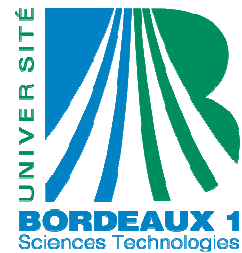


THÈSE



PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Benjamin, LOPEZ

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : GEORESSOURCES, PATRIMOINES ET ENVIRONNEMENTS

Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst

Aide à la conservation des grottes ornées par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités

Directeurs de recherche :

Alain DENIS (Professeur à l'Université Bordeaux 1)

Roland LASTENNET (Maitre de Conférences à l'Université Bordeaux1)

Soutenue le 25 mai 2009 devant la commission d'examen formée de :

Pr. MUDRY, Jacques	(U. Besançon)	Rapporteur
Pr. ANDREO, Bartolomé	(U. Malaga - Espagne)	Rapporteur
Dr. GENESTE, Jean-Michel	(Conservateur en chef)	Président - Rapporteur
Dr. EMBLANCH, Christophe	(U. Avignon)	Examineur
Mr. RIEU, Alain	(Conservateur régional)	Examineur
Mr. MALAURENT, Philippe	(Ingénieur d'étude)	Invité

A mon fils Gaspard,

à qui je souhaite de pouvoir se recueillir un jour à l'ombre du Sorcier du puits...

REMERCIEMENTS :

Au-delà d'une aventure scientifique parfois périlleuse, ces trois années de thèse ont surtout constitué une formidable aventure humaine. De nombreuses personnes ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail et beaucoup sont devenues des amis. Si cette expérience restera inoubliable, c'est en partie grâce aux rencontres qui ont jalonné ce parcours presque initiatique. Je me suis nourri de tous les enseignements et conseils de toutes sortes promulgués par chacun en espérant avoir contribué aussi, à l'échelle de mon humble personne, à favoriser les échanges tant scientifiques qu'humain.

Je tiens tout d'abord à remercier messieurs Roland Lastennet et Alain Denis, encadrants acharnés et dévoués sans qui la réalisation de ce travail n'aurait pas été possible. Les grandes discussions engagées sur les fonctionnements karstiques globaux, fussent-elles seulement spéculatives, ont été pour moi une source d'enrichissement permanent. J'admire la passion qui les anime, virus hautement contagieux qui a fait, je pense, une nouvelle victime. Nos chemins se séparent aujourd'hui mais je nourris toujours un secret espoir de pouvoir, sinon travailler avec eux comme collègue, du moins collaborer sur des projets dont il reste à trouver le dénominateur commun à nos spécialités aujourd'hui divergentes.

J'adresse aussi toute ma reconnaissance à l'ensemble de l'équipe du laboratoire GHYMAC pour m'avoir accueilli au sein de l'équipe et prodigué de nombreux conseils au cours de mes diverses sollicitations répétées ; notamment monsieur Richard Fabre sans qui la reconnaissance géologique du site serait encore en cours de réalisation et monsieur Philippe Malaurent, source d'informations précieuses autant sur la climatologie de la cavité que sur l'historique de la grotte ou même sur les bons plans gastronomiques de la région (et ils sont nombreux !). Compagnon d'infortune parfois, notamment lors du relevé topographique du site de Lascaux que nous commençons de nuit pour finir de nuit aussi (vive la visée laser !) ou bien à la recherche de sources perdues dans des bourbiers inextricables, une complicité certaine s'est vite installée. J'espère recroiser Philippe un jour, autour d'une table bien garnie ou au croisement entre un diverticule et un puits, qui sait...

Je remercie chaleureusement messieurs Christophe Emblanch et Roland Simler pour m'avoir accueilli au sein du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA) dont le personnel a toute m'a considération pour avoir suivi mes travaux malgré la distance qui nous séparait et effectué les analyses des teneurs en carbone organique et carbone 13. J'ai beaucoup appris lors des manips d'extraction, et fut très touché par l'accueil de toute la famille Emblanch à qui j'adresse des pensées sincères.

Je remercie également messieurs Michel Francesci et Olivier Atteia, chercheurs à la section Bordeaux 3 (EGID) du laboratoire GHYMAC, pour m'avoir initié au maniement du chromatographe ionique et accompagné pendant les longs moments passés au laboratoire d'analyses. Nous restons sur une énigme PhreeqC coriace pour la modélisation de la reconcentration de CO₂ en milieu producteur, mais la science est ainsi faite de mystères sur lesquels plusieurs générations de jeunes chercheurs se cassent les dents.

