir et poudingues de Mendibelza) dans la région de Mauléon-Tardets (Pyrénées-Atlantiques). Thèse 3ème cycle, Toulouse III.

Fondecave-Wallez M.-J. & Peybernès B. (2002) – Réflexions sur l'âge des ophites de la région de Bedous. *Bull. Soc. Hist. Nat*. Toulouse, 138, 2002, 45-50.

Ford D. & Williams P. (1992) – Karst geomorphology and hydrology. Chapman and Hall, 861 p.

Foucault A. & Raoult J-F. (1996) - Dictionnaire de géologie, 4e édition. *Editions Masson.*

Frayssines M. (2002) – Etude de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans les Pyrénées. D.E.A de Mécanique des Sols et des Ouvrages dans leur Environnement, Ecole Centrale Paris, 36 p.

Frechengues M., Peybernès B., Lucas C. & Souquet P. (1992) – Le Trias des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Strata*, 2, 17, 90p.

Freixes A., Monterde M. & Ramoneda J. (1998) – Spring water temperature as a characteristic feature of karst aquifer behaviour. Examples from the Central Pyrenees (NE Spain). *Hydrogéologie*, n°1, p. 31-40.

Friedli H., Lötscher H., Oeschger H., Siegenthaler U., & Stauffer B. (1986) - Ice core record of $^{13}C/^{12}C$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. Nature 324 : p. 237-238.

Garcia-Hernandez M. (1979) – Les faciès urgoniens pendant la sédimentation barrémo-albienne dans les sierras de Cazorla et du Segura (zone prébétique, S-E de l'Espagne). *Géobios*, Mémoire spécial, n°3, p. 57-69.

Gautam P., Raj Pant S. & Ando H. (2000) – Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles: a case study from Pokhara valley, central Nepal. Journal of Applied Geophysics, 45, p. 97-110.

GIEC (2007a) - Bilan 2007 des changements climatiques : les bases scientiques physiques. *Rapport du groupe de travail I*, réunion de Paris du 29 janvier au 1er février 2007.

GIEC (2007b) - Bilan 2007 des changements climatiques : conséquences, adaptation et vulnérabilité. *Rapport du groupe de travail II*, réunion de Bruxelles du 2 au 5 avril 2007.

Godechot Y. (1962) – Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens aux confins du Béarn et de la Bigorre, Thèse Doct. 3ème Cycle, Toulouse, 192 p.

Grimaldi M. H. (1988) – La dolomie tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales : sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique. Thèse Doct., univ. Pau et des Pays de l'Adour, 420 p.

Haq B.-U. Hardenbol J. & Vail P.-R. (1987) – Chronology of fluctuating of sea levels since the Triassic. Science, Reprint series, volume 235, p. 1156-1167.

Harum T., Zojer H., Leditzky H.-P., Benischke R., Stichler W., Trimborn P., Rank D. & Rajner V. (1992a) – Long-therm investigations with natural tracers. 6th *International Symposium on Water Tracing*, Karlsruhe, p. 50-64.

Harum T., Zojer H., Stichler W. & Trimborn P. (1992b) – Short-therm investigations with natural tracers. 6th *Internatinal Symposium on Water Tracing*, Karlsruhe, p. 64-77.

Häuselmann P., Jeannin P.-Y. & Bitterli T. (1999) – Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland). *Geodinamica acta*, 12, p. 377-388.

Henry B. & Meurisse M. (1977) – Mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur une ophite pyrénéenne : détermination du mode de mise en place. *Mémoire du BRGM n°91*, Colloque Sciences de la Terre et Mesures à Orléans, p. 457-463.

Hervouët Y., Klarica S. & Roddaz B. (1996) - Compressions cénozoïques et extensions gravitaires récentes des Pyrénées occidentales (France). XVIème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Orléans.

Hervouët Y. (1997) - Déformations alpines, inversion tectonique négative et karstogenèse; exemple de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques, France) *Bull.Soc.Géol.Fr*, 168, p 663-674.

Hogrel-Made M. (1988) – Les types de sédimentation bréchique dans les chaînons jurassico-crétacés de la Zone de Tardets (Pyrénées-Atlantiques). Relations avec la zone Nord-Pyrénéenne. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 543 p.

Houghton J. T., Jerkines G. J. & Ephraums J. J. (1990) – Climate change: The IPCC scientific assessment. Cambridge University Publishing (CUP), London.

Hulme M. (1992) – A 1951-80 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models. *Climate Dyn.*, 7, p. 57-72.

Ifen (2003a) – Les prélèvements d'eau en France en 2001. Ifen, Orléans.

Ifen (2003b) – La gestion de l'eau potable en France métropolitaine en 1998. Ifen, Orléans, 16 p.

Jacquot E. (1888) – Sur le gisement et la composition du système triasique dans la région pyrénéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 3ème série. t. XVI p. 850.

James V., Canérot J. & Biteau J.-J. (1996) – Données nouvelles sur la phase de rifting atlantique des Pyrénées occidentales au Kimméridgien : la masse glissée d'Ouzous (Hautes – Pyrénées). Géologie de la France, n°3, p. 60-66.

James V. & Canérot J. (1999) – Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae geol. Helv*. 92, p. 63-72.

James V., Canérot J., Meyer A. & Biteau J.-J. (2000) – Growth and destruction of Bathonian silica nodules in the Western Pyrenees. *Sedimentary Geology* 132, p. 5-23.

Jennings J. (1985) - Cave and karst terminology. Matthews Ed., Australian Karst Index, ASF Broadway.

Kiraly L. (1975) - Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In A. B. & L. D. Eds, Hydrogeology of karstic terrains. IAH Paris, pp 53-67.

Klarica S. (1997) - Etude pluridisciplinaire de deux aquifères du piémont pyrénéen (Béarn). Thèse de Doctorat ès Géophysique, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 263 p.

Klein C. (1998) – Apports atmosphériques en azote inorganique dissous en Méditerranée N-O : dépôt sec par les aérosols et effet des précipitations sur le réseau microbien. Thèse de Doct., Université Paris VI, 95 p.

Koechlin J. et Schlumberger M.C. (1855) – Notice sur la falaise entre Biarritz et Bidart. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2), t. XII, p. 1235-1257.

Labat D., Ababou R. & Mangin A. (2000) – Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: concolution and spectral analysis. J. of Hydrol., 238, p. 123-148.

Lacroix A. (1890) – Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. II, n° 11, p. 1.

Lacroix A. (1894) – Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VI, n° 42.

Lacroix A. (1895) – Sur les phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, p. 388.

Lacroix A. (1896) - Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège). Conclusions à tirer de leur étude au sujet de l'origine des ophites. *C. R. Acad. Sci. Paris* 122, pp. 146–149.

Lacroix A. (1901) – Les roches basiques accompagnant les lherzolites et les ophites des Pyrénées. C. R. VIIIème Congrès. Géol. Int. Paris, p. 806.

Lacroix A. (1917) – La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. CLXV, p. 293.

Lacroix M., Rodet J., Wang H. Q., Masséi N. & Dupont J.-P. (2000) - Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *C. R. Acac. Sci.* Paris, 330, p. 347-354.

Lago M. & Pacovi A. (1980) – Observaciones petrográphicas y tectónicas sobre las ofitas del area de Aulet (Prepireneo oriental, provincia de Huesca). Acta Geol. Hisp. 17, p. 227-233.

Lallemand-Barrès A. & Roux J.-C. (1999) – Périmètres de protection et captage d'eau souterraine destinée à la consommation humaine. *Guide méthodologique et règlementaire 2ème édition*, Ed. BRGM, 334 p.

Lamare P. (1935) – A propos des ophites triasiques et des roches éruptives des provinces basques d'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 171-172.

Lambert R. (1996) - Géographie du cycle de l'eau. *Presses Univ. du Mirail*, Toulouse, 439 p.

Lastennet R. (1994) - Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat ès Sciences de la Terre, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 239 p.

Larocque M., Mangin A., Razack M. & Banton O. (1998) – Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J. of Hydrol.*, 205, p. 217-231.

Lataste J.-F., Sirieix C., Riss J., Rey F. & Prétou F. (2006) – Etude et caractérisation d'une source karstique par panneaux électriques : nature des informations obtenues et influence de l'espacement entre électrode. Colloque CGA2, Oujda, Maroc, 8-10 mai 2006.

Le Borgne F., Treuil M., Joron J.-L. & et Lepiller M. (2006) - Bilan des impacts hydrogéochimiques naturels et anthropiques à l'intérieur du réseau karstique du Val d'Orléans établi à l'aide des éléments majeurs : Confirmation et tentative de quantification du modèle de « confinement dynamique ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 177, n° 1, p. 37-50.

Lemoine B. (1975) – Essai de cartographie de la qualité chimique des eaux souterraines de la France à l'échelle du 1/1 000 000e. Rapport BRGM, 75 SGN 050 AME, 124 p.

Lemordant Y. (1977) – Infiltration et transfert des eaux souterraines en pays karstique. Le plateau de Mont-Revard (Savoie). Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 203 p.

Lenoble J.-L. (1992) – Les plates-formes carbonatées ouest-pyrénéennes du Dogger à l'Albien. Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier de Toulouse, 413 p.

Lepiller M. (1980) – Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif de Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). *Thèse de 3ème cycle*, Univ. Grenoble, 478 p.

Lepiller M. & Mondain P.-H. (1986) – Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. Mise en œuvre et interprétation. *Hydrogéologie*, 1, p. 33-52.

Leymerie A. (1862) – Compte Rendu de la réunion extraordinaire de la société Géologique de France à Saint-Gaudens. *Bull. Soc. Geol. de Fr.*, sér. 2.

Lhomme J.-P. (1997) – Towards a rational definition of potential evapotranspiration. Hydrology and earth system sciences, 1(2), p. 257-264.

Loke M.H., Barker R.D. (1995) - Least-square deconvolution of apparent Resistivity pseudo-section, geophysics, vol. 60, p. 1682-1689.

Loke M.H., Barker R.D. (1996) - Rapid Least-square inversion of apparent Resistivity pseudo-section by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44, p. 131-152.

Loke M.H. (1999) – Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. 17 p.

Loÿe-Pilot M.D. (1995) – Impact géologique, géochimique et écologique des apports atmosphériques. Bull. pédagogique trimestriel, n°1, fasc. 295.

Lucas C. & Gisbert J. (1982) – Eléments nouveaux pour l'évolution des paysages du grès rouge pyrénéen, du Permien au Trias (sédimentation terrigène continentale). C. R. 106ème Cong. Nat. Soc. Sav. Perpignan, sect. Sciences, 3, p. 351-362.

Ma T., Wang Y., Guo Q. (2004) – Response of carbonate aquifer to climate change in northern China: a case study at the Shentou karst spring. Journal of Hydrology, 297, p. 274-284.

Maillet E. (1906) – La vidange des systèmes de réservoirs. *Ann. Ponts-et-Chaussées, Mém. Doc.*, 218 p.

Malzieu E. (1987) – Ressource en eau entre Rhône et Ventoux. Hydrogéologie et hydrochimie du bassin de Bédouin – Mormoiron, de la plaine des Sorgues et du massif de Pernes-les-Fontaines. Thèse de 3ème cycle, Univ. Avignon, 247p.

Mangin A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Université de Dijon (ann. Spéléo., 29, 285-332, pp 495-601 ; 30, pp 21-124).

Mangin A., Molinari J. & Paloc H. (1976) – Les traceurs en hydrogéologie karstique. Leur apport à la connaissance des réservoirs aquifères calcaires. La Houille Blanche, n° 3-4, p. 261-267.

Mangin A. (1984) – Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrale. *J. Hydrol.* 67, p. 25-43.

Mangin A. & Bakalowicz M. (1986) – Concepts, méthodes et modèles en hydrogéologie karstique. *In Manuel franco-québecquois de modélisation en hydrologie.*

Marsaud B. (1996) - Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir de résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat, Université Orsay Paris Sud, Document BRGM n° 268, 305 p.

Martin-Closas C. & Peybernès B. (1987) – Datation de la transgression éocrétacé dans les Pyrénées basco-béarnaises à l'aide des charotypes. *Géobios*, n° 20, fasc. 5, p. 695-700.

Massei N., Wang H.Q., Dupont J-.P., Rodet J. & Laignel B. (2003) – Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *J. Hydrol.*, 275 (1-2), p. 109-121.

Meurisse M. (1974) – Sur les brèches vitroliennes des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Ser. D 278, p. 15445-1547.

Meus P. (1993) – Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthismes, Belgique). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques. Thèse de Doctorat, Université de Liège.

Meus P. (1996) – Les traçages artificiels, outils de reconnaissance et d'étude des aquifères karstiques. *Pour une active des ressources en eau d'origine karstique*, 182-197, Séminaire, Montpellier.

Meybeck M. (1984) – Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, 456 p.

Meyer de Stadelhofen C. (1991) - Applications de la géophysique aux recherches d'eau. Lavoisier, 195 p.

Michard G. (1989) – Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. *Publisud*, 357 p.

Mijatovic B.F. (1992) – Water tracing techniques and transport models in karst aquifers. *Tracer Hydrology, Proceedings of the 6th International Symposium on Water tracing, Karlsruhe*, p. 277-282.

Mirouse R. (1952) – Contribution à l'étude de la zone Nord-Pyrénéenne entre les vallées de l'Ouzom et du gave de Pau. DES, Toulouse, carte au 1/50 000ème, 103 p.

Mirouse R. (1980) – Les Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, Mém. 3, p. 28-39.

Molinari J. (1976) – Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle de traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages. Ann. SC. Univ. Besançon, 2ème Coll. D'Hydrologie en Pays calcaires, Géologie, fasc. 25, 3ème série, p. 275-306.

Molinari J. & Rochat J. (1978) – Synthèse bibliographique sur la toxicité des substances fluorescentes utilisées en hydrologie. *Int. Journal of Speleology*, n°10, P. 269-277.

Mondain P.-H. (1989) – Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité delphino-helvétique inférieure entre les vallées du Fier et du Borne (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 2t, 561 p.

Monié P., Desreumaux C., Clauer N. & Fondecave-Wallez M.-J. (2002) – Âge danien d'intrusions d'ophites et métamorphisme de contact associé en vallée d'Aspe (Pyrénées béarnaises) : données biostratigraphiques et géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K/Ar. 19ème RST, Nantes, p. 180-181. Livre en dépôt à la Société géologique de France.

Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1982) – Etude K-Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bull. Minéral.*, 673-680.

Mook W. G. (1980) – Carbon 14 in hydrogeological studies. In Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1. The terrestrial environment, A, (P. Fritz & J.-Ch. Fontes Eds.), Elsevier, p. 49-74.

Mudry J. (1987) – Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Doct. Sc. Nat., Univ. Besançon, 381 p.

Muet P., Vier E., Cadilhac L. & Marchet P. (2006) – Procédures de protection des captages d'alimentation en eau potable en milieu karstique en France : Bilan et préconisations. 8th Conference on limestone hydrogeology, Neuchâtel, Switzerland, p 191-198.

Musy A. & Higy C. (2004) – Hydrologie, une science de la nature. Presses polytechniques et universitaires romandes, 314 p.

N'Da Loukou V. (1984) – Urgonien des Pyrénées occidentales, synthèse paléo-écologique, micropaléonthologique et paléogéographique. Thèse de Doctorat, Univ. de Pau et des Pays de l'Adour, 318 P.

Quinif Y., Vandycke S. & Vergari A. (1997) - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification - l'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 168, p. 463-472.

Olive P. (1978) – Le système $CO_2/H_2O/CaCO_3$ et le système sulfate-sulfure. *Mémento pratique*, C.R.G. Thonon-les-Bains, 30 p.

Organisation Météorologique Mondiale ou O.M.M. (1996) – Guide des instruments et des méthodes d'observations météorologiques.

Palassou P.-B. (1781) – Essai sur la Minéralogie des Monts Pyrénées. Didot, Paris, 331 p.

Palassou P.-B. (1799) – Mémoire sur l'ophite des Pyrénées. *J. Mines*, vol. IX, n° XLIX, p. 31-74.

Palmateer G., MacLean D., Kutas W. & Meissner S. (1993) – Suspended particulate/bacterial interaction in agricultural drains. *S. S. RAO*, p 1-40.

Paris J.-P. (1964) – Etude d'une partie du massif d'Igounce et de ses abords septentrionaux en Barétous et en soule. Thèse de 3ème cycle, Toulouse.

Pélissier-Hermitte G. (1982) – Rapport d'enquête relative à la définition des périmètres de protection des captages des sources de l'Ourtau et de Médan destinés à alimenter en eau potable la commune d'Oloron-Sainte-Marie (Pyrénées-Atlantiques). *Non publié*. 11 p.

Pere P. (1989) – La formation dolomitique du Mailh-Arrouy Dogger-Kimméridgien inférieur. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 288 p.

Peybernès B. (1976) – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse. Chap. IV, p. 215 à 231.

Peybernès B. (1982) – Evolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. *Cret. Res.*, p. 57-68.

Peybernès B. et Pélissié T. (1985) – Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le Haut-Fond occitan (SW de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, 301, série 2, p. 533-538.

Plagnes V. (1997) - Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 372 p.

Plummer L. N., Wigley T. M. L. & Parkhurst D. L. (1978) – The kinetics of calcite dissolution in CO_2-water systems at 5 °C to 60 °C and 0.0 to 1.0 atm CO_2. *Am. J. Sci.*, 278, p. 179-216.