Monsieur Claude Fontaine du laboratoire HydrASA de l'Université de Poitiers a aussi toute m'a reconnaissance pour m'avoir formé sur les analyses de sol. Cette semaine fut très enrichissante et mon séjour aux urgences le dernier jour a, je l'espère, montré mon investissement total dans ces expériences !

Je voudrais de plus remercier chaleureusement les personnes de la DRAC qui ont commandé et financé cette étude, notamment monsieur Alain Rieu, conservateur général, madame Marie-Anne Sire responsable des travaux et monsieur Jean-Michel Geneste, conservateur de la grotte de Lascaux.

Je ne peux oublier Sandrine, Patrice et Bruno, personnel permanent du site, qui m'ont ouvert les portes de cette cavité magique. Plus que les « gardiens du temple », ils ont souvent été mis à contribution pour la réalisation de tâches parfois difficiles (les pénétromètres sous la neige furent de ces moments) et ont toujours su me réchauffer par leur disponibilité sans faille et leurs bonnes humeurs. Ça toujours été avec plaisir que je me levais à 5h00 du matin pour les rejoindre car je savais que m'attendait un café salvateur servi avec de bons mots. Et puis comment oublier les explorations des recoins de la cavité à la recherche d'infiltrations dont je m'attachais à qualifier les origines. Ils ont su me montrer « l'esprit » de la grotte de Lascaux lors de visites contemplatives à la limite du mystique, à la sortie desquelles on se sent apaisé par l'émerveillement. Le soir venu, nous trouvions toujours quelques activités divertissantes qui ont fait naître une réelle amitié entre nous. Il me tarde de pouvoir mettre à profit les pas de Salsa appris avec eux, lors d'une Rueda endiablée sur la « grand place » de Montignac ?

Dans cette galère d'impétrants qui voguait vers un même accomplissement, nous étions nombreux à ramer de concert. Le cap'taine Sam fût le premier à me montrer le nord si bien que souvent, nous partageons encore la barre, avec les compagnons Jef, Nicolas et Vincent, vers d'autres aventures. Les moussaillons Julien, Rana, Sophie, Marie, Mathilde, Hana, Nico, Baptiste et Maxime, avec qui j'ai eu la chance de partager les tours de quart ont maintenu (ou tiennent encore pour certains) le cap même lors d'avis de fortes tempêtes. Je souhaite bon courage à ceux qui n'ont pas encore atteint la terre ferme et remercie tout ce beau monde pour l'ambiance qu'ils ont su faire naître dans le laboratoire et lors d'escales nocturnes festives.

Je tiens à adresser une pensée toute particulière à mes parents, fratrie et autres amis fidèles qui m'ont soutenu tout au long de ce travail et qui ont supporté sans mots dire mes humeurs massacrantes de la période rédactionnelle.

Enfin, même si mes pensées ont surtout été focalisées sur le sujet de cette étude, mon cœur n'en est pas moins resté voué à ma douce chère et tendre dont le soutien moral de tous les instants fut une aide primordiale pour la réalisation de ce travail.

TABLE DES MATIERES

PARTIE 1 Introduction générale, problématiques et objectifs associés __ 13

Chapitre 1.1 Pré-requis pour l'étude hydrogéologique du karst	15
1.1.1 Définition du karst	15
1.1.2 Principes de la karstification	18
1.1.3 Structure et fonctionnement de l'aquifère karstique	22
Chapitre 1.2 Problématique générale et objectifs	35
1.2.1 Contraintes associées à l'étude des milieux karstiques	35
1.2.2 Problématique de l'étude	38
1.2.3 Stratégie d'étude	40

PARTIE 2 Définition géomorphologique et géologique du site d'étude __ 47

Chapitre 2.1 Cadre géologique et géomorphologique du site de Lascaux	49
2.1.1 Région étudiée	49
2.1.2 Les données existantes	51
2.1.3 Présentation de la grotte de Lascaux	57
2.1.4 Relevé fractural des terrains géologiques impliqués dans la recharge karstique	62
Chapitre 2.2 Utilisation des outils géotechniques pour la définition de la géométrie du système hydrogéologique	67
2.2.1 Relevé topographique du site d'étude et relevé 3D de la cavité	67
2.2.2 Prospection géotechnique au pénétromètre dynamique et à la barre à mine	72
2.2.3 Résultats des travaux de reconnaissance géotechnique	76
2.2.4 Caractérisation des épandages détritiques	80
Chapitre 2.3 Contribution des prospections géophysiques à la connaissance de la structure géologique de l'épikarst	85
2.3.1 La méthode de résistivité électrique	85
2.3.2 Les méthodes de prospection électromagnétiques	90
2.3.3 Implantations des mesures géophysiques sur le site de Lascaux	95
2.3.4 Résultats des campagnes de prospections géophysiques	99
Chapitre 2.4 Bilan des prospections géologiques, physiographie de l'épikarst et contexte hydrogéologique régional et local	119
2.4.1 Physiographie de l'épikarst de Lascaux et généralisation régionale : des impluviums compartimentés et fossilisés par des formations détritiques de recouvrement	119
2.4.2 Contexte hydrogéologique local de l'étude	122