Pochon A. & Zwahlen F. (2003) - Délimitation des zones de protection des eaux souterraines en milieu fissuré. Guide pratique. L'environnement pratique. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Office fédéral des eaux et de la géologie, Berne, 83 p.

Poignant A. (1965) – Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale. Thèse de 3ème cycle.

Pommepuy M., Guillaud J., Derrien A., Le Guyader F. & Cormier F. (1992) – Enteric bacteria survival factors. *Water Sci. Technol.*, 25 (12), p. 93-103.

Publications de l'institut Français du Pétrole (1971) - Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Tome 1 & 2. Editions TECHNI.

Puig J. (1987) – Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse de Doct., Univ. d'Avignon, 208 p.

Quinif Y. (1999) – Karst et évolution des rivières : le cas des Ardennes. *Geodinamica acta*, Paris, 12, 3-4, p. 267-277.

Rapaille C., Betrand H. & Marzoli A. (2004) – Commentaire à la note de Christian Desreumaux et *al.* intitulée : *Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes* [C. R. Geoscience 334 (2002) 197]. C.R. *Geoscience* 336, p. 171-172.

Rat P. (1988) – The Basque Cantabrian Basin, between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems. Rev. Soc. Géol. Espana, vol. I, n° 3-4, p. 327-348.

Rey F. (2003) - Sources et captages d'eau dans les chaînons béarnais : cas de la Fontaine d'Orbe (Arette, Pyrénées-Atlantiques). Identification, à la lumière de données géologiques récentes, des traits structuraux nécessaires à la définition des limites du bassin versant. Diplôme d'Etude Approfondie, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 49 p.

Rey F., Prétou F., Huneau F., Riss J., Fabre R., Frappa M. & Lastennet R., (2004a) – Geometry of a karstic reservoir in the western Pyrenees (Arette, France): example of the "Fontaine d'Orbe" spring. Development and conservation of karst region - Trans-karst, Hanoi, 13-18 September 2004.

Rey F., Lataste J.-F., Frappa M., Sirieix C., Fabre R., Prétou F. & Riss J., (2004b) - Application de méthodes géophysiques pour la gestion de ressources en eau dans les Pyrénées occidentales : Exemple de la Fontaine d'Orbe (Arette, Pyrénées-Atlantiques). Journées A.G.A.P. Qualité, 27-28 octobre 2004, Lyon : pp 58-61.

Rey F., Huneau F., Riss J. & Prétou F. (2005a) - Groundwater resources in the Western Pyrenees "Study of four springs in the Chaînons Béarnais (France)" – 7th Hellenic Hydrogeology Conference, Athens, 4-8 October 2005.

Rey F, Lataste J.-F., Prétou F., Huneau F., Fabre R., Frappa M., Lastennet R. & Riss J., (2005b) - Utilisation de méthodes géophysiques pour l'étude de la vulnérabilité d'un aquifère karstique. Exemple de la source de la "Fontaine d'Orbe" (Arette, France). Revue *Geomaghreb,* sous presse.

Rey F., Huneau F., Riss J. & Prétou F. (2006a) - Use of multiple sources statistics to delineate the hydrogeological functioning of carbonated systems (example of the Western Pyrenees, France). International Association for Mathematical Geology, XIth International Congress, September 3-8 2006, Liège (Belgium).

Reynaud A. (2000) – Fonctionnement d'un aquifère karstique décollé sur une semelle de Trias évaporitique, exemple du massif du mont Vial (Arc de Castellane, Alpes-Maritimes). Thèse de Doct., Univ. Besançon.

Richert J.-P., Moen Maurel L., Biteau J.-J. & Canérot J. (1995) – Le transect géologique sud aquitain au méridien de Lacq. Livret guide, 2ème excursion, S.G.F. Congrès de Toulouse, Ed. Elf Aquitaine Production.

Robain H., Albouy Y., Dabas M., Descloitres M., Camerlynck C., Mechler P. & Tabbagh A. (1999) – The location of infinites electrodes in pole-pole electrical surveys: consequences for 2D imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 41, p. 313-333.

Roda F., Avila A. & Bonilla D. (1990) – Precipitation, throughfall, soil solution and stream-water chemistry in a holm-oak (Quercus ilex) forest. J. Hydrol., 116, p. 167-183.

Roques H. (1964) – Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. Ann. Spéléol., 19 (2), p. 255-484.

Rossi P. (2002) – The Pyrenean "Danian revolution". C. R. Geoscience 334, p. 583-584.

Rossi P., Cocherie A., Fanning C.M. & Ternet Y. (2003) – Attribution à la limite Trias-Jurassique des basaltes doléritiques tholéïtiques des Pyrénées (ophites) et relations avec les tufs dit « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Données U-Pb sur zircons (SHRIMP) C.R. Geoscience 335, p. 1071-1080.

Rossy M. (1988) – Contribution à l'étude du magmatisme Mésozoïque du domaine pyrénéen. Thèse de Doct., univ. de Franche-Comté, 368 p.

Roubault M. (1928) – Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. fasc. 11, p. 184-185.

Roux J.-C. (1983) – Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flyschs crétacés pyrénéens au sud d'Oloron (Pyrénées-Atlantiques). Thèse de 3ème cycle, univ. Paul Sabatier de Toulouse, 230 p.

Sanusi A., Worthman H., Millet M. & Mirabel P. (1996) – Chemical composition of rainwater in eastern France. *Atmospheric Environment*, Vol. 30, n°1, p. 59-71.

Savane I., Coulibaly K. M. & Gioan P. (2003) – Etude comparative de trois méthodes de calcul du coefficient de tarissement des cours d'eau. Science et changements planétaires, vol. 14, Num. 1, p 37-42.

Seunes J. (1890) – Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du Sud-Ouest de la France (Basses–Pyrénées et Landes). Thèse Doct., Sc. Nat. Paris, Ed. Dunod, 250 p.

Simler R. (2003) – Logiciel d'hydrochimie DIAGRAMMES, version 2.00. *Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon*.

Sirieix C., Lataste J.-F., Riss J., Rey F. & Prétou F. (2006) – Etude et caractérisation de la zone de captage de la fontaine d'Orbe par tomographie de résistivité électrique : Influence de l'espacement entre électrodes. 3ème Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée à Oujda, 11-13 mai 2006, Maroc.

Souquet P., Peybernès P., Bilotte M. & Debroas E.-J. (1977) – La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, p. 193-216.

Souquet P., Debroas E.-J., Pons P., Fixari G., Roux J.-C., Dol J., Thieuloy J.-P., Bonnemaison M., Manivit H. & Peybernès P. (1985) – Le Groupe du Flysch noir (albo-cénomanien) dans les Pyrénées. *Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine*, vol. 9, n° 1, p. 183-252.

Souquet P. (1988) – Evolución del margen Noriberico en los Pirineos durante el Mesozoico. Rev. Geol. España, vol. 1, n° 3 et 4, p. 349-356.

Sourisseau B. (2002) – Complément d'avis hydrogéologique pour la protection de la source d'Orbe alimentant en eau potable la commune d'Arette. Rapport d'hydrogéologue agréé, 13 p.

Stuart-Menteath P.W. (1887) – Sur la constitution géologique des Pyrénées. Observations de M. Bertrand. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. XVI, p. 22-54.

Šumanovac F. & Weisser M. (2001) – Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. Journal of Applied Geophysics, 47, p. 13-28.

Synthèse paléogéographique du Jurassique français (1980) - Doc. Lab. Lyon, H. S. n°5.

Ternet Y., Barrère P., Canérot J., Majesté-Menjoulàs C. (2003) - Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000ème feuille de Laruns-Somport (1069), Orléans : BRGM.

Ternet Y., Majesté-Menjoulàs C., Canérot J., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C. & Rossi P. (2004) – Notice explicative de la carte de Laruns-Somport (1069), Orléans : BRGM, 192p.

Thiébaut J. (1973) – Au sujet des ophites des Pyrénées (le point sur les travaux actuels). Ann. Sci. univ. Besançon. Géol., (3), 20, p. 5-14.

Thiébaut J., Debeaux M., Durand-Wackenhein C., Souquet P., Gourinard Y., Bandet Y. & Fondecave-Wallez M.-J. (1988) – Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, Série II, P. 1535-1540.

Tisin D. (1963) – Etude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre vallée d'Aspe et Vert d'Arette. Thèse Doct. 3ème cycle, Bordeaux.

Touret J. (2004) – Une controverse que l'on croyait oubliée. C.R. *Geoscience* 336, p. 167.

Valdès D., Dupont J-.P., Massei N., Laignel B. & Rodet J. (2005) – Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids' transport. *C. R. Geoscience*, Volume 337, Issue 15, p. 1365-1374.

Valdès D., Dupont J.-.P., Massei N., Laignel B. & Rodet J. (2006) – Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T-ΔC curves. Journal of hydrology, 329, p. 432-443.

Vengud M. (2006) – Captage de la source de Mourtès (commune de Sarrance, Pyrénées-Atlantiques). *Avis de l'hydrogéologue agréé*, 13 p. *Non publié.*

Viennot R. (1927) – Recherches structurales dans les Pyrénées françaises. Bull. Serv. Carte géol. France, 1-267.

Villien A. (1988) – Alpine geodynamics of the northern pyrenean zone (Z.N.P.) between Comminges and the Labourd areas (France). III Pyrenean evolution of the eastern part (Comminges): structural geometry and polyphased deformation. Abs. Symposium on the geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, 69.

Vogel JC (1993) - Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. Ehleringer JR, Hall AE, Farquahar GD, eds. Stable isotopes and plant carbon-water relations. Academic Press, San Diego, CA. p. 29-46.

Waggoner P.E. (1990) – Climate change and US water resources. Wiley, New York.

Walgenwitz F. (1976) – Etude pétrologique des roches intrusives triasiques des écailles du socle profond et des gîtes de chlorites de la région d'Elizondo Navarre espagnole. Thèse Sc., Univ. Besançon, 167 p.

Wenzel W. W., Alge G., Brandstetter A. & Blum W. E. H. (1994) - Seasonal changes of pH, organic carbon, total nitrogen, calcium and aluminum in a forest topsoil. *Ecologie*, vol. 25, n°4, p. 211-215.

Williams G.P. (1989) – Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in river. J. Hydrol. 111.

Wilson J.-F. (1968) – Fluorometric procedures for dye tracing. *In Techniques of water resources investigations of the United States Geological Survey (Chap. A12).*

Ye D. Z. (1992) – The advance study to global changes in China. Meteorology Press, Beijing (China).

Ziegler P.-A. (1982) – Geological Atlas of western and central Europe. Shell intern., Elsevier, 130 p.

Ziegler P.-A. (1988) – Evolution of the Artic North Atlantic and the Western Tethys. A.A.P.G. Memoire 43, 198 p.

Zwart H.-J. (1953a) – La géologie du Massif de Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Meded., XVIII, 1-228.

Zwart H.-J. (1953b) – Sur les lherzolites et ophites des Pyrénées. Leidse Geol. Meded., XVIII, 281-286.

SITES INTERNET CONSULTÉS

http://sigesaqi.brgm.fr

http://ades.rude.tm.fr

http://www.meteofrance.com

http://www.sante.gouv.fr

http://www.legifrance.gouv.fr

http://www.eau-adour-garonne.fr

http://www.cg64.fr

http://www.ipcc.ch

http://www.ipcc-wg2.org

Liste des illustrations

CHAPITRE 1

Figure 1.1 – Carte géographique de la chaîne des Pyrénées..... 22

Figure 1.2 – Département des Pyrénées-Atlantiques (64). 23

Figure 1.3 – Localisation géographique des chaînons béarnais [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est]..... 25

Figure 1.4 – Schéma structural simplifié des Pyrénées occidentales [adapté de Lenoble, 1992 ; James et Canérot, 2000]. 26

Figure 1.5 - Localisation des chaînons béarnais dans la carte des unités structurales régionales [D'après Fixari, 1984]..... 30

Figure 1.6 - Coupe géologique des chaînons béarnais proposée par Canérot [1989]. 30

Figure 1.7 - Echelle stratigraphique et formations rencontrées dans les chaînons béarnais [adapté de Castéras et al., 1970a et 1970b ; de Delfaud et al., 1980a, Canérot et al., 1990 et de Ternet et al., 2004]. 36

Figure 1.8 - Carte géologique des chaînons béarnais [Castéras, 1970a, 1970b et 1971]..... 37

Figure 1.9 – Coupe du premier et du deuxième chaînons béarnais [d'après Canérot, in Richert et al, 1995]..... 39

Figure 1.10 – Coupe géologique du deuxième chaînon, l'anticlinal de Sarrance [Richert et al., 1995]..... 40

Figure 1.11 – Coupes géologiques du Layens proposées par Fabre et al en 2000 (à gauche) et Canérot en 2006 (à droite). 41

Figure 1.12 – Représentation schématique des trois types de réservoirs [OFEG, 2003] et des vitesses d'écoulements dans les aquifères [Lallemand-Barrès et Roux, 1999]. 44

Figure 1.13 – Carte des formations carbonatées karstifiables en France [Marsaud, 1996]. 45

Figure 1.14 – Schéma du paysage karstique [tiré de Bakalowicz, 1999]. 47

Figure 1.15 – Réactions chimiques eau/roche dans les aquifères carbonatés [Ford et Williams, 1992]..... 48

Figure 1.16 – Configuration d'aquifère karstique en fonction du développement du système de drainage [adapté d'après Marsaud, 1996]. 49

Figure 1.17 – Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche structurelle [Drogue, 1969]. 50

Figure 1.18 – Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche fonctionnelle [Mangin, 1975]..... 50

Figure 1.19 – Configuration des systèmes karstiques en fonction de la nature de l'impluvium.... 52

Figure 1.20 - Cadre géographique des chaînons béarnais et localisation des sources étudiées [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est]..... 54

Figure 1.21 – Cadre géologique de la source de la Fontaine d'Orbe, extrait de la carte géologique de Tardets-Sorholus [Castéras, 1971]. 56

Figure 1.22 – Cadre géologique de la source des Mourtès, extrait de la carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie [Castéras, 1970a]..... 57

Figure 1.23 – Cadre géologique de la source de l'Ourtau, extrait de la carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie [Castéras, 1970a]..... 59

Figure 1.24 - Cadre géologique de la source Gourgouch, extrait de la carte géologique de Lourdes [Castéras, 1970a]..... 60

Figure 1.25 – Carte de positionnement des appareils de mesure [extrait des cartes IGN n°1446 est, 1546 ouest et 1546 est]. 65

Figure 1.26 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de 11 stations météorologiques situées dans les chaînons béarnais (de 1980 à 2005)..... 69

Figure 1.27 - Températures mensuelles moyennes calculées à partir de six stations météorologiques situées dans les chaînons béarnais de 1995 à 2004. 70

Figure 1.28 – Gradient température/altitude calculé à partir de six stations météorologiques situées dans les Pyrénées basco-béarnaises. 71

Figure 1.29 – Gradient thermique de l'eau dans les aquifères carbonatés des chaînons béarnais. 72

Figure 1.30 - Gradients thermiques de l'eau dans les aquifères karstiques et carbonatés fissurés des chaînons béarnais. 73

Figure 1.31 – Exemple de l'évolution des valeurs mensuelles d'évapotranspiration sur un site d'étude déterminées par différentes méthodes [tiré de Musy et Higy, 2004]..... 75

Figure 1.32 – Evapotranspiration mensuelle moyenne calculée à partir de dix points de mesure répartis dans les chaînons béarnais de 2004 à 2005..... 78

Figure 1.33 – Evolution de la température atmosphérique moyenne annuelle (moyenne lissée sur quatre ans, N-4) de 1956 à 2006 aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous. .. 80

Figure 1.34 – Evolution de la température atmosphérique moyenne annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) depuis 1974 aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous..... 81

Figure 1.35 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1954 à la station météorologique de Pau. 82

Figure 1.36 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1964 à la station météorologique d'Oloron-Ste-Marie..... 83

Figure 1.37 – Distribution des fréquences des températures annuelles moyennes depuis 1952 à la station météorologique d'Accous. 83

Figure 1.38 - Comparaison des températures mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et des températures mensuelles moyennes enregistrées à Accous de 1952 à 2006, à Pau de 1954 à 2006 et à Oloron-Sainte-Marie de 1964 à 2006. 90

Figure 1.39 - Evolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) aux stations de Pau, d'Oloron-Sainte-Marie et d'Accous. 91

Figure 1.40 - Evolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) à la station de Pau de 1974 à 2006. 92

Figure 1.41 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1954 à la station météorologique de Pau. 93

Figure 1.42 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1951 à la station météorologique d'Accous. 93

Figure 1.43 - Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles depuis 1965 à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie. 94

Figure 1.44 - Comparaison des précipitations mensuelles enregistrées au cours de la période d'étude et de précipitations mensuelles moyennes enregistrées à Accous de 1951 à 2006, à Pau de 1954 à 2006 et à Oloron-Sainte-Marie de 1965 à 2006. 96

Figure 1.45 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) mesurée à la station météorologique de Pau de 1955 à 2006. 97

Figure 1.46 - Distribution des fréquences des valeurs d'ETP annuelles depuis 1955 à la station météorologique de Pau. 98

Figure 1.47 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle (moyenne lissée sur quatre ans) enregistrée à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006. 98

Figure 1.48 - Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) enregistrée à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006. 99

Figure 1.49 – Comparaison des valeurs d'ETP au cours de la période d'étude (2004-2006) et des valeurs moyennes mensuelles enregistrées à Pau de 1955 à 2006. 102

Figure 1.50 – Bilan des précipitations mensuelles infiltrées dans les secteurs d'Orbe, de Mourtès, de l'Ourtau et de Gourgouch. 104

Figure 1.51 – Répartition des teneurs des différents éléments dans les précipitations à Arette à partir des moyennes (à gauche) et des médianes (à droite). 108

Figure 1.52 – Diagrammes des variables (plans F1-F2 et F2-F3) et des individus (39 sur la figure A et 39 individus + 8 supplémentaires sur la figure B) de l'Analyse en Composantes Principales sur les précipitations à Arette. 110

Figure 1.53 – Evolution de la chimie des pluies à Arette du mois de février 2004 au mois de juillet 2005. 112

CHAPITRE 2

Figure 2.1 – Coupe schématisant la fracturation et le réseau karstique dans la barre urgonienne du secteur de la Fontaine d'Orbe [Rey, 2003]. 121

Figure 2.2 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur d'Arette (calcaires urgoniens, n=197 ; marnes de l'Albien, n=43 ; ophites, n=175). 123

Figure 2.3 – Vue en plan (gauche) et en coupe (droite) du gouffre d'Héougacère [C.A.R.S.T., 1986]. 125

Figure 2.4 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur de l'Ourtau (calcaires urgoniens, n=207 ; calcaires du Kimméridgien, n=177 ; dolomies du Bathonien-Oxfordien, n=36). 126

Figure 2.5 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les formations géologiques du secteur des Mourtès (marnes de l'Albien, n=75 ; calcaires du Lias, n=64)..... 130

Figure 2.6 - Projection stéréographique (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) de la stratification et des principales familles de fractures dans les dolomies du Bathonien-Oxfordien du secteur de Gourgouch (n = 43). 132

Figure 2.7 – Localisation des expérimentations géophysiques réalisées dans le secteur de la Fontaine d'Orbe. 142

Figure 2.8 – Image de résistivité correspondant au panneau n°1. Dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m et cinq panneaux embrayés (5 itérations, RMS = 40,6 %). Rive droite du Vert d'Arette. 143

Figure 2.9 – Image de résistivité correspondant au panneau n°2, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 4 m, cinq panneaux embrayés (5 itérations, RMS = 10,6 %). Rive gauche du Vert d'Arette..... 143

Figure 2.10 – Extrait de la carte géologique de Tardets-Sorholus (A) et de la photographie aérienne n°317 [IGN, 1994] (B) du secteur de la Fontaine d'Orbe. 146

Figure 2.11 – Image de résistivité correspondant au panneau n°3, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 7,6 %) + 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 5,3 %). Rive gauche du Vert d'Arette..... 147

Figure 2.12 - Image de résistivité correspondant au panneau n°4, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations et RMS = 6,0 %). Rive gauche du Vert d'Arette. 147

Figure 2.13 - Image de résistivité correspondant au panneau n°5, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 48 électrodes espacées de 5 m (4 itérations, RMS = 36,0 %). Rive gauche du Vert d'Arette. 148

Figure 2.14 - Image de résistivité correspondant au panneau n°6, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 14,6 %). Rive gauche du Vert d'Arette. 149

Figure 2.15 - Image de résistivité correspondant au panneau n°7, dispositif pôle-pôle incluant le levé topographique, 32 électrodes espacées de 5 m (4 itérations, RMS = 5,3 %). Rive gauche du Vert d'Arette. 149

Figure 2.16 - Image de résistivité correspondant au panneau n°8, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 5,7 %). Rive gauche du Vert d'Arette..... 150

Figure 2.17 - Image de résistivité correspondant au panneau n°9, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 1,9 %). Rive gauche du Vert d'Arette..... 150

Figure 2.18 – Image de résistivité correspondant au panneau n°10, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (7 itérations, RMS = 30,3 %). Rive droite du Vert d'Arette..... 150

Figure 2.19 – Position du panneau électrique n°15, en rive gauche du Vert de Barlanès..... 152

Figure 2.20 – Image de résistivité correspondant au panneau n° 15 réalisé en rive gauche du Vert de Barlanès, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes + 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 4,7 %). 153

Figure 2.21 – Positionnement des panneaux électriques et des sondages réalisés près du captage de la Fontaine d'Orbe (Dessin de P. Sin). 154

Figure 2.22 – Image de résistivité correspondant au panneau n°11, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 1,5 m (5 itérations, RMS = 5,9 %). 155

Figure 2.23 - Image de résistivité correspondant au panneau n°12, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 1,5 m (5 itérations, RMS = 8,2 %). 156

Figure 2.24 - Image de résistivité correspondant au panneau n°13, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 3 m (5 itérations, RMS = 9,4 %). 157

Figure 2.25 - Image de résistivité correspondant au panneau n°14, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 3 m (5 itérations, RMS = 1,1 %). 157

Figure 2.26 – Coupe schématique n°1 montrant le conduit karstique (en période d'étiage) sous la route départementale 132. 160

Figure 2.27 - Coupe schématique n°2 montrant le conduit karstique (en période d'étiage) sous la route départementale 132. 161

Figure 2.28 – Position du conduit karstique majeur sous la vallée du Vert d'Arette. 162

Figure 2.29 – Comparaison des images de résistivité obtenues à partir des différents dispositifs de mesure utilisés à la Fontaine d'Orbe. 164

Figure 2.30 - Coupes sériées de la partie ouest du troisième chaînon [n°1 à 5 d'après Paris, 1964 et n°6 d'après Rey, 2003]. 166

Figure 2.31 – Position de l'affleurement « JPC ». 167

Figure 2.32 – Photographie (A) d'un des échantillons prélevés à l'affleurement « JPC » montrant le contact ophite/calcaire et dessin interprétatif (B) [photographie et dessin de C. Desreumaux]. 168

Figure 2.33 - Bloc diagramme en 3D schématisant la partie ouest de l'aquifère karstique de la Fontaine d'Orbe [Rey et al., 2005b]. 170

Figure 2.34 – Position du panneau électrique sur la carte géologique [Castéras, 1970a]. 171

Figure 2.35 – Image de résistivité correspondant au panneau électrique réalisé à la limite sud du premier chaînon, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (7 itérations, RMS = 6,7 %). 171

Figure 2.36 – Position des panneaux électriques M1 et M2 sur la carte géologique. 173

Figure 2.37 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique M1, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 6,5 %). 174

Figure 2.38 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique M2, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (8 itérations, RMS = 2,9 %). 175

Figure 2.39 - Position des panneaux électriques G1 et G2 sur la carte géologique [Castéras, 1970b]. 176

Figure 2.40 – Image de résistivité correspondant au panneau électrique G1 réalisé sur le plateau de Serbiasse, dispositif pôle-pôle, 48 électrodes espacées de 5 m (11 itérations, RMS = 5,5 %). 177

Figure 2.41 - Image de résistivité correspondant au panneau électrique G2 réalisé au niveau d'une perte, dispositif pôle-pôle, 32 électrodes espacées de 5 m (5 itérations, RMS = 3,8 %). 178

Figure 2.42 - Courbes de restitution de l'uranine à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 26 juin (A) et 19 septembre 2001 (B) dans le Vert d'Arette, correspondant aux points d'injection n°2 et 3 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48). 183

Figure 2.43 - Courbes de restitution de l'uranine à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 7 et 14 août 2003 dans le Vert d'Arette, correspondant aux points d'injection n°4 et 5 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48). 184

Figure 2.44 - Courbes de restitution de l'uranine à la source Barlanès et à la Fontaine d'Orbe lors du traçage réalisé le 6 mai 2005 dans le Vert de Barlanès, correspondant au point d'injection n°8 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48). 185

Figure 2.45 – Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la concentration d'uranine à la Fontaine d'Orbe (du 29 juillet au 23 août 2005) au cours du traçage du 29 juillet 2005 correspondant au point d'injection n°9 (Cf. tableau 2.4 et figure 2.48). 187

Figure 2.46 – Comparaison de l'évolution de la température et de la conductivité de la source Barlanès et de la Fontaine d'Orbe du mois de juillet 2005 au mois de juillet 2006. 189

Figure 2.47 – Courbes de restitution de la sulforhodamine G (point d'injection n°6, Cf. tableau 2.4 et figure 2.48) et de l'uranine (point d'injection n°7, Cf. tableau 2.4 et figure 2.48) à la Fontaine d'Orbe lors des traçages réalisés les 14 et 16 janvier 2004. 194

Figure 2.48 – Synthèse des traçages réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe. 196

Figure 2.49 – Coupe n°3 schématisant la barre calcaire urgonienne entre les vallées de Barlanès et d'Arette. 197

Figure 2.50 – Emplacement du point d'injection de l'uranine et limites supposées du bassin d'alimentation de la source des Mourtès [carte de C. Desreumaux]..... 198

Figure 2.51 – Schéma géomorphologique du secteur de l'Ourtau [Auly, 2000]. 200

Figure 2.52 – Bloc diagramme du système karstique de Lazerque [Auly, 2000]. 201

Figure 2.53 – Position des points d'injection des traçages effectués dans le secteur de Gourgouch. 203

CHAPITRE 3

Figure 3.1 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique de la conductivité (en gris) et de la température (en noir) de l'eau de la Fontaine d'Orbe et du Vert d'Arette (en pointillé noir) du 04.02.04 au 28.04.06 (N = 109). 210

Figure 3.2 – Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.01.05 au 06.09.06 (N = 22 312)..... 213

Figure 3.3 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique de la conductivité (en gris) et de la température (en noir) de l'eau de la source de l'Ourtau du 04.02.04 au 28.04.06 (N = 101).216

Figure 3.4 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source de l'Ourtau du 07.04.05 au 08.09.06 (N = 19 205). 218

Figure 3.5 - Evolution hebdomadaire et résumé statistique du débit, de la conductivité, de la température et du pH de l'eau de la source des Mourtès du 15.01.04 au 28.04.06 (N = 98).219

Figure 3.6 – Analyse des périodes de récession du débit de la source des Mourtès au cours des étiages de l'année 2004 (à gauche) et de l'année 2005 (à droite)..... 222

Figure 3.7 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source des Mourtès du 04.08.05 au 23.09.06 (N = 14 822)..... 224

Figure 3.8 – Evolution hebdomadaire et résumé statistique du débit, de la conductivité, de la température et du pH de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06 (N = 101). 226

Figure 3.9 - Analyse des périodes de récession du débit de la source Gourgouch au cours de l'étiage des années 2004 (à gauche) et 2005 (à droite). 227

Figure 3.10 - Evolution horaire et résumé statistique de la conductivité, de la température et du débit de l'eau de la source Gourgouch du 26.08.05 au 14.12.05 (N = 3 801). 228

Figure 3.11 – Distribution de fréquence des valeurs de la conductivité des eaux de sources d'aquifères carbonatés poreux (Evian-Cachat), fissurés (Surgeint, Lac bleu) ou plus ou moins karstifiés [Bakalowicz, 1979]. 229

Figure 3.12 – Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours de deux cycles hydrologiques (2004-2006). 230

Figure 3.13 - Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006. 231

Figure 3.14 - Distribution des fréquences relatives des valeurs de conductivité des quatre sources (N = taille de l'échantillon) au cours du cycle hydrologique 2005-2006. 233

Figure 3.15 – Matrices des coefficients de corrélation entre variables pour les quatre sources (les valeurs très hautement significatives sont indiquées en gras). 238

Figure 3.16 – Evolution des concentrations en cations de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.02.04 au 28.04.06. 240

Figure 3.17 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la Fontaine d'Orbe du 04.02.04 au 28.04.06. 241

Figure 3.18 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source de l'Ourtau du 22.03.04 au 28.04.06. 245

Figure 3.19 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source de l'Ourtau du 22.03.04 au 28.04.06. 246

Figure 3.20 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source des Mourtès du 10.03.04 au 28.04.06. 247

Figure 3.21 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source des Mourtès du 10.03.04 au 28.04.06. 248

Figure 3.22 – Coupe schématique du fonctionnement hydrogéologique de la source des Mourtès. 250

Figure 3.23 - Evolution des concentrations en cations de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06. 252

Figure 3.24 - Evolution des concentrations en anions de l'eau de la source Gourgouch du 24.03.04 au 28.04.06. 253

Figure 3.25 – Diagrammes de Piper caractérisant le faciès chimique des eaux des quatre sources étudiées. 254

Figure 3.26 – Domaines isotopiques définissant l'origine des sulfates et résultats des analyses réalisées sur les eaux des quatres sources [d'après Clark et Fritz, 1977]. 256

Figure 3.27 – Relation entre l'indice de saturation de la calcite et le logarithme de la pression de CO_2 pour les quatre sources étudiées (N : taille de l'échantillon). 259

Figure 3.28 – Arbres hiérarchiques issus de la classification hiérarchiseé réalisée avec le logiciel MiniTab© à partir des quatre séries de données. 261

Figure 3.29 - Evolution de la saturation des eaux des sources de la Fontaine d'Orbe (en noir) et de l'Ourtau (en gris). ISc : indice de saturation vis-à-vis de la calcite ; ISd : indice de saturation vis-à-vis de la dolomite. 263

Figure 3.30 - Evolution de la saturation des eaux des sources de Mourtès (en noir) et Gourgouch (en gris). ISc : indice de saturation vis-à-vis de la calcite ; ISd : indice de saturation vis-à-vis de la dolomite. 265

Figure 3.31 – Evolution des teneurs en ^{13}C et du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} pour les eaux des quatre sources au cours de trois périodes hydrologiques distinctes. 269

Figure 3.32 – Evolution de la teneur hebdomadaire en carbone-13 aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004. 272

Figure 3.33 – Evolution du $\delta^{13}C$ et du rapport $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004. 274

Figure 3.34 - Evolution du $\delta^{13}C$ et de la pCO_2 aux sources de l'Ourtau et Gourgouch du mois de juin au mois de décembre de l'année 2004..... 276

Figure 3.35 – Relation entre les concentrations en calcium et en magnésium pour les quatre sources..... 277

Figure 3.36 – Evolution du rapport concentration en magnésium/concentration en calcium aux quatre sources..... 279

Figure 3.37 – Relation entre les concentrations de Ca^{2+} et HCO_3^- pour les quatre sources étudiées. 280

Figure 3.38 – Evolution des rapports $HCO_3^-/2(Mg^{2+}+Ca^{2+})$ et $HCO_3^-/2(Ca^{2+})$ au cours des deux cycles hydrologiques étudiés..... 282

Figure 3.39 – Matrice des coefficients de corrélation des différentes variables (les valeurs indiquées en gras sont très hautement significatives) et valeurs des saturations des variables sur les cinq premiers axes (F1 à F5)..... 287

Figure 3.40 – Cercles des corrélations et diagramme des individus (n=403) sur les plans F1-F2 (62,5 %) et F1-F3 (44,7 %)..... 288

Figure 3.41 – Position des individus (N = 43) de la source du Néez dans les plans F1-F2 et F1-F3. 290

Figure 3.42 - Cercle des corrélations et diagrammes des individus (le mois de prélèvement est indiqué à côté du point) pour chacune des sources dans le plan F4-F5 (15,8 %). 291

Figure 3.43 – Représentation des 403 individus dans l'espace à trois dimensions défini par les axes F1-F2-F3..... 292

Figure 3.44 – Evolution de la conductivité et de la turbidité aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau..... 296

Figure 3.45 – Classes de la relation Turbidité-Conductivité du type orthograde (à gauche) et rétrograde (à droite) [adapté par Valdes et al. en 2005 de Williams, 1989]. β est la pente en début de réponse, α est la pente moyenne et γ est la pente en début de récession. 297

Figure 3.46 - Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la source de l'Ourtau au cours d'un épisode de crue aux mois de juillet et d'août de l'année 2005. 306

Figure 3.47 – Evolution des concentrations en anions et de la conductivité à la source de l'Ourtau lors d'un épisode pluvieux au mois d'avril de l'année 2005. 307

Figure 3.48 - Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 31 juillet au 6 août 2005 à la source de l'Ourtau. 309

Figure 3.49 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la source de l'Ourtau au cours de la période de crue du 31 juillet au 6 août 2005. 309

Figure 3.50 – Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe au cours d'un épisode de crue au mois de septembre de l'année 2005..... 311

Figure 3.51 - Evolution de la conductivité, de la température et de la turbidité de l'eau de la Fontaine d'Orbe au cours de plusieurs épisodes de crue successifs au cours des mois de février et de mars 2006. 314

Figure 3.52 - Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 8 au 14 septembre 2005 à la Fontaine d'Orbe. 315

Figure 3.53 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 1). 317

Figure 3.54 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 2). 318

Figure 3.55 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 8 au 14 septembre 2005 (phase 3). 319

Figure 3.56 – Evolution de la conductivité, de la turbidité et de la hauteur de pluie cumulée lors de l'épisode de crue du 9 au 17 mars 2006 à la Fontaine d'Orbe. 320