PARTIE 3 Fonctionnement dynamique du système épikarstique _____ 129

Chapitre 3.1 Caractéristiques du climat de la zone d'étude	131
3.1.1 Les précipitations	132
3.1.2 Les températures	137

3.1.3	L'évapotranspiration _____	140
3.1.4	Caractéristiques du climat en Dordogne _____	144
Chapitre 3.2 Etude du signal de recharge de l'épikarst _____		147
3.2.1	Bilan hydrique et définitions associées _____	147
3.2.2	Effet du sol sur la recharge _____	151
3.2.3	Modèle de génération de pluie nette, fonction de production du système _____	153
3.2.4	Etude des chroniques modélisées de pluie nette _____	156
3.2.5	La recharge à Lascaux de 1966 à 2007 _____	162
Chapitre 3.3 La relation pluie/débit (transfert des ondes énergétiques) en zone épikarstique _____		173
3.3.1	Analyse des hydrogrammes à l'émergence épikarstique _____	173
3.3.2	Théorie de l'analyse corrélatrice et spectrale _____	179
3.3.3	Contribution de l'analyse corrélatrice et spectrale à la connaissance du fonctionnement hydrodynamique du système épikarstique de Lascaux _____	189
3.3.4	Modélisation du fonctionnement hydrodynamique de l'épikarst par un modèle réservoir _____	201
PARTIE 4 Transferts hydrique et gazeux dans l'épikarst _____		215
Chapitre 4.1 Théorie de l'analyse chimique des eaux karstiques pour la connaissance des modalités de transit _____		217
4.1.1	Chimie des solutions en contexte karstique _____	217
4.1.2	Les échanges de carbonates à l'interface liquide-solide _____	219
4.1.3	Equilibres calco-carboniques et paramètres thermodynamiques associés ISc et $p\text{CO}_{2\text{éq}}$ _____	220
4.1.4	Autres éléments chimiques caractéristiques du fonctionnement du système karstique _____	227
4.1.5	Le Carbone Organique Total (COT) dans le karst _____	230
Chapitre 4.2 Théorie de l'analyse des isotopes stables de l'eau (^2H et ^{18}O) et du carbone (^{13}C) pour la connaissance des processus de transit dans l'épikarst _____		235
4.2.1	Principe du traçage isotopique naturel par le deutérium et l'oxygène 18 (^2H et ^{18}O) _____	236
4.2.2	Principe du traçage isotopique naturel par le carbone 13 (^{13}C) _____	239
Chapitre 4.3 Les transferts de masse dans le système de Lascaux _____		247
4.3.1	Etude du marquage chimique et isotopique des précipitations à Lascaux _____	248
4.3.2	Evolution de la chimie des eaux en transit dans le système épikarstique _____	257
4.3.3	Comment retracer l'évolution de l'état de saturation d'une eau ayant transité par des atmosphères à taux de CO_2 différents ? _____	266
4.3.4	Le traçage des eaux épikarstiques à l'aide de l'oxygène 18 _____	270
4.3.5	Le traçage des eaux épikarstiques à l'aide du carbone 13 _____	278
4.3.6	Comparaison du chimisme des eaux épikarstiques (émergence du Sas1) avec les eaux de la zone noyée (source de la Haute Fageotte) _____	285
Chapitre 4.4 Acquisition du potentiel de karstification : origine et transfert du CO_2 _____		295
4.4.1	Pré-requis pour l'étude du CO_2 souterrain _____	295
4.4.2	Stratégie d'étude du CO_2 dans l'épikarst _____	299
4.4.3	Teneurs en CO_2 gazeux dans le système épikarstique _____	305

4.4.4	Proposition d'un schéma conceptuel de production/stockage/transport du CO ₂ au sein de l'épikarst	312
PARTIE 5 Synthèse générale et implications pour la conservation de la grotte de Lascaux		315
Chapitre 5.1	Schéma fonctionnel des modalités de transferts hydrique et de CO ₂ dans l'épikarst	317
Chapitre 5.2	La cavité dans son environnement. Implication pour la conservation des peintures rupestres	321
5.2.1	Définition de la zone d'alimentation de l'émergence du Sas1	322
5.2.2	Impact des arrivées d'eau sur la climatologie de la grotte	323
5.2.3	Le CO ₂ dans la cavité et ses implications sur les équilibres chimiques théoriques des eaux	326
5.2.4	Manifestations hydriques dans la cavité	331
PARTIE 6 Conclusion		339
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		345
LISTE DES FIGURES		359
LISTE DES TABLEAUX		367
LISTE DES EQUATIONS		371
ANNEXES		373

PARTIE 1 Introduction générale, problématiques et objectifs associés

Chapitre 1.1 Pré-requis pour l'étude hydrogéologique du karst

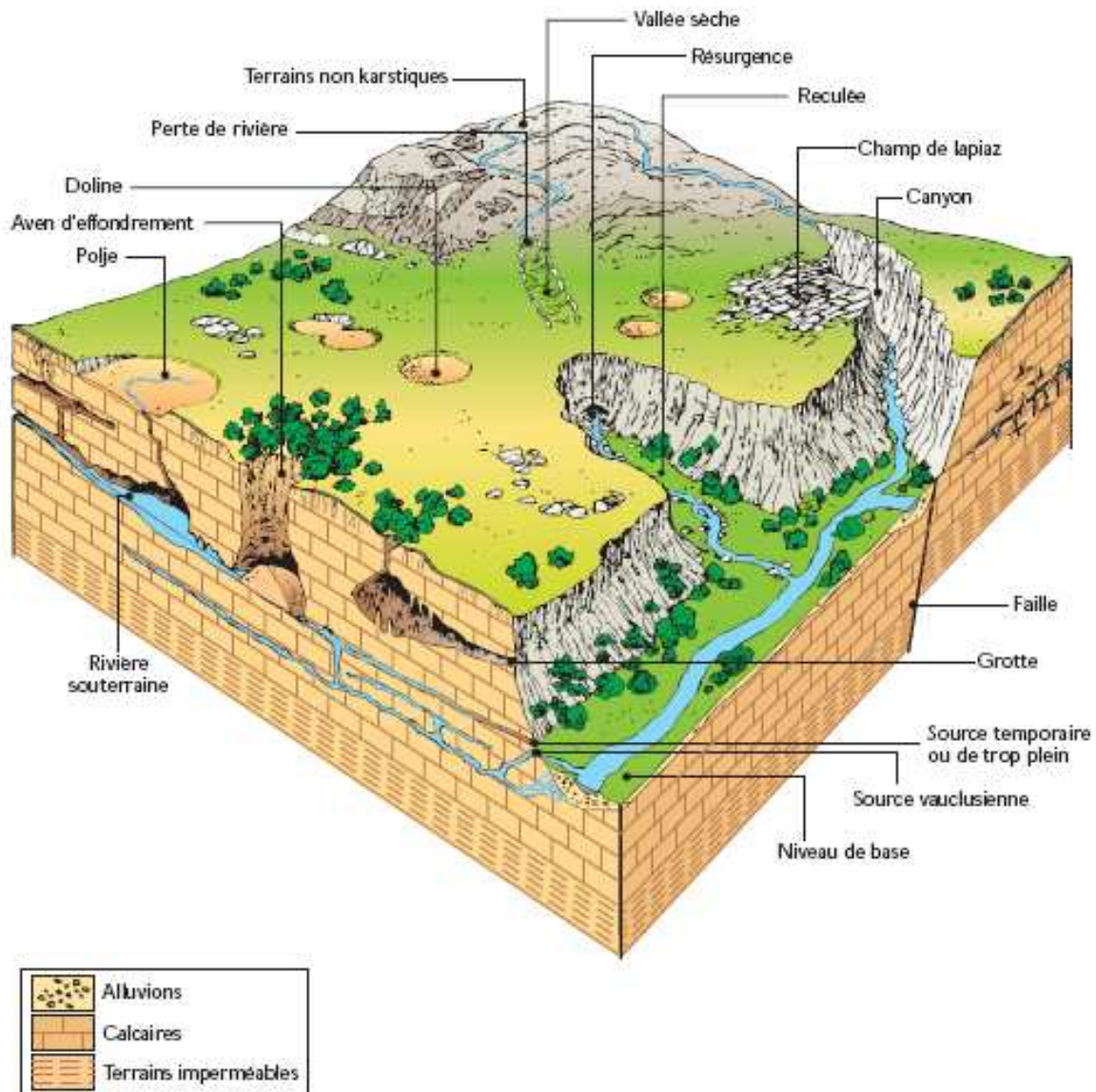
1.1.1 Définition du karst

Proposer une définition simple et unique du karst en tant que concept n'est pas chose aisée. Plusieurs disciplines utilisent en effet couramment ce terme qui ne sous-entend pas les mêmes notions selon la branche dans laquelle il est employé. Sa définition a de plus évolué depuis sa création, généralement en fonction des progrès faits en matière de description des phénomènes naturels associés au développement de nouvelles méthodes d'investigation.