Figure 3.57 – Hystérésis de la courbe T = f (ΔC) (en haut à gauche), évolution de la conductivité et de la turbidité normalisées (en haut à droite) et autocorrélogrammes des séries de conductivité et de turbidité (en bas à gauche) mesurées à la Fontaine d'Orbe au cours de la période de crue du 9 au 17 mars 2006. 321

CHAPITRE 4

Figure 4.1 – Schémas conceptuels du fonctionnement des aquifères alimentant la Fontaine d'Orbe (à gauche) et la source de l'Ourtau (à droite). 337

Figure 4.2 - Schémas conceptuels du fonctionnement des aquifères alimentant les sources des Mourtès (à gauche) et Gourgouch (à droite). 338

Figure 4.3 – Modèle d'étude préalable pour les aquifères carbonatés de la région des chaînons béarnais..... 349

CHAPITRE 1

Tableau 1.1 – Classification hydrogéologique des réservoirs et leur échelle de référence [Castany, 1982]. 44

Tableau 1.2 – Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure [Bakalowicz, 1979]. 48

Tableau 1.3 – Coordonnées géographiques des quatre sites d'étude. 53

Tableau 1.4 – Caractéristiques des pluviomètres installés dans le secteur d'étude. 63

Tableau 1.5 – Récapitulatif du calendrier d'échantillonnage hydrochimique sur les quatre sites. 64

Tableau 1.6 – Récapitulatif des périodes de mesure et d'échantillonnage sur les quatre sites. 64

Tableau 1.7 – Coordonnées géographiques des stations météorologiques utilisées. 66

Tableau 1.8 - Pluviométrie annuelle moyenne dans la région des chaînons béarnais (de 1980 à 2004). 67

Tableau 1.9 - Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la région des chaînons béarnais (de 1980 à 2004). 68

Tableau 1.10 – Résumé statistique des températures mensuelles dans la région des chaînons béarnais (de 1995 à 2005). 70

Tableau 1.11 – Importance de l'évapotranspiration à différentes échelles spatiales [adapté de Musy et Higy, 2004]. 74

Tableau 1.12 – Coordonnées géographiques des points de mesure de l'ETP dans la région des chaînons béarnais (source Météo France). 77

Tableau 1.13 – Valeurs statistiques de l'ETP mensuelle dans la région des chaînons béarnais (de 2004 à 2005). 77

Tableau 1.14 - Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique d'Accous depuis 1952 à 2006 (noir) et depuis 1974 à 2006 (gris). 85

Tableau 1.15 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique de Pau de 1954 à 2006 (noir) et de 1974 à 2006 (gris). 87

Tableau 1.16 - Résumé statistique des températures mensuelles à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie de 1964 à 2006 (noir) et de 1974 à 2006 (gris). 88

Tableau 1.17 - Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météorologique de Pau de 1974 à 2006. 95

Tableau 1.18 - Résumé statistique des valeurs d'ETP mensuelles à la station météorologique de Pau de 1955 à 2006 (en noir) et de 1974 à 2006 (en gris). 101

Tableau 1.19 – Bilan hydrique dans le secteur des chaînons béarnais, moyenne des années 2004 et 2005. 105

Tableau 1.20 – Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données chimiques des précipitations à Arette du mois de février 2004 au mois de juillet 2005. 107

Tableau 1.21 – Matrice des coefficients de corrélation entre variables (les valeurs significatives sont en gris). 109

CHAPITRE 2

Tableau 2.1 – Exemples de valeurs de résistivités [d'après Meyer de Stadelhofen, 1991]. 136

Tableau 2.2 – Comparaison des concentrations en sulfates de la source Barlanès et de la Fontaine d'Orbe. 189

Tableau 2.3 – Résumés statistiques des paramètres physico-chimiques des sources d'Orbe et de Barlanès mesurés sur la période du 21 juillet 2005 au 11 juillet 2006 (les données en gras sont filtrées et celles entre parenthèses traitées n'ont subi aucun traitement). 191

Tableau 2.4 – Synthèse des traçages réalisés dans le secteur de la Fontaine d'Orbe. 195

Tableau 2.5 – Bilan hydrologique pour les quatre sources. 204

CHAPITRE 3

Tableau 3.1 – Comparaison des valeurs statistiques de la conductivité et de la température mesurées in situ (en noir) et enregistrées automatiquement (en gris) sur la même période (du 04.01.2005 au 28.04.2006). 214

Tableau 3.2 – Synthèse des variations des paramètres physico-chimiques de l'eau des quatre sources au cours des saisons et d'un épisode pluvieux. 234

Tableau 3.3 - Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour les quatre sources. 236

Tableau 3.4 – Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour les quatre sources (suite). 237

Tableau 3.5 – Synthèse des paramètres physico-chimiques mesurés aux quatre sources les 30 juillet, 5 août et 28 octobre de l'année 2004. 269

Tableau 3.6 - Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des données physico-chimiques pour l'ensemble des données (403 individus). 286

Tableau 3.7 – Synthèse des résultats de l'analyse de la relation conductivité/turbidité pour les différents épisodes de crues enregistrés aux sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau. 323

CHAPITRE 1

Équation 1.1 – Formule de Penman-Monteith..... 76

CHAPITRE 3

Équation 3.1 – Expression mathématique de la loi du tarissement ou de Maillet..... 221

Équation 3.2 - Expression mathématique du volume de tarissement..... 221

CHAPITRE 1

Photographie 1.1 – Vue sur les chaînons béarnais et l'entrée de la vallée d'Ossau, depuis le piémont nord. 24

Photographie 1.2 – Vue sur le versant sud du premier chaînon béarnais. 38

Photographie 1.3 – Photographie du deuxième chaînon béarnais (prise depuis la rive droite du gave d'Aspe sur la piste menant au col d'Aran). 40

Photographie 1.4 - Partie occidentale du troisième chaînon béarnais (vue depuis la vallée du Vert de Barlanès). 42

CHAPITRE 2

Photographie 2.1 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 317, 1994] du secteur de la Fontaine d'Orbe montrant les principales directions de linéaments. 117

Photographie 2.2 – Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face est du sommet de Pene Rouye, rive droite du Vert d'Arette)..... 118

Photographie 2.3 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud du sommet de Pene Rouye, rive droite du Vert d'Arette)..... 119

Photographie 2.4 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud de la crête de Sahuqueig, rive gauche du Vert d'Arette). 119

Photographie 2.5 - Fracturation de la barre urgonienne dans le secteur d'Arette (face sud de la crête de Sahuqueig, rive gauche du Vert d'Arette) et traces de paléokarst. 120

Photographie 2.6 – Fracturation de l'ophite du secteur d'Arette (rive droite du Vert d'Arette)... 121

Photographie 2.7 – Paysage caractéristique des chaînons béarnais (vue de la rive gauche du Vert d'Arette). 122

Photographie 2.8 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 481, 1994] du secteur de l'Ourtau montrant les principales directions de linéament..... 124

Photographie 2.9 – Fracturation des dolomies du Bathonien-Oxfordien constituant les crêtes du Mail Arrouy..... 127

Photographie 2.10 - Photographie aérienne [I.G.N., n° 34, 1994] du secteur des Mourtès montrant les principales directions de linéament..... 128

Photographie 2.11 - Fracturation des marnes noires de l'Albien. 129

Photographie 2.12 - Fracturation des dolomies du Dogger et des calcaires du Lias près du col de Napatch (à l'ouest du Trône du Roi). 130

Photographie 2.13 – Photographie aérienne [I.G.N., n° 23, 1994] du secteur de Gourgouch montrant les principales directions de linéament..... 131

Photographie 2.14 – Partie nord du massif karstique du Jaout surplombant le village de Béon en rive droite du Gave d'Ossau..... 133

Annexe n°1

Equilibres chimiques du système calco-carbonique

EQUILIBRES	**CONSTANTES D'EQUILIBRES**
1) Entre phase liquide et phase gazeuse :	
Dissolution ou évasion du CO2	
(1) CO_2 g + H_2O ↔ $CO_{2\ aq}$ = (H_2CO_3)	$K_0 = [CO_2]_{aq}$ / p CO_2
2) Dans la phase liquide :	
Hydratation du CO2 et ionisation	
(2) $CO_{2\ aq} + H_2O \leftrightarrow HCO_3^- + H^+$	$K_1 = ([HCO_3-] . [H+]) / [H_2CO_3]$
(3) $HCO_3^- \leftrightarrow CO_3^{2-} + H^+$	$K_2 = ([CO_3^{2-}] . [H^+]) / [HCO_3^-]$
Formation des paires d'ions	
(4) $HCO_3^- + Me^{2+} \leftrightarrow MeHCO_3^+$	$K_3 = MeHCO_3^+ / [HCO_3^-] . [Me^{2+}]$
(5) $CO_3^{2-} + Me^{2+} \leftrightarrow MeCO_3^0$	$K_4 = MeCO_30 / [CO_3^{2-}] . [Me^{2+}]$
Dissociation de l'eau	
(6) 2 $H_2O \leftrightarrow H_3O^+ + OH^-$	$K_e = [H3O^+] . [OH^-] = 10\text{-}14$
Formation de paire d'ion avec SO_4^{2-}	
(7) $SO_4^{2-} + Me^{2+} \leftrightarrow MeSO4^0$	$K_5 = MeSO_4^0 / [SO_4^{2-}] . [Me^{2+}]$
3) Entre phase liquide et phase solide	
Dissociation ou précipitation des carbonates	
(8) $MeCO_3 \leftrightarrow CO_3^{2-} + Me^{2+}$	$Ks = [CO_3^{2-}] . [Me^{2+}] / [MeCO_3]$

4) Electroneutralité de la solution

(9) $2mCO_3^{2-} + mHCO_3^- + mSO_4^{2-} = 2mCa^{2+} + mH_3O^+ + mMeHCO_3^+$

Avec $mMe = mMe^{2+} + mMeHCO_3^+ + mMeHCO_3^0 + mMeSO_4^0$

$mHCO_{3tot} = mHCO_3^- + mMeHCO_3^+$

$mCO_{3tot} = mCO_3^{2-} + mMeCO_3^0$

$mSO_{4tot} = mSO_4^{2-} + mMeSO_4^0$

concentrations totales (m_{tot}) données par l'analyse

Toutes ces réactions sont thermodépendantes, les constantes d'équilibres étant liées à la variable température (T) par la relation suivante :

(10) $\mathbf{\log K = A + (B/T) + C.T + D.T^2}$

avec T température en Kelvin

	Me^{2+}	A	B	C	D
K_0	-	- 14,0184	2385,73	0,01526	0
K_1	-	14,8435	- 3404,71	- 0,03278	0
K_2	-	6,4998	- 2902,39	- 0,02379	0
K_3	Ca^{2+}	2,95	0	- 0,0133	0
K_3	Mg^{2+}	2,319	0	0,011056	$2,5.10^{-5}$
K_4	Ca^{2+}	27,393	- 4,114	- 0,05617	0
K_4	Mg^{2+}	- 0,991	0	- 0,0066	0
K_5	Calcite	13,8700	- 3 059,00	- 0,04035	0

Expression analytique des constantes d'équilibres [d'après Plumer et al., 1978].

Annexe n°2

Méthodes de calcul de l'évapotranspiration

Equation de Blaney-Criddle :

$$ET_0(mm) = p \cdot (0{,}46 \cdot T_{moy} + 8{,}13)$$

ET_0 : évapotranspiration de référence (mm/s)

T_{moy} : température mensuelle moyenne

p : pourcentage moyen d'éclairement (fonction de la latitude)

Equation de Penman :

$$ET_0(mm) = \frac{R_n \cdot \Delta + \frac{\rho \cdot c_p \cdot \delta e}{r_a}}{\lambda[\Delta + \gamma]}$$

ET_0 : évapotranspiration de référence (mm/s)

R_n : rayonnement net (W/m²)

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa/C°)

ρ : densité de l'air à pression constante

c_p : capacité thermique de l'air humide (kJ/kg/C°)

δe : différence entre la pression de vapeur saturante e_s (kPa) et la pression de vapeur effective de l'air e_a (kPa) ($\delta_e = e_s - e_a$)

λ : chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg)

γ : constante psychrométrique (kPa/C°)

Equation de Thornthwaite :

$$ET_0(cm) = 1{,}3 \cdot \left(10 \cdot \frac{t}{I}\right)^{\frac{1{,}6}{100} \cdot I + 0{,}5}$$

$$I = \sum_{j=1}^{12} i \quad \text{et} \quad i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1{,}514}$$

t : température (°C)

Equation de Turc :

$$ET_0(mm) = 0{,}4 \cdot (R_G + 50) \cdot \frac{t}{t + 15}$$ Pas de temps mensuel (mm)

$$\mathbf{ET_0(mm) = 0{,}13 \cdot (R_G + 50) \cdot \frac{t}{t+15}}$$ Pas de temps décadaire (mm)

R_G : rayonnement global (cal/cm²/jour)

t : température (°C)

$$\mathbf{ET_0(mm) = 0{,}4 \cdot (R_G + 50) \cdot \frac{t}{t+15} \cdot \left(1 + \frac{50 - H_r}{70}\right)}$$ si l'humidité relative (H_r) $\leq 50\%$

Annexe n°3

Résultats de l'analyse statistique des précipitations aux stations météorologiques d'Oloron-Sainte-Marie, d'Accous et d'Arette

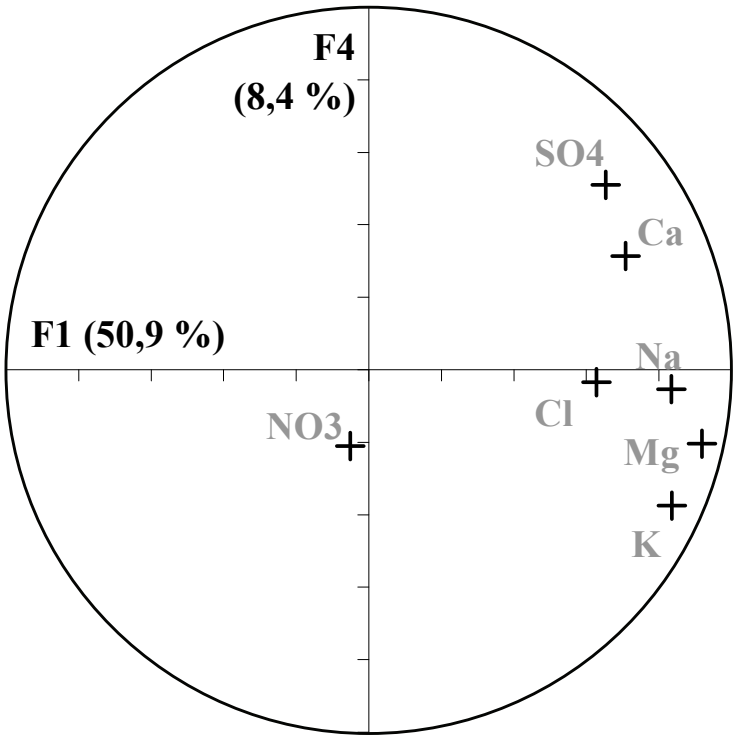
---

N = 40 N = 33		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	1965	120,8	103,1	111,8	130,7	126,1	94,0	82,7	86,0	101,1	109,3	128,3	120,13
	1974	120,2	103,2	112,1	134,4	128,0	89,7	87,0	86,9	97,4	121,1	129,0	114,3
Méd.	1965	106,6	106,4	107,2	131,3	114,3	84,6	77,7	77,8	92,0	86,4	121,8	117,3
	1974	100,3	111,8	108,1	132,1	115,4	83,0	82,5	82,8	91,5	96,2	121,9	113,7
σ	1965	72,8	53,0	48,4	56,2	55,6	54,3	46,1	40,0	54,7	73,0	52,5	70,7
	1974	78,2	51,9	50,2	57,2	58,7	56,7	48,5	40,0	53,2	74,2	52,5	63,9
Coef. Var.	1965	60,2%	51,4%	43,3%	43,0%	44,1%	57,8%	55,7%	46,5%	54,2%	66,8%	40,9%	58,8%
	1974	65,1%	50,3%	44,8%	42,6%	45,8%	63,2%	55,8%	46,0%	54,6%	61,3%	40,7%	55,9%
Min.	1965	10,3	17,2	15,6	5,4	38,7	13,9	24,8	27,7	1,5	21,5	16,7	16,2
	1974	10,3	23,2	15,6	5,4	38,7	13,9	24,8	30,6	1,5	28,8	16,7	16,2
Max.	1965	349,8	226,3	203,2	238,0	318,1	291,6	278,4	214,1	234,0	316,6	250,9	293,3
	1974	349,8	226,3	203,2	238,0	318,1	291,6	278,4	214,1	183,8	316,6	250,9	260,8
Ec. Rel.	1965	11,8%	-3,2%	4,2%	-0,4%	9,4%	10,0%	6,1%	9,5%	9,0%	21,0%	5,1%	2,4%
	1974	16,6%	-8,3%	3,6%	1,7%	9,9%	7,4%	5,2%	4,8%	6,1%	20,6%	5,5%	0,6%
Accr.	1965	-0,029	-0,182	-1,115	0,746	-0,652	0,338	0,875	0,238	-0,077	1,026	0,709	-0,493
	1974	0,164	-0,686	-2,135	0,579	-1,649	1,454	0,542	0,319	0,894	-0,755	1,252	0,764
R^2	1965	0,0%	0,2%	7,4%	2,5%	1,9%	0,5%	5,0%	0,5%	0,0%	2,8%	2,5%	0,7%
	1974	0,0%	1,6%	16,4%	0,9%	7,2%	6,0%	1,1%	0,6%	2,6%	0,9%	5,1%	1,3%
Test H_0	1965	I	I	R	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	1974	I	I	RS	I	I	I	I	I	I	I	I	I

Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météorologique d'Oloron-Sainte-Marie de 1965 à 2006.