A l'origine, le mot karst vient de la traduction allemande du mot slovène Kras, qui désigne la région comprise entre le golfe de Trieste, la vallée de la Vipava, la vallée de la Raša et le secteur de la Rečka (BIGNOT, 1972). Cette région est un plateau calcaire de basse altitude dont la surface présente une morphologie particulière de vallées sèches, de dépressions fermées et est caractérisée par des manifestations géographiques typiques : gouffres, grottes, rivières souterraines. Un deuxième terme fortement dérivé du mot karst est très vite apparu pour décrire les phénomènes (physiques et chimiques) mis en jeu pour créer les formes karstiques particulières : la karstification (CVIJIC, 1960 ; CORBEL, 1957, 1959 ; GEZE, 1965, 1973, RENAULT, 1969).

1.1.1.1 Les différentes visions du karst

Les paysages karstiques (Figure 1.1) ont intéressé en premier lieu les géomorphologues qui en ont fait une description avant tout basée sur l'étude des paramètres géographiques tels que le climat et la morphologie des reliefs. Cette approche s'est principalement focalisée sur la description des formes de surface (exokarst), l'objectif étant de décrire la formation des karsts et leur évolution dans le temps (karstogénèse). Elle s'appuie sur deux grandes théories pour expliquer la karstogénèse, l'une basée sur des cycles d'érosion (Anglo-saxons), l'autre basée sur une théorie climatique de la karstification (France, CORBEL 1957). Cependant, l'approche géomorphologique reste limitée. D'une part, elle ne prend pas en compte les phénomènes physiques qui permettent d'expliquer la formation et l'organisation des karsts et d'autre part, elle reste éloignée des objectifs de l'hydrogéologie où la caractérisation des écoulements dans le karst est le sujet central.



Agence de l'Eau - 1999

Figure 1.1. Paysages karstiques (AGENCE DE L'EAU, 1999).

La deuxième vision est celle des spéléologues dont l'approche se base (et se limite) sur la description des formes souterraines (endokarst), représentées par les cavernes et les réseaux pénétrables par l'homme. Les principales limites de cette vision proviennent du fait que les zones accessibles à l'homme ne représentent qu'une infime partie du massif karstique. Les informations collectées par l'observation dans les grottes, particularités du karst par définition, ne peuvent être généralisées à l'ensemble du massif karstique. De plus, il est très restrictif de limiter l'étude des écoulements dans ces systèmes aux seuls lacs et rivières souterraines bien qu'ils offrent souvent une vision spectaculaire des ressources en eau

présentes dans les massifs calcaires. Cependant, les observations spéléologiques peuvent être une source d'informations sur la karstification, à condition qu'elles soient replacées dans un contexte hydrogéologique, c'est-à-dire prises en complément d'informations beaucoup plus globales sur l'ensemble des phénomènes physico-chimique qui accompagnent les transferts d'eau et de gaz dans le massif karstifié.

L'approche la plus globale est celle qui s'intéresse à chacun des phénomènes (climatique, géologique, structural, physique et chimique) qui agissent en commun pour produire des formes karstiques, en essayant de comprendre toutes les interactions qui peuvent exister entre chacune des phases en contact dans le massif. Cette approche, qui peut être définie par le terme d'approche systémique, s'appuie donc sur la relation fondamentale entre les écoulements et la karstification, et permet d'expliquer l'organisation et la hiérarchisation des vides au sein du système karstique (MANGIN, 1975, 1978). Pour les ressources en eau, cette approche s'oppose aux seules rivières souterraines et fait appel à la notion d'aquifère.

1.1.1.2 Le karst vu par les hydrogéologues

GEZE (1973), l'un des premiers chercheurs hydrogéologues français à s'intéresser au karst, en donne la définition suivante : *«région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques»*. Le nom de karst est généralement donné à des roches carbonatées, qui possèdent des propriétés chimiques et physiques particulières. A l'heure actuelle, la vision hydrogéologique du karst suit essentiellement deux approches : l'approche structurelle et l'approche fonctionnelle. L'approche structurelle, principalement représentée par l'école suisse, repose sur l'adaptation de la démarche hydrogéologique traditionnelle à l'étude des aquifères karstiques. Une autre approche, l'approche fonctionnelle, développée, entre autres, au Laboratoire Souterrain de Moulis, considère que l'approche traditionnelle ne permet pas de rendre compte de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques (MANGIN, 1975). L'approche fonctionnelle, basée sur l'analyse systémique, considère que l'aquifère karstique est caractérisé par son fonctionnement. Les techniques d'analyses développées sont les analyses corrélatoires et spectrales (BOX & JENKINS, 1976 ; MANGIN, 1984, les analyses en ondelettes, les analyses fractales, et des modèles de simulation pluie-débit linéaires et non linéaires récemment utilisés (LABAT *et al.*, 1999 ; LABAT *et al.*, 2000a, 2000b ; LABAT *et al.*, 2002a, 2002b). L'ensemble de ces méthodes d'analyse permet d'avoir

une bonne connaissance et une bonne compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques. Cependant, les techniques de simulation des relations non-linéaires (pluie-débit) restent encore à développer.