N = 55 N = 33		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	1951	170,4	136,2	138,0	161,3	147,0	103,9	83,0	96,7	111,6	144,1	174,8	185,4
	1974	168,1	143,5	144,5	172,0	152,1	98,1	91,4	93,2	115,2	163,5	186,9	175,5
Méd.	1951	153,3	113,0	131,4	157,0	134,0	102,8	80,1	90,6	101,9	105,5	169,7	176,8
	1974	150,4	160,1	131,4	167,0	134,0	91,4	81,2	88,9	102,8	120,8	181,3	167,8
σ	1951	101,0	76,7	71,6	73,1	70,6	50,8	48,2	51,5	67,0	104,9	77,7	106,7
	1974	112,2	75,2	69,0	76,0	67,1	51,9	56,0	42,5	78,7	117,8	85,3	101,1
Coef. Var.	1951	59,3%	56,3%	51,9%	45,3%	48,0%	48,9%	58,1%	53,3%	60,0%	72,8%	44,4%	57,6%
	1974	66,8%	52,4%	47,8%	44,2%	44,1%	52,9%	61,3%	45,6%	68,3%	72,1%	45,6%	57,6%
Min.	1951	15,2	16,6	4,2	12,2	36,2	22,6	24,0	10,3	1,8	22,1	32,9	23,5
	1974	15,2	38,1	29,4	19,5	50,8	27,6	24,0	16,3	1,8	22,1	32,9	23,5
Max.	1951	421,6	305,4	310,0	378,0	325,0	274,0	301,7	322,1	292,9	583,6	410,3	466,8
	1974	421,6	305,4	294,5	378,0	325,0	274,0	301,7	207,9	292,9	583,6	410,3	420,0
Ec. Rel.	1951	10,0%	17,0%	4,8%	2,6%	8,9%	1,0%	3,5%	6,3%	8,7%	26,8%	2,9%	4,6%
	1974	10,5%	-11,6%	9,1%	2,9%	11,9%	6,9%	11,1%	4,6%	10,8%	26,1%	3,0%	4,4%
Accr.	1951	-0,176	0,561	-0,197	1,012	-0,080	-0,459	0,558	-0,388	0,615	0,550	1,111	-0,340
	1974	-0,069	-0,745	-3,388	0,616	-1,971	0,534	0,073	-0,770	1,594	-2,277	0,884	0,956
R^2	1951	0,1%	1,4%	0,2%	5,0%	0,0%	2,2%	3,5%	1,5%	2,2%	0,7%	5,4%	0,3%
	1974	0,0%	0,9%	21,9%	0,6%	7,8%	1,0%	0,0%	3,0%	3,7%	3,4%	1,0%	0,8%
Test H_0	1951	I	I	I	R	I	I	I	I	I	I	R	I
	1974	I	I	RHS	I	I	I	I	I	I	I	I	I

Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météorologique d'Accous de 1951 à 2006.



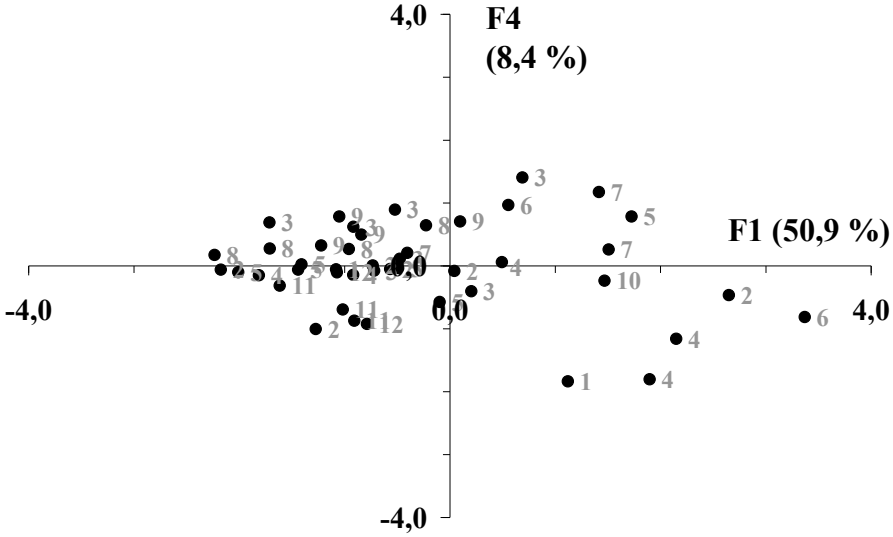
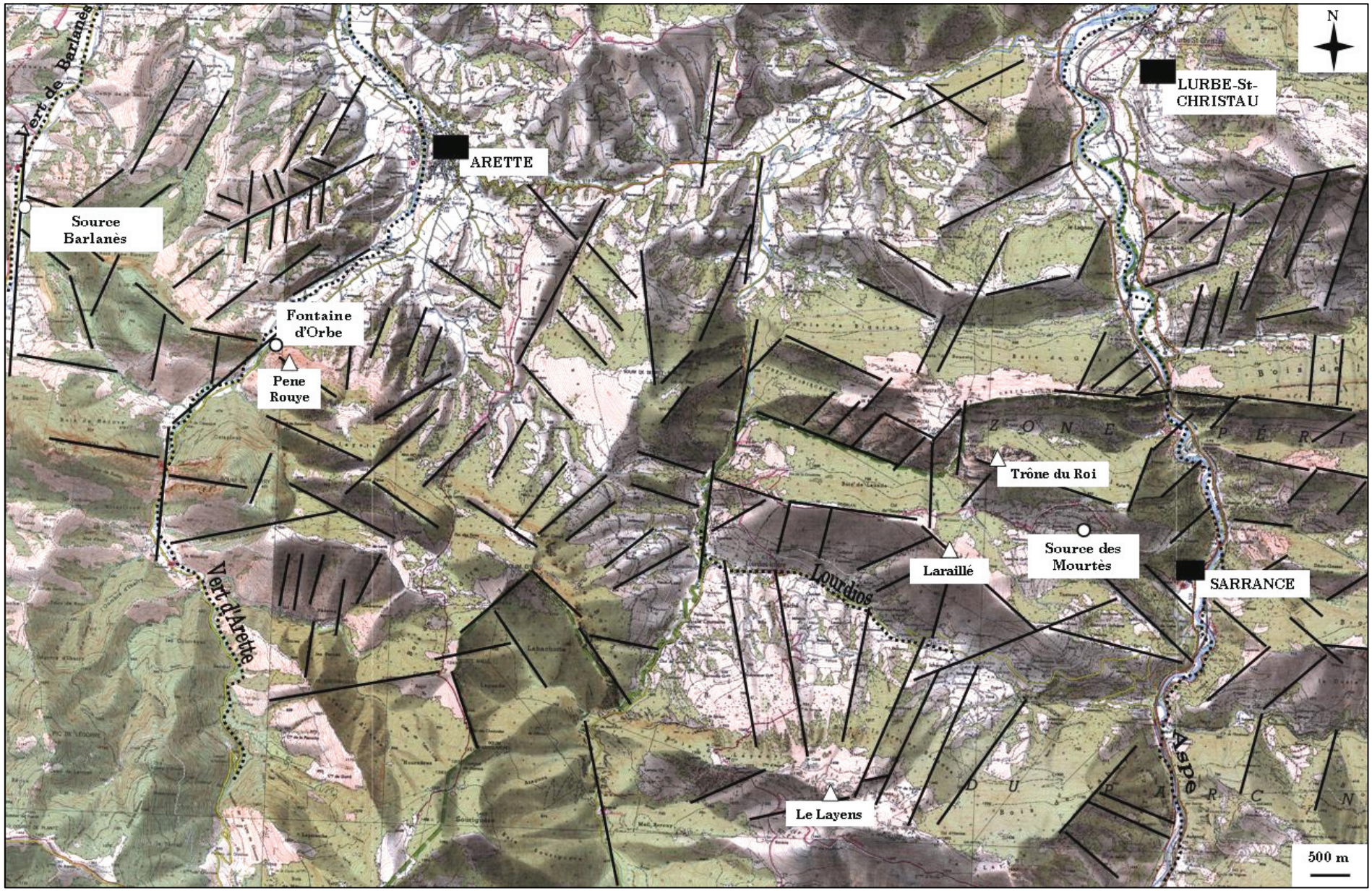
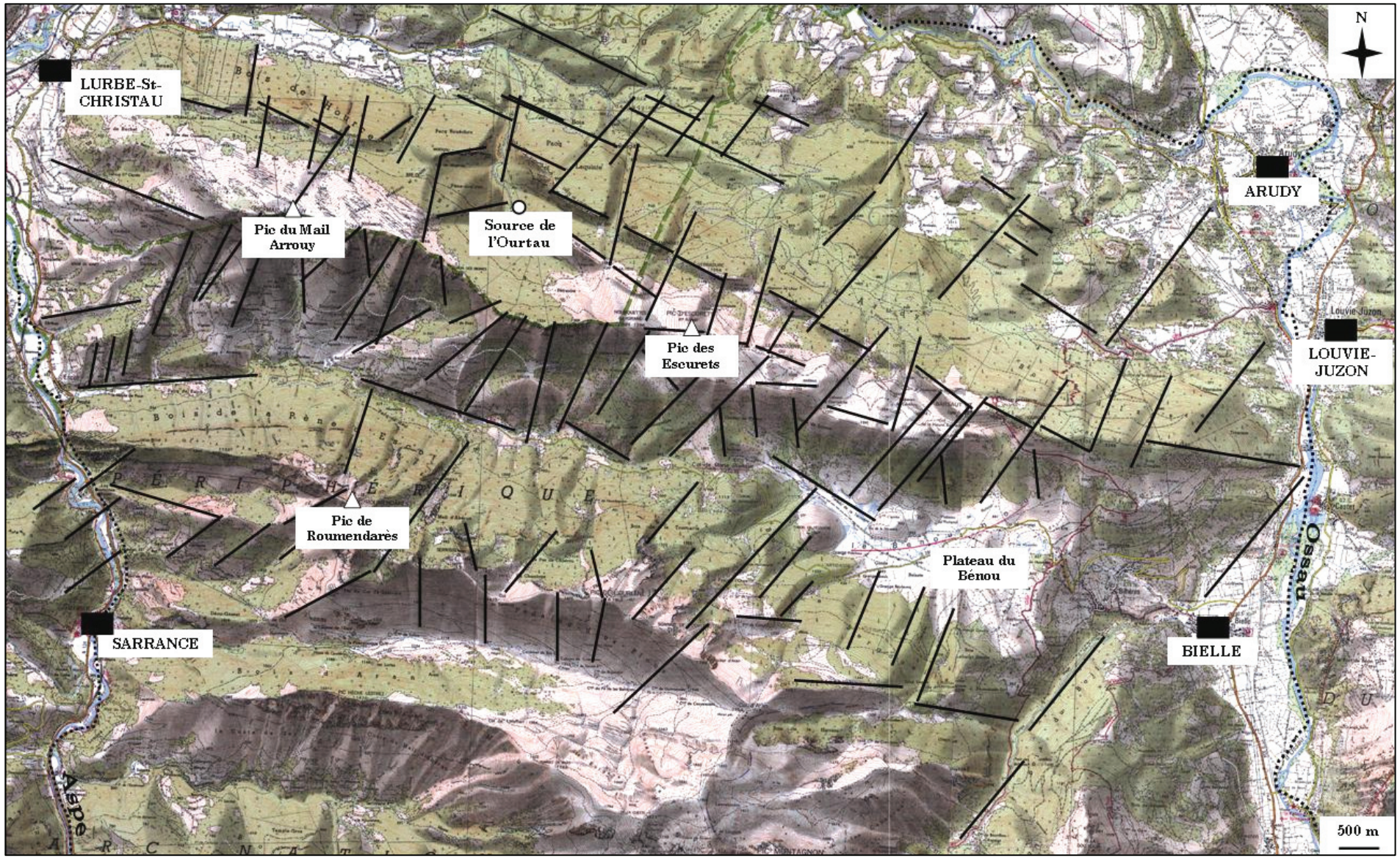


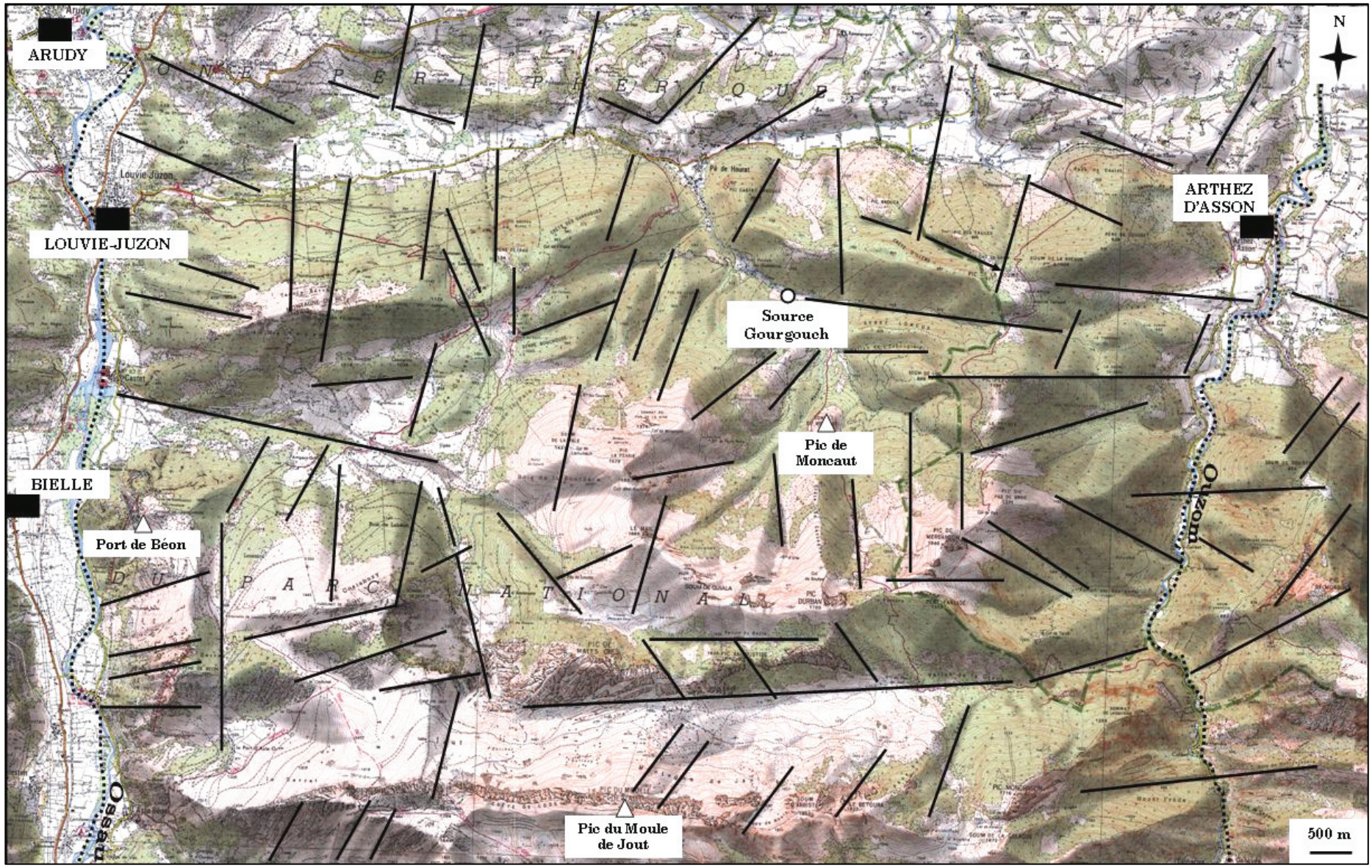
Diagramme des variables et des individus (plan F1-F4) de l'ACP de la chimie des précipitations à Arette.

Annexe n°4

Analyse de la fracturation à partir des cartes I.G.N.


N
Vert de Barlanès
ARETTE
LURBE-St-CHRISTAU
Source Barlanès
Fontaine d'Orbe
Pene Rouye
Z O N E P É R I
Trône du Roi
Source des Mourtès
Laraillé
SARRANCE
Lourdios
Vert d'Arette
Aspe
D U P A R C N
Le Layens
500 m


N
LURBE-St-CHRISTAU
Pic du Mail Arrouy
Source de l'Ourtau
Pic des Escurets
ARUDY
LOUVIE-JUZON
Pic de Roumendarès
Plateau du Bénou
SARRANCE
BIELLE
Aspe
Ossau
500 m

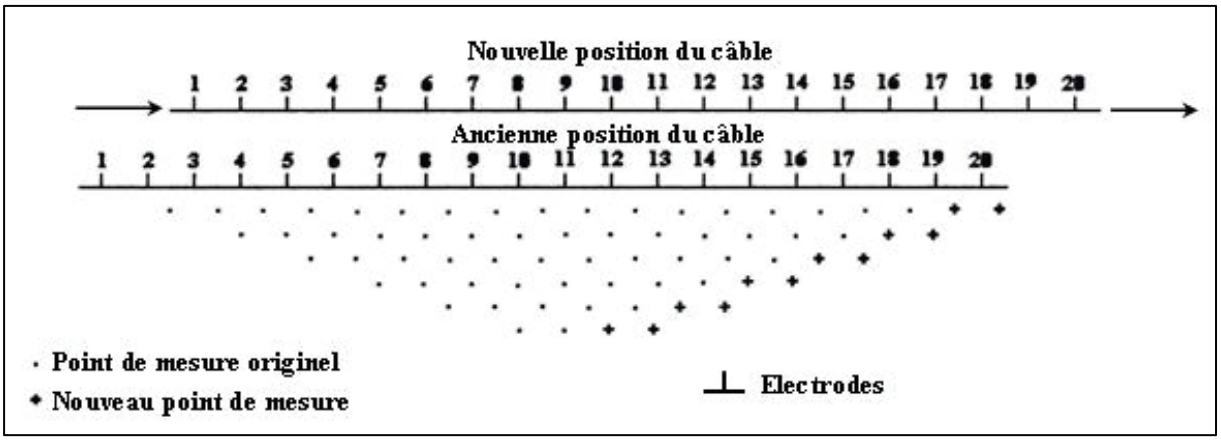

ARUDY
LOUVIE-JUZON
BIELLE
ARTHEZ D'ASSON
Source Gourgouch
Pic de Moncaut
Port de Béon
Pic du Moule de Jout
N
500 m
ZONE PÉRIPHÉRIQUE
DU PARC NATIONAL
Ossau
Ouzom

Annexe n°5

Méthodes d'embrayage (ou « roll-along ») des panneaux électriques

---

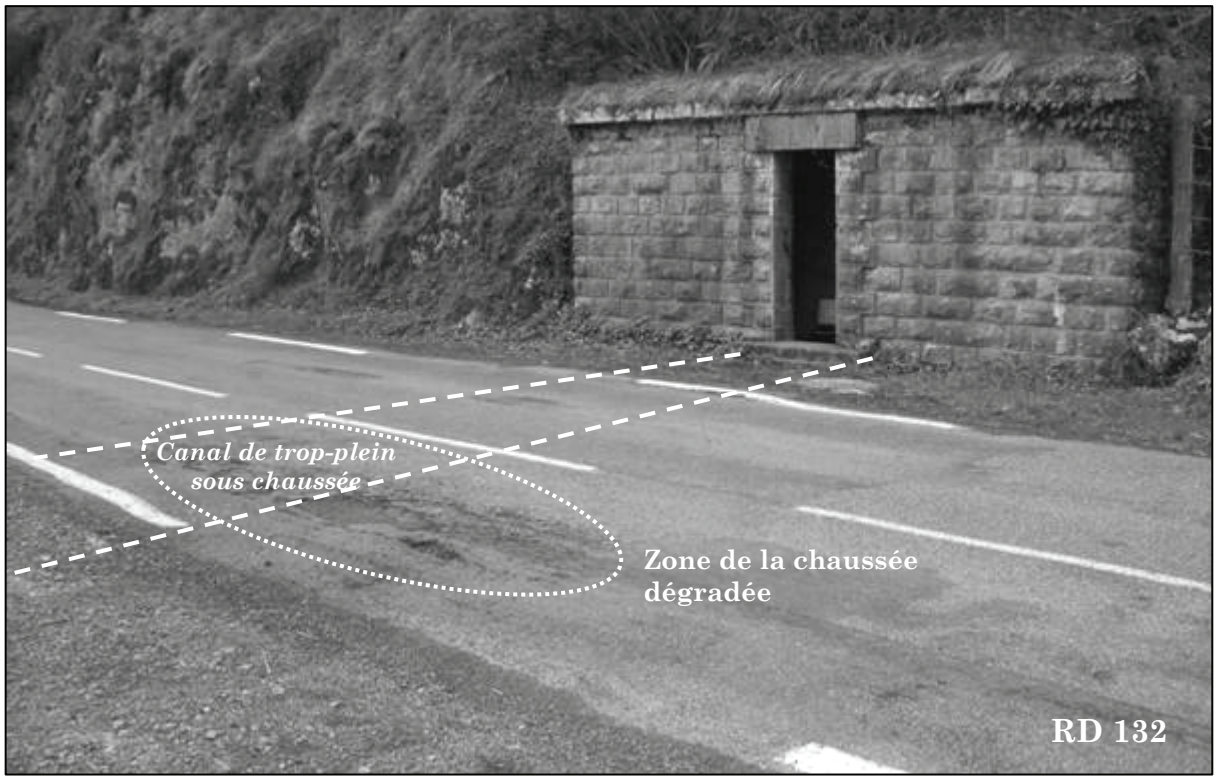
Le principe de la méthode du « roll-along » est relativement simple, il suffit de positionner le début du nouveau profil sur un nombre déterminé d'électrodes de la fin du profil précédent. Dans notre cas, les dix dernières électrodes du premier profil étaient utilisées comme les dix premières du deuxième, les dix dernières du deuxième comme les dix premières du troisième et ainsi de suite. Une partie de la séquence de mesures du premier profil est donc commune à une partie de la séquence du second. Les données des différents profils peuvent alors être rattachées, il suffit de retrouver les mesures qui sont identiques dans les séquences et de faire la moyenne des deux mesures qui se correspondent.



Embrayage de deux panneaux électriques, méthode dite du "roll-along".

Annexe n°6

Photographies de l'endommagement de la RD 132


Canal de trop-plein
sous chaussée
Zone de la chaussée
dégradée
RD 132

Vert
d'Arette
RD 132

Annexe n°7

Photographies et résultats des sondages géotechniques à la Fontaine d'Orbe

---

E
W
Fontaine d'Orbe
S1
S2
S3
RD 132

N
S
Affleurements calcaires
S1
S2
RD 132

temsol

Num DOSSIER : 05-1-354

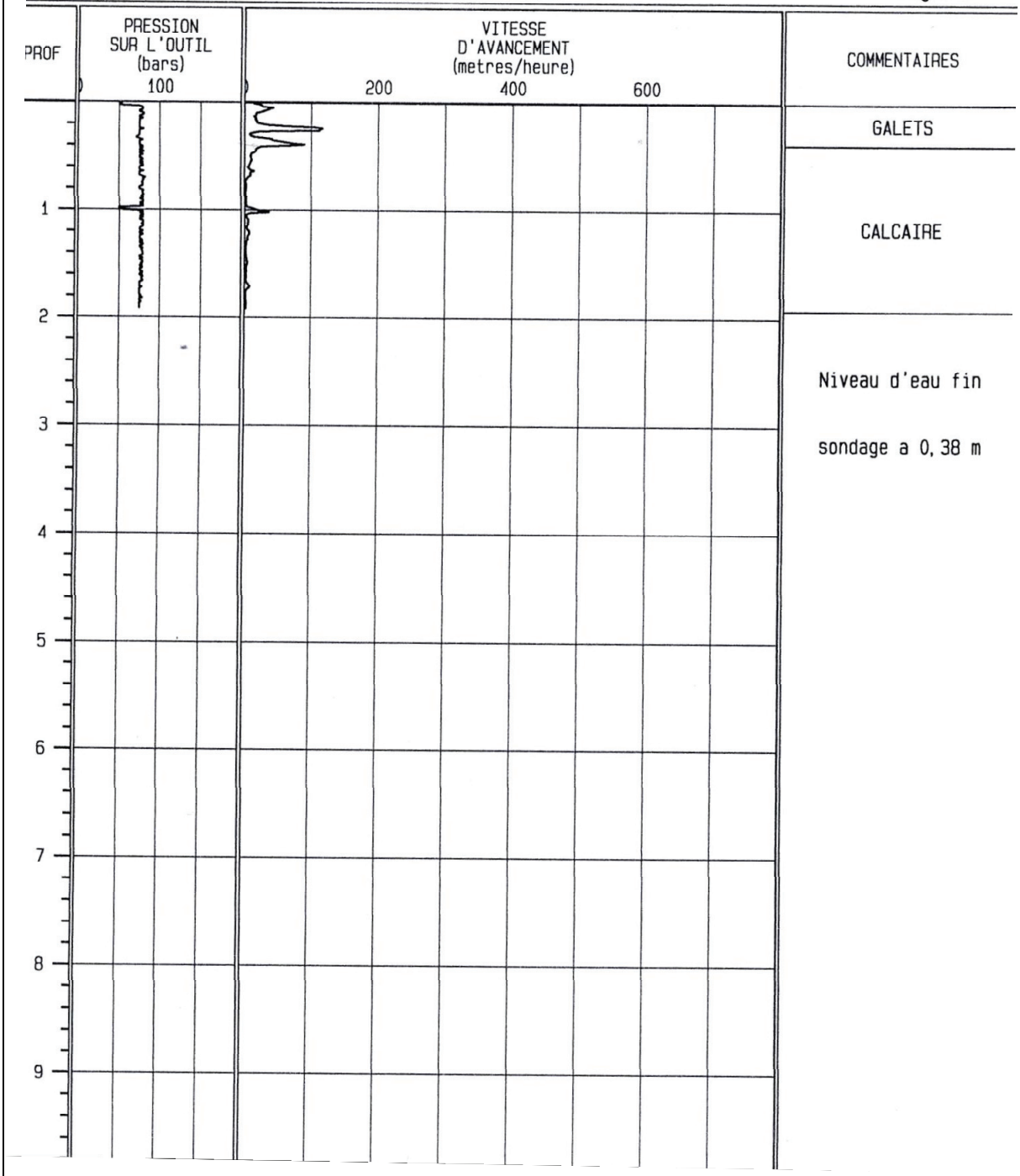
Num SONDAGE: **SONDAGE n°1**

Departement : 64
Ville de : ARETTE
Designation: LIEU DIT FONTAINE D'ORBE
X = Y = Z =

Date: 28/03/06
Echelle 1/50

Profondeur (m): 1.92

Page: 1



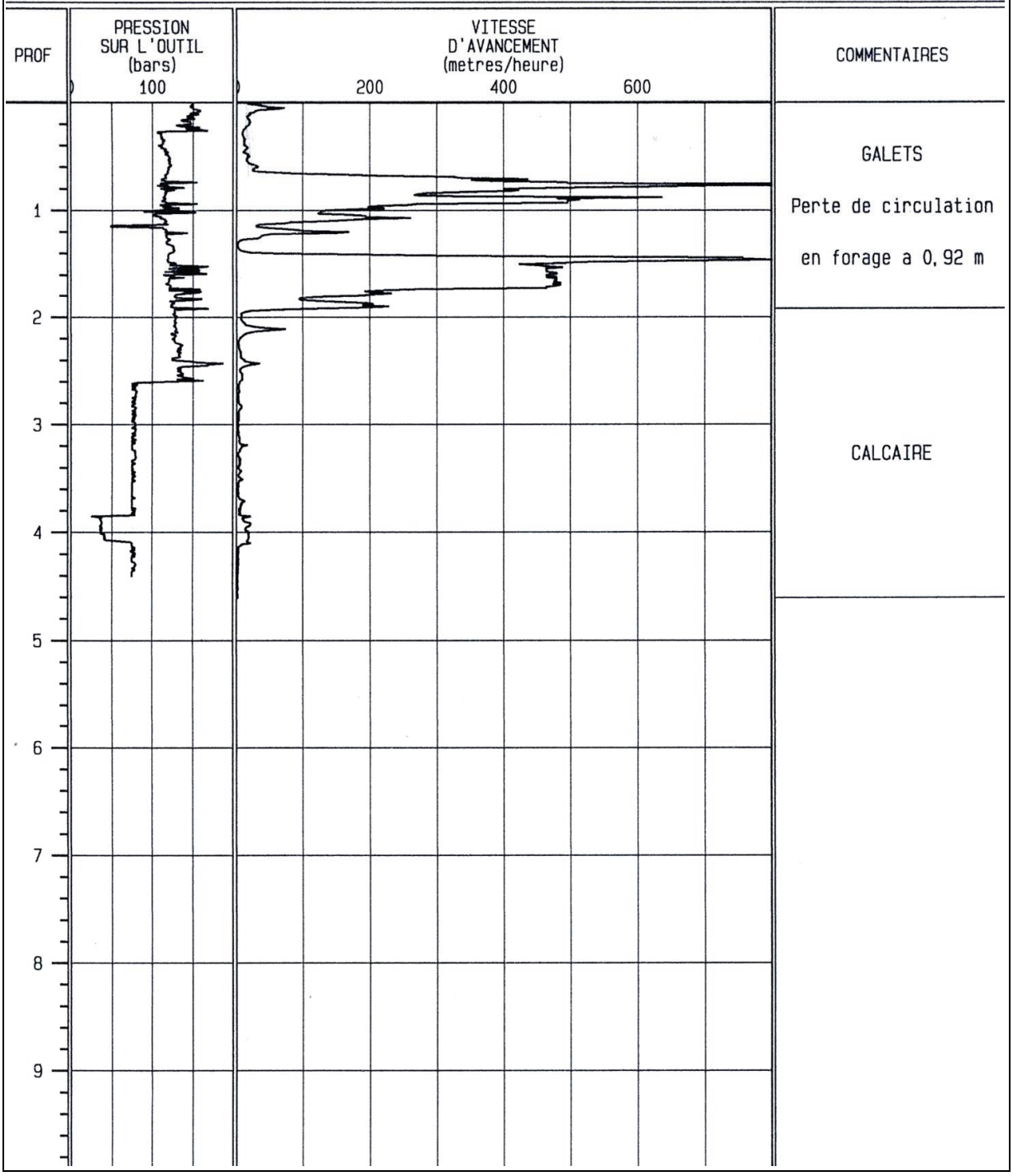
temsol

Num DOSSIER : 05-1-354

Num SONDAGE: **SONDAGE n°2**

Departement : 64
Ville de : ARETTE
Designation: LIEU DIT FONTAINE D'ORBE
X = Y = Z =
Profondeur (m): 4.61