BAKALOWICZ (1979) s'appuie sur les phénomènes physico-chimiques qui régissent la formation du karst afin d'en donner une définition. Selon lui, le karst est un paysage résultant de processus particuliers d'érosion (la karstification). Ces processus sont commandés par la dissolution des roches carbonatées (calcaires et dolomies) constituant le sous-sol des régions concernées. C'est l'eau de pluie infiltrée dans ces roches qui assure cette dissolution. L'eau acquiert l'acidité nécessaire à la mise en solution de la roche en se chargeant de gaz carbonique (CO₂) produit dans les sols par les végétaux et les colonies bactériennes. Le paysage de surface, constitué en général de dépressions fermées (appelées dolines, pour les petites, et poljés, pour les plaines d'inondation), est associé à un paysage souterrain, dont les grottes et les gouffres parcourables par l'homme font partie.

Le karst est par conséquent un paysage original, créé par les écoulements d'eau souterraine. L'eau circule en son sein, s'y accumule et émerge par des sources aux débits souvent considérables, mais très fluctuants dans le temps (Fontaine de Vaucluse, débit moyen : 20 m³/s ; source de la Loue, débit moyen : 10,8 m³/s). Le karst est donc également un aquifère : l'aquifère karstique.

1.1.2 Principes de la karstification

Comprendre le fonctionnement d'un aquifère karstique c'est donc s'intéresser aux propriétés des roches encaissantes tout en étudiant les interactions qui existent entre les différentes phases (solides, liquides et gazeuses) du système karstique. Le processus de karstification dépend donc essentiellement de 2 paramètres :

- les propriétés inhérentes aux roches carbonatées,
- l'action de la circulation des fluides (eau et gaz carbonique essentiellement) qui est le siège de la dissolution et de l'érosion mécanique (la karstification *ss*).

1.1.2.1 Les propriétés des roches carbonatées

Les propriétés de roches carbonatées sont diverses et variées (composition chimique, texture, structure, propriétés chimiques et physiques, fissuration, etc.), mais nous n'allons retenir que celles qui intéressent principalement la karstification : les propriétés chimiques et physiques.

Le Tableau 1.1 liste les principaux minéraux carbonatés en indiquant le système dans lequel ils cristallisent, leur constante de solubilité ainsi que le radius du cation associé au carbonate. D'un point de vue chimique, les roches carbonatées sont caractérisées par une faible solubilité à la pression partielle de CO₂ atmosphérique, voisine de 15 mg/l pour le carbonate de calcium. De ce fait, la dissolution du carbonate de calcium est une véritable attaque acide à l'aide du CO₂, et non une simple mise en solution.

Tableau 1.1. Minéralogie et solubilité de certains carbonates. $-\log K$ de *NORDSTROM et al. 1990* ; Radii des cations de *DOWTY, 1999*.

Trigonal	Formule	$-\log K$	Radius du cation (Å)	Orthorhombic	Formule	$-\log K$	Radius du cation (Å)
Calcite	CaCO ₃	8,48	1,12	Aragonite	CaCO ₃	8,34	1,12
Magnésite	MgCO ₃	8,24	0,72	Strontianite	SrCO ₃	9,27	1,18
Rhodochrosite	MnCO ₃	11,13	0,84	Witherite	BaCO ₃	8,56	1,42
Sidérite	FeCO ₃	10,89	0,74	Cerussite	PbCO ₃	13,1	1,18
Smithsonite	ZnCO ₃	10,01	0,83				
Otavite	CdCO ₃	13,74	0,99				
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	17,09					

D'un point de vue physique, les roches carbonatées sont caractérisées par les propriétés suivantes :

- un comportement cassant (roches compétentes), qui fait que les roches carbonatées ont largement tendance à se fracturer, plutôt qu'à se déformer de manière plastique (sous des conditions de température et de pression assez faibles),
- une porosité secondaire liée à la fissuration qui représente 1 à 2 %. La perméabilité secondaire qui en résulte est de l'ordre de 10^{-7} m.s⁻¹ (MANGIN, 1988).