Date: 28/03/06
Echelle 1/50
Page: 1



temsol

Departement : 64
Ville de : ARETTE
Designation: LIEU DIT FONTAINE D'ORBE

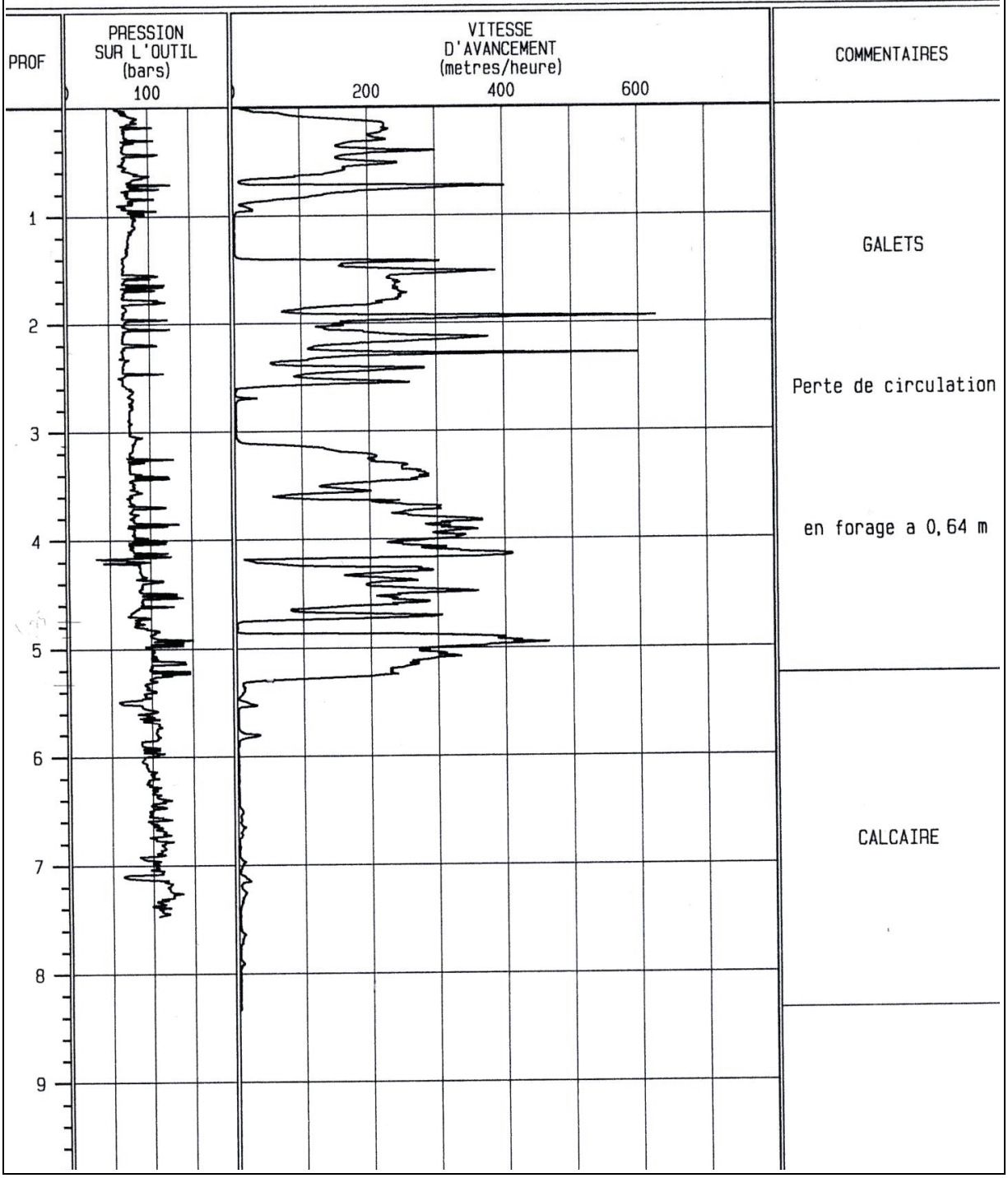
Date: 28/03/06
Echelle 1/50

Num DOSSIER : 05-1-354
Num SONDAGE: **SONDAGE n°3**

X = Y = Z =

Profondeur (m): 8.34

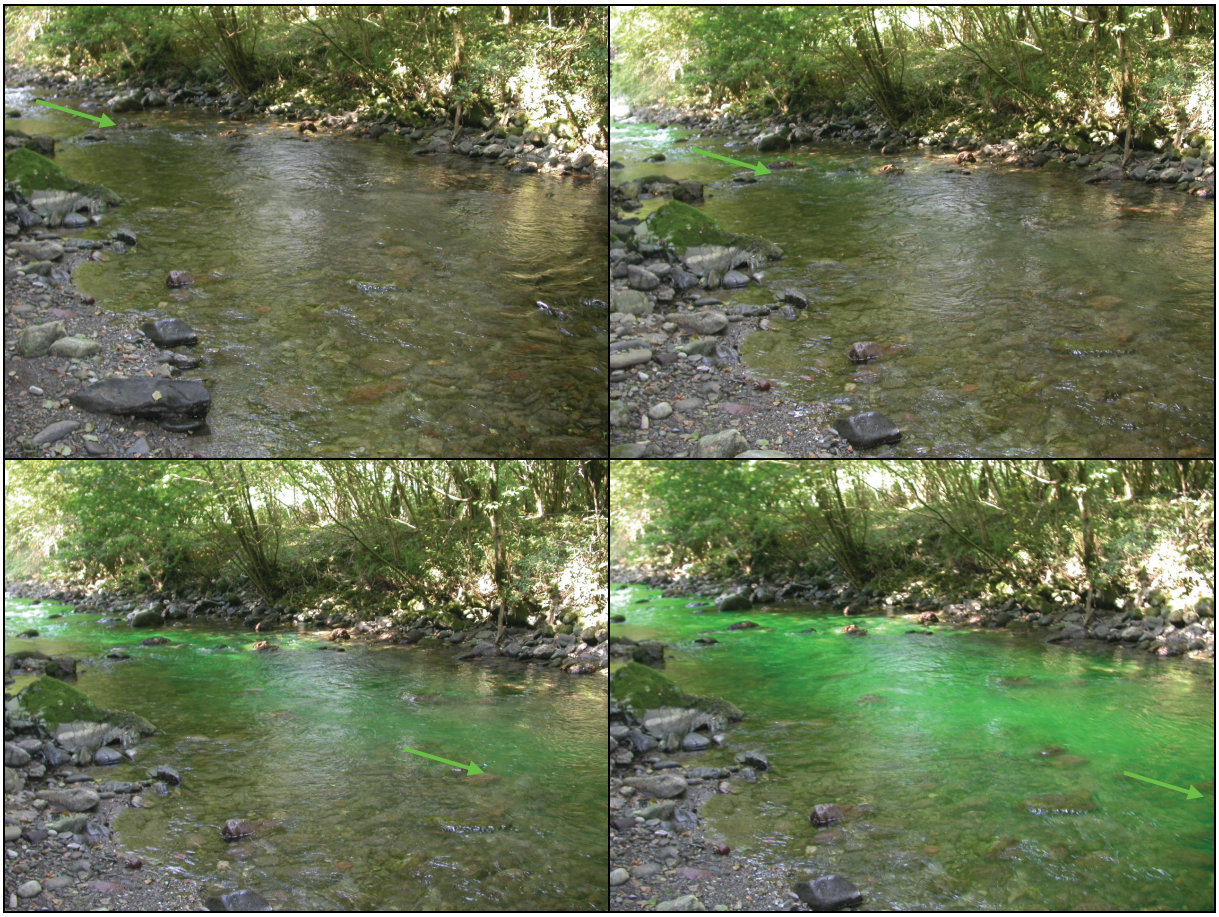
Page: 1



Annexe n°8

Photographies des traçages colorés

Photographie du Vert d'Arette lors du traçage du 7 août 2003.

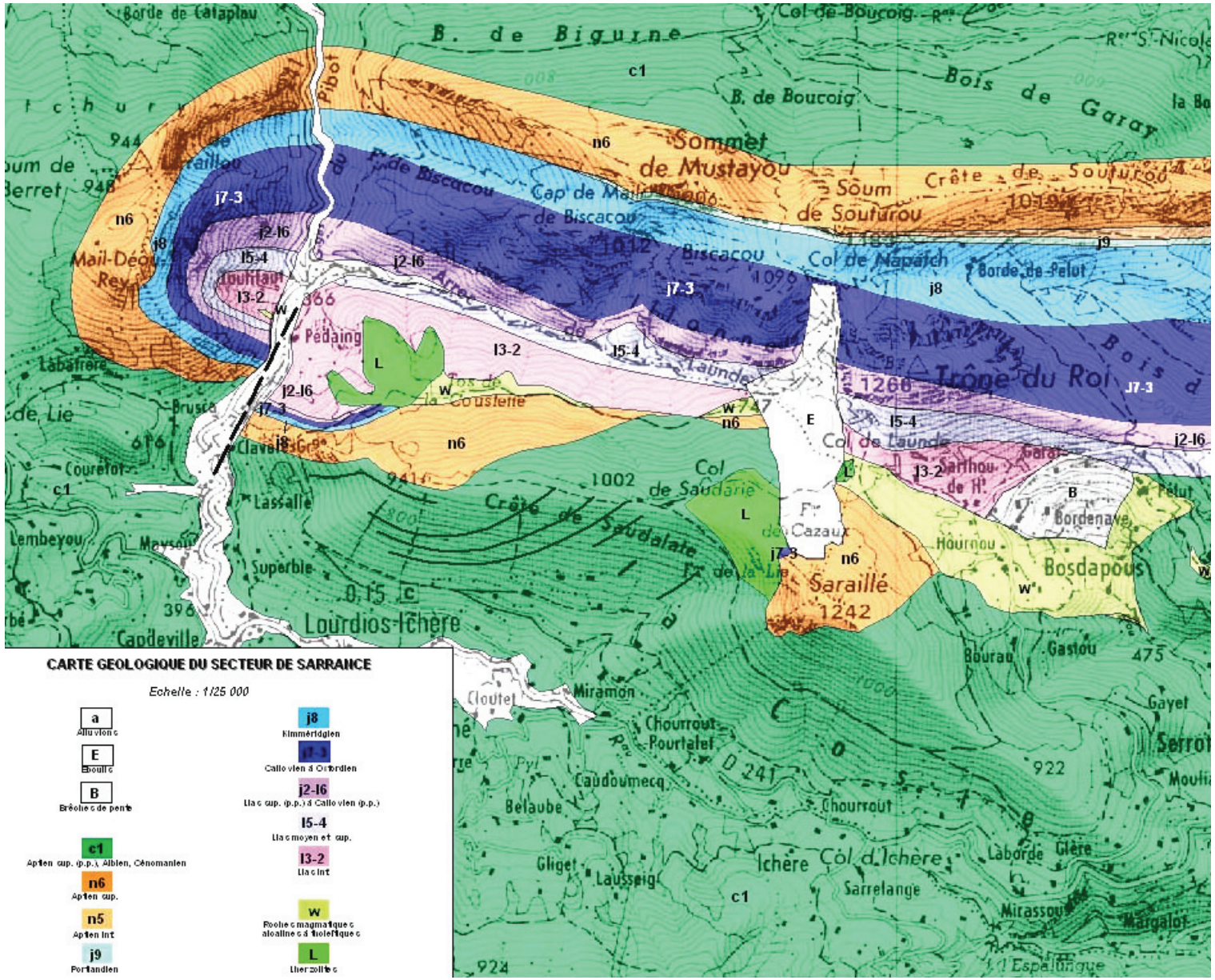


Progression du traceur dans le Vert d'Arette.

Photographie du Vert de Barlanès lors du traçage du 6 mai 2005.

Annexe n°9

Carte géologique du secteur de Sarrance



Carte géologique du secteur de Sarrance établie par C. Desreumaux.

Annexe n°10

Photographies des sources de la Fontaine d'Orbe et de l'Ourtau en période de crue

---

Bassin de trop-plein
en période d'étiage

Bassin de trop-plein
en période de crue

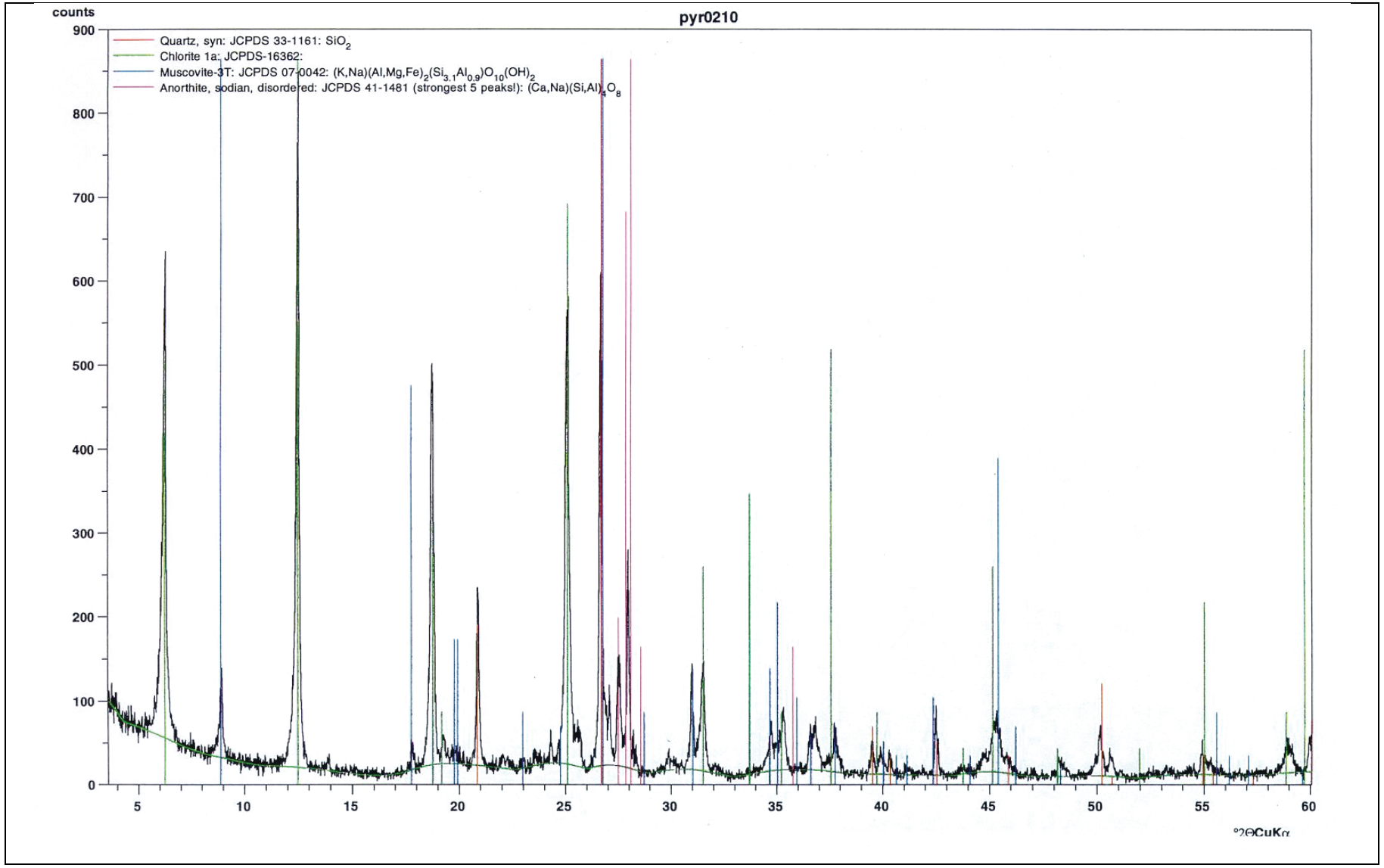
SOURCE D'ORBE

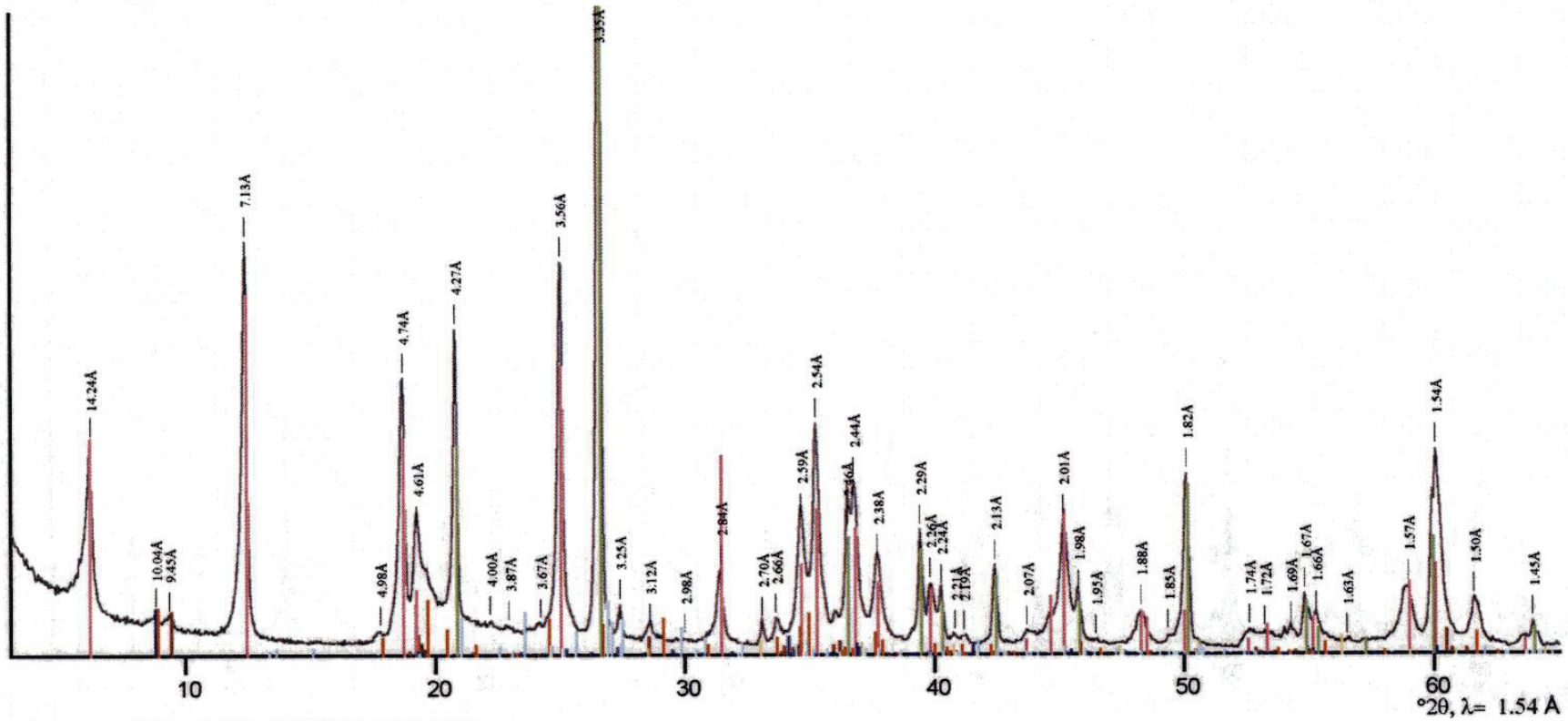
Photographies de la route en rive gauche du Vert d'Arette lors d'une crue de la Fontaine d'Orbe.

Photographiedu capatage de la source del'Ourtau lors d'une crue.