Cependant, les propriétés physico-chimiques des roches carbonatées ne sont pas suffisantes pour la mise en place de vides de grande taille. En effet, la karstification est causée par l'action érosive de l'eau qui s'est chargée en CO₂. Ce phénomène de dissolution par attaque acide induit une perméabilité tertiaire hétérogène, qui peut atteindre ou dépasser 10^{-2} m.s⁻¹ (KIRALY, 1975), conférant aux roches carbonatées de fortes potentialités en tant que réservoir.

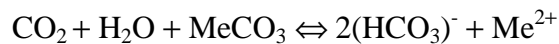
1.1.2.2 *Le processus de karstification*

Au cours de la circulation des eaux, la dissolution et, dans une moindre mesure, l'érosion mécanique sont les deux processus fondamentaux de la karstification.

Nous l'avons vu, la solubilité des roches carbonatées est très faible dans l'eau pure, dans des conditions normales de température et de pression (25 °C, 1 atm.). La dissolution des roches carbonatées n'est donc pas possible dans l'eau pure. Il faut alors invoquer un paramètre supplémentaire pour expliquer l'action dissolvante des eaux en milieu karstique : le CO₂. En effet, le CO₂ dissous dans l'eau (l'anhydride carbonique H₂CO₃ = CO_{2aq}) accroît fortement les possibilités de dissolution des minéraux carbonatés. Dans les eaux karstiques, le CO₂ dissous peut avoir plusieurs origines :

- Le sol pédologique (ou pédosphère) où l'activité biologique et bactériologique produit du CO₂ soit par dégradation de la matière organique soit par respiration racinaire,
- Les circulations d'air chargé en CO₂ dans les milieux souterrains,
- Un dégazage d'origine profonde ou volcanique (Source du Lez, MARJOLET et SALADO, 1976 ; Source de Termes, BOUCHAALA, 1991).

Une fois chargées en anhydride carbonique, les eaux sont capables de dissoudre les roches carbonatées, suivant une réaction triphasique (roche carbonatée, eau et CO₂) dont la formulation est la suivante (Équation 1-1) :



Équation 1-1. Formulation générale de la dissolution de roches carbonatées.

où Me représente un cation divalent, Ca ou Mg généralement.

La dissolution du carbonate est alors directement fonction de la teneur de l'eau en anhydride carbonique dont la mise en solution est thermodépendante comme le montre la Figure 1.2 pour la dissolution du carbonate de calcium (CaCO₃).

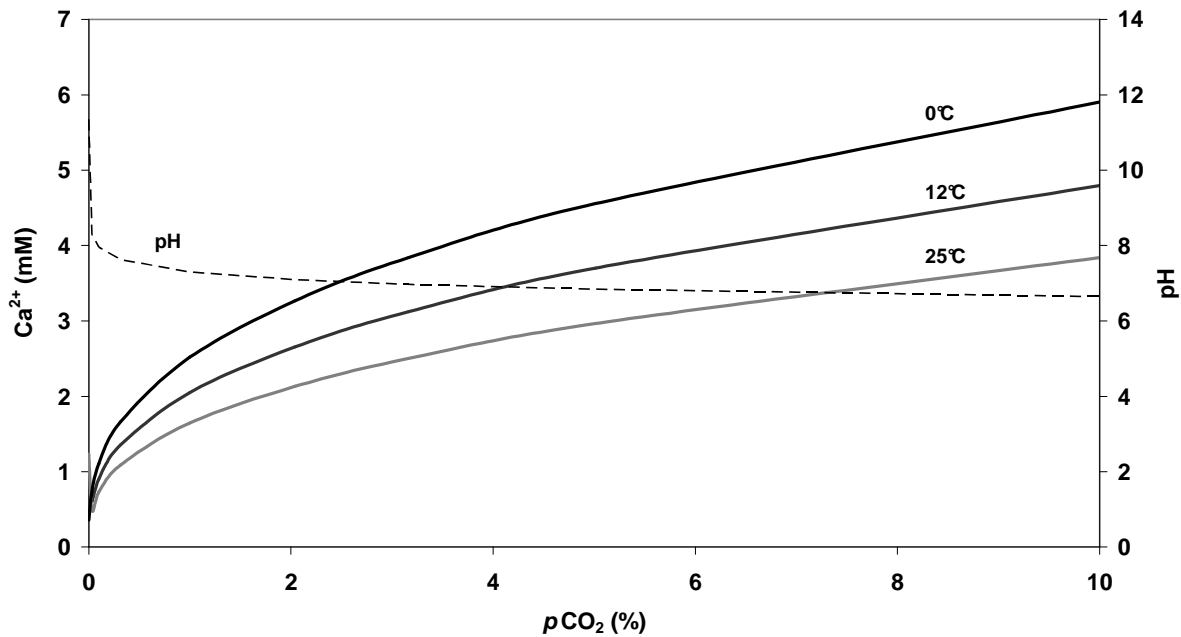


Figure 1.2. Solubilité de la calcite (CaCO_3) dans l'eau pure en fonction de la $p\text{CO}_2$ à 0°C , 15°C et 25°C , calculée par Phreeq-C. Evolution du pH de la solution au cours de la dissolution de calcite.