Annexe n°11

Résultats des analyses aux rayons X


pyr0210
counts
Quartz, syn: JCPDS 33-1161: SiO_2
Chlorite 1a: JCPDS-16362:
Muscovite-3T: JCPDS 07-0042: $(K,Na)(Al,Mg,Fe)_2(Si_{3.1}Al_{0.9})O_{10}(OH)_2$
Anorthite, sodian, disordered: JCPDS 41-1481 (strongest 5 peaks!): $(Ca,Na)(Si,Al)_4O_8$
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
°2ΘCuKα



cdga6.raw : CDGA 6 AFF_PSEUDO 13 04176 P

TALC 19-770

29-854; Clinochlore-2MIIb * Mg5Al(Si3Al)O10(OH)8 [d]

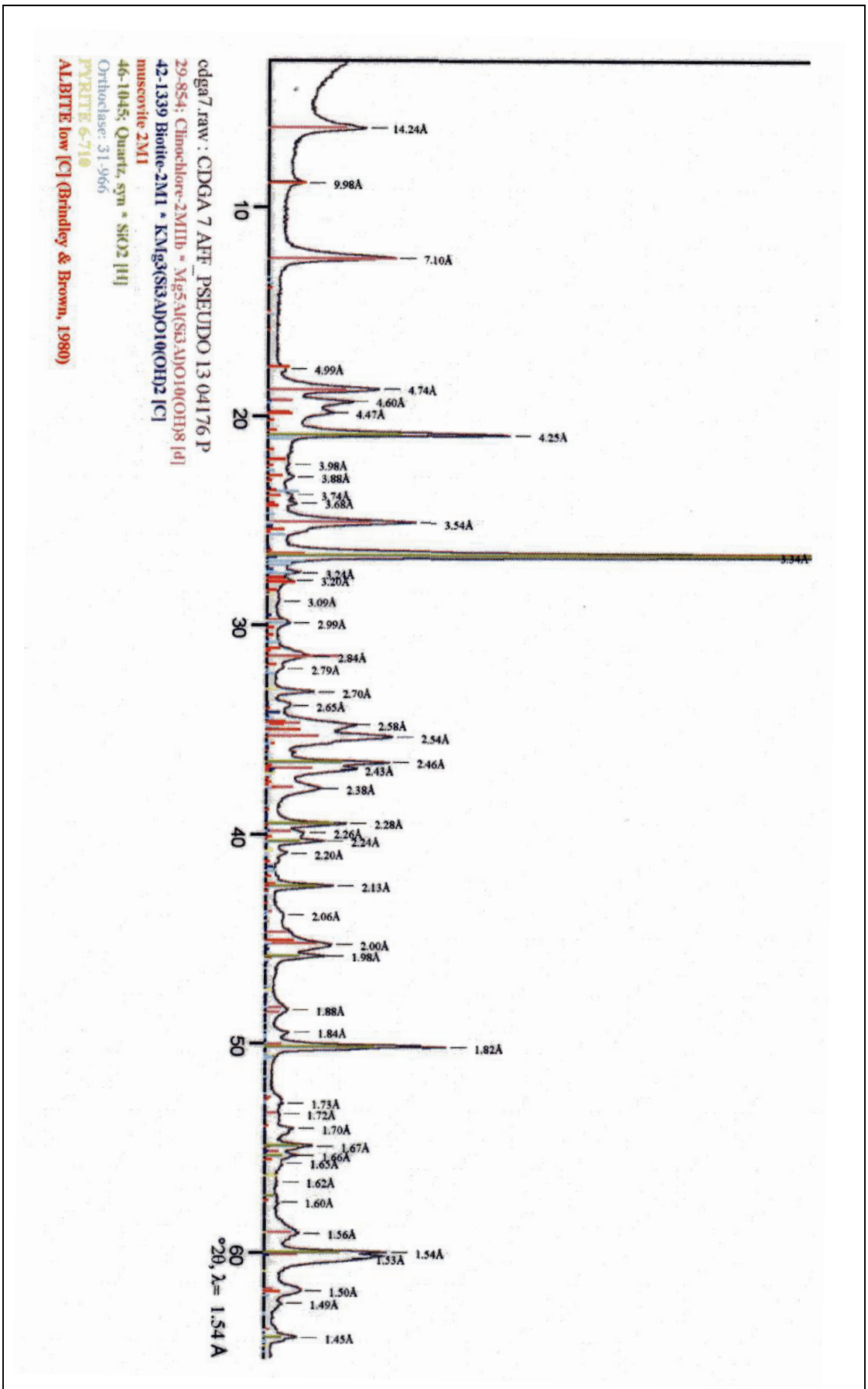
42-1339 Biotite-2M1 * KMg3(Si3Al)O10(OH)2 [C]

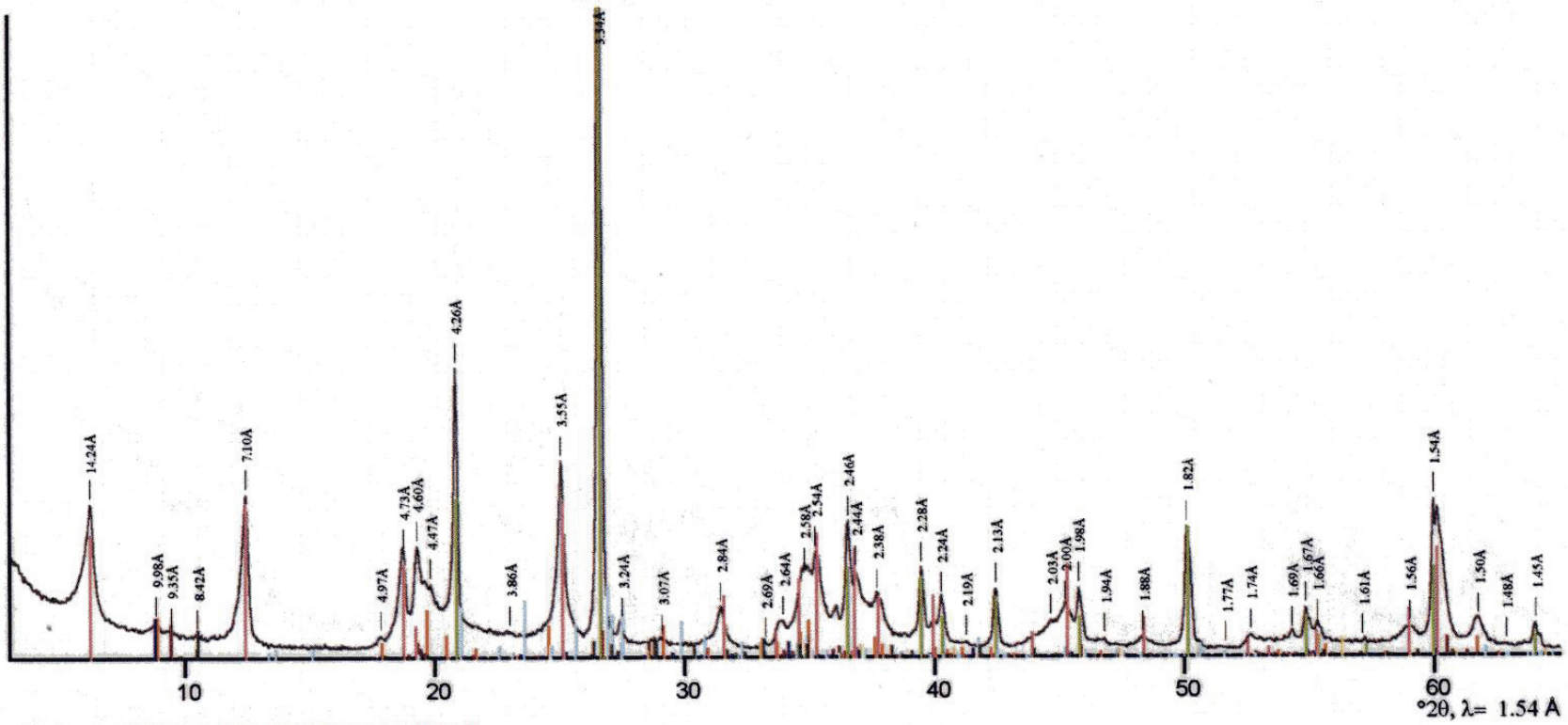
21-993; Muscovite-1M, magnesian * KMgAlSi4O10(OH)2 [I]

46-1045; Quartz, syn * SiO2 [H]

Orthoclase: 31-966

PYRITE 6-710


cdga7.raw : CDGA 7 AFF_PSEUDO 13 04176 P
29-854; Clinochlore-2MIIb * Mg5Al(Si3Al)O10(OH)8 [d]
42-1339 Biotite-2M1 * KMg3(Si3Al)O10(OH)2 [C]
muscovite 2M1
46-1045; Quartz, syn * SiO2 [H]
Orthoclase: 31-966
PYRITE 6-710
ALBITE low [C] (Brindley & Brown, 1980)
14.24Å
9.98Å
7.10Å
4.99Å
4.74Å
4.60Å
4.47Å
4.25Å
3.98Å
3.88Å
3.74Å
3.68Å
3.54Å
3.34Å
3.24Å
3.20Å
3.09Å
2.99Å
2.84Å
2.79Å
2.70Å
2.65Å
2.58Å
2.54Å
2.46Å
2.43Å
2.38Å
2.28Å
2.26Å
2.24Å
2.20Å
2.13Å
2.06Å
2.00Å
1.98Å
1.88Å
1.84Å
1.82Å
1.73Å
1.72Å
1.70Å
1.67Å
1.66Å
1.65Å
1.62Å
1.60Å
1.56Å
1.54Å
1.53Å
1.50Å
1.49Å
1.45Å
10
20
30
40
50
60
°2θ, λ= 1.54 A



cdga8.raw : CDGA 8 AFF_PSEUDO 13 04176 P

TALC 19-770

42-1339 Biotite-2M1 * KMg3(Si3Al)O10(OH)2 [C]

21-993; Muscovite-1M, magnesian * KMgAlSi4O10(OH)2 [I]

46-1045; Quartz, syn * SiO2 [H]

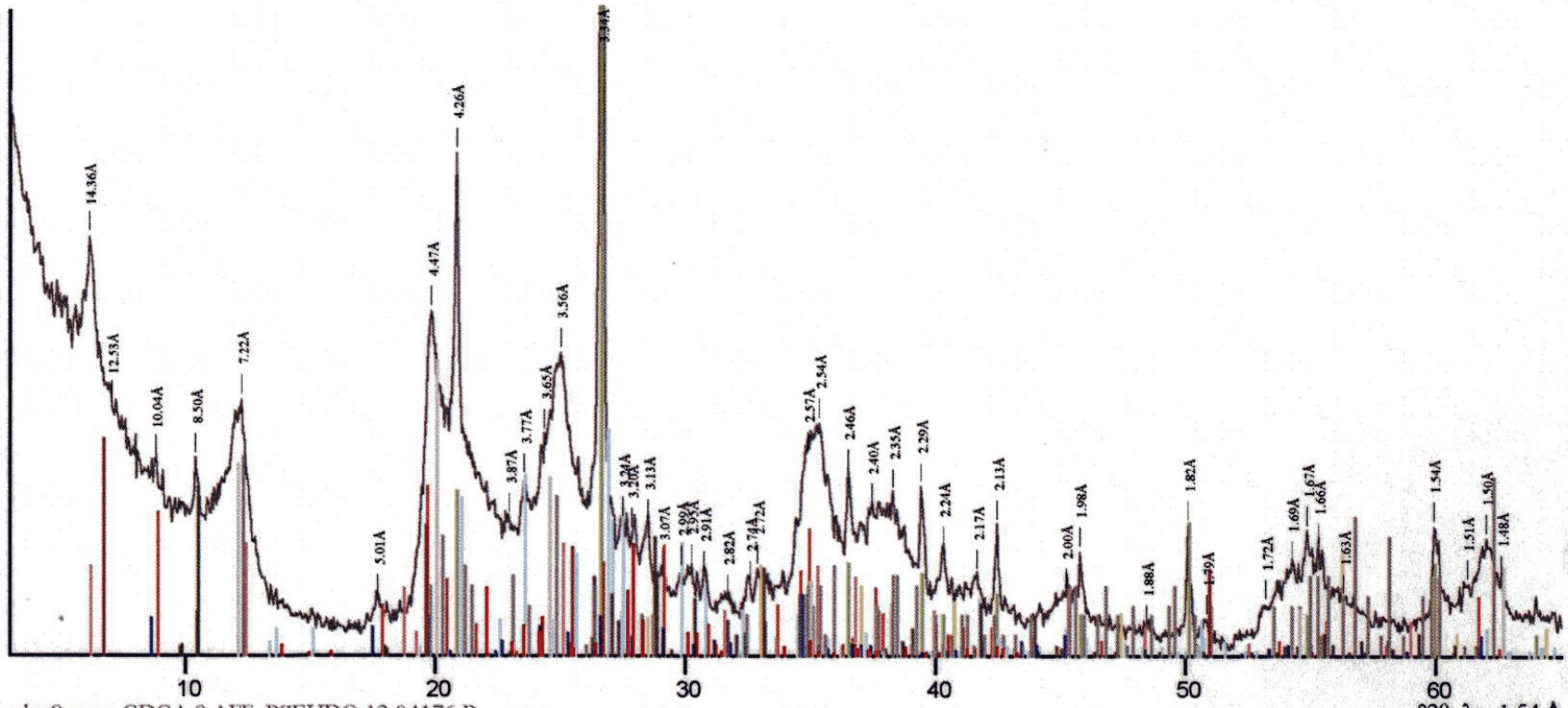
Orthoclase: 31-966

PYRITE 6-710

CHLORITE IIB (Brindley & Brown, 1980, p91,A)

HORNBLENDE 9-434

HORNBLENDE 20-481



cdga9.raw : CDGA 9 AFF_PSEUDO 13 04176 P

21-993; Muscovite-1M, magnesian * KMgAlSi4O10(OH)2 [I]

46-1045; Quartz, syn * SiO2 [H]

Orthoclase: 31-966

PYRITE 6-710

CHLORITE IIB (Brindley & Brown, 1980, p91,A)

HORNBLENDE 9-434

43-685 / Illite-2M2

14-164; Kaolinite-1A * Al2Si2O5(OH)4 [I]

29-1487; Halloysite-7A

Albite low [C] (Brindely & Brown, 1980)

Smectite ?

RÉSUMÉ

Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France). Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés

Ce travail concerne l'étude hydrogéologique de quatre sources situées dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques). Afin d'améliorer la connaissance de la géométrie et du fonctionnement de ces aquifères, une approche pluridisciplinaire a été choisie. Des expérimentations géophysiques et un suivi hydrogéochimique, couplés à des campagnes de terrain, ont ainsi été mises en œuvre. Dans un premier temps, une étude statistique des paramètres climatiques de la région a montré une hausse significative de la température depuis cinquante ans, qui s'accentue depuis les années 70. A partir des images de résistivité électrique et des mesures de la fracturation des massifs carbonatés, la géométrie des contacts géologiques et la structure des aquifères ont pu être définies. De plus, il a été possible d'identifier la présence systématique d'un niveau argileux continu le long de la limite sud des aquifères locaux. Les bassins d'alimentation de la plupart des sources des chaînons béarnais sont ainsi limités par cet écran imperméable au sud et par les marnes de l'Albien au nord. L'analyse de l'évolution des paramètres physico-chimiques mesurés au cours de deux cycles hydrologiques, a permis de mettre en évidence deux fonctionnements distincts. Deux sources émergent d'un aquifère karstique tandis que les deux autres sont issues d'un aquifère de type fissuré. Les différences de variation des ions majeurs et des isotopes stables (^{13}C) illustrent de courts temps de résidence au sein des systèmes karstiques et le caractère inertiel des aquifères carbonatés fissurés. De plus, l'analyse des relations *conductivité/turbidité* a fourni des informations sur le degré de karstification des deux systèmes karstiques et sur leur fonctionnement hydrodynamique. En conclusion, ce travail apporte un point de vue nouveau sur la gestion de l'eau dans ce secteur et a permis de proposer un modèle d'étude qui aide à la caractérisation des ressources en eau souterraine de la région.

Mots clés : *Aquifère carbonaté fissuré, karst, bassin d'alimentation, hydrochimie, isotopes, traçages colorés, panneaux électriques, géologie structurale, chaînons béarnais.*

ABSTRACT

Groundwater resources in the « Chaînons béarnais » (Western Pyrenees, France). Geometry and hydrogeological functioning of four carbonated aquifers

This work concerns the hydrogeological study of four springs located in the "chaînons béarnais" (Western Pyrenees). In order to improve the knowledge of the geometry and the functioning of these aquifers, a multidisciplinary approach was chosen. Geophysical experiments, hydrogeochemical survey of groundwater coupled with field work, were thus carried out. First of all, the statistical study of the regional climatic parameters showed a significant rise in the temperature since fifty years and which is accentuated since the 70's. From the results of electric resistivity surveys coupled with the measures of the fracturing of the carbonated massifs, the geometry of the geological contacts and the structure of the aquifers were determined. Furthermore, it was possible to identify the systematic presence of a continuous clayey level along the southern limit of the local aquifers. The spring's water catchment areas are so limited by this low permeability shield to the south and by marls to the north. The analysis of the evolution of the physico-chemical parameters brought to light two different ways of functioning among the four studied systems. Two springs emerge from karstic aquifers whereas two others are issued from fissured aquifers. The differences in major ions and stable isotopes (^{13}C) variations illustrate the short residence time within the karstic systems and the inertial behaviour of the fissured carbonated aquifers. Moreover, the analysis of the *electrical conductivity/turbidity* relationships provided information on the internal organization of the two karstic systems and their hydrodynamic functioning. In conclusion this work brings a new point of view on the management of water in this area and allowed to propose a model of study which helps to characterize the regional groundwater resources.

Keywords : *Carbonated aquifer, karst, catchment area, hydrochemistry, isotopes, dye tracing, electrical resistivity method, structural geology, Western Pyrenees.*