L'Équation 1-1 représente le bilan du système calco-carbonique (ROQUES, 1962 ; BAKALOWICZ, 1979) dont la chaîne de réaction est détaillée au Chapitre 4.1. La complexité de la karstification réside dans le fait que la cinétique de ces réactions est différente et dans la compétition entre la vitesse de dissolution et la dynamique des écoulements. Il faut rajouter qu'en plus du CO_2 dissous, la circulation d'eau est nécessaire pour que la karstification soit possible, car une fois saturées les eaux ne sont plus agressives. Le potentiel de karstification est alors défini comme une condition nécessaire et suffisante pour qu'il y ait karstification. Cette condition repose principalement sur le gradient hydraulique imposé par un niveau de base, la teneur en CO_2 dissous et la quantité de flux.

Enfin, une dernière particularité de la karstification est le phénomène d'auto-organisation des vides. En effet la circulation d'eau, par les fissures ou par la perméabilité intrinsèque de la roche, crée des vides qui facilitent le drainage. Ce drainage permet ensuite l'intensification de la dissolution et donc l'accroissement des vides suivant le chemin d'écoulement préférentiel. La karstification peut être simulée par un phénomène de diffusion limité par agrégation. Cette auto-organisation des vides permet la hiérarchisation des vides et « l'élaboration de tout un réseau de drainage souterrain » (MANGIN, 1975) qui définit un système karstique.

Bien que très réduite, l'érosion mécanique est aussi bien causée par la pesanteur (effondrement, éboulement) que par la circulation d'eau, éventuellement chargée de matières en suspension. Ainsi, l'érosion mécanique interagit étroitement avec la dissolution, puisque l'élargissement de certains vides augmente la circulation d'eau facilitant la dissolution, et inversement.

1.1.3 Structure et fonctionnement de l'aquifère karstique

1.1.3.1 Modèle structural du magasin

Certain auteurs (DROGUE, 1969, 1974 ; KIRALY, 1975 ; GRILLOT, 1979) ont montré que *le contexte structural contrôle largement la mise en place et l'évolution de l'aquifère karstique*. Cette approche relativement ancienne de l'étude du karst repose sur une analyse statique de l'aquifère définissant le modèle structural du magasin. L'analyse qualitative permet de confronter les orientations des structures cassantes et les orientations préférentielles des réseaux karstiques (GRILLOT, 1979) alors que l'analyse quantitative permet d'étudier la densité, la fréquence directionnelle et la longueur des fractures. Seulement, KIRALY (1975) notait que *de la variation de dimension des discontinuités découle la variation de perméabilité, très dépendante de l'échelle d'observation*. La porosité moyenne d'un tel milieu est donc une notion difficile à cerner vu l'hétérogénéité spatiale des valeurs. La majeure partie de la porosité est constituée de vides non connectés (porosité occluse) et de vides connectés permettant la circulation des fluides (porosité effective), dont une infime partie correspond au réseau pénétrable par l'homme. Les hydrogéologues ont donc rapidement pressenti les limites de l'étude statique des aquifères karstiques en soulignant le fait qu'ils sont le résultat de l'histoire géologique d'un massif mais aussi de l'évolution des écoulements.

1.1.3.2 Organisation subverticale de l'aquifère karstique

Du point de vue dynamique, DROGUE (1963) a proposé un modèle d'organisation des écoulements qui distingue deux modalités de circulation différentes :

- Un ensemble capacitif constitué de blocs de matrice calcaire à microporosité et microperméabilité de fissures qui confèrent à l'aquifère sa fonction capacitive.

➤ Un système drainant où des conduits karstiques majeurs de forte transmissivité draine l'ensemble du système vers l'exutoire.

Ce modèle est celui d'un aquifère évolué qui, en raison de son hétérogénéité, peut être subdivisé en différents sous-systèmes rapportés aux modalités d'infiltration. MANGIN a proposé dès 1975 un schéma de l'aquifère karstique qui satisfait encore aujourd'hui les spécialistes de la discipline (Figure 1.3).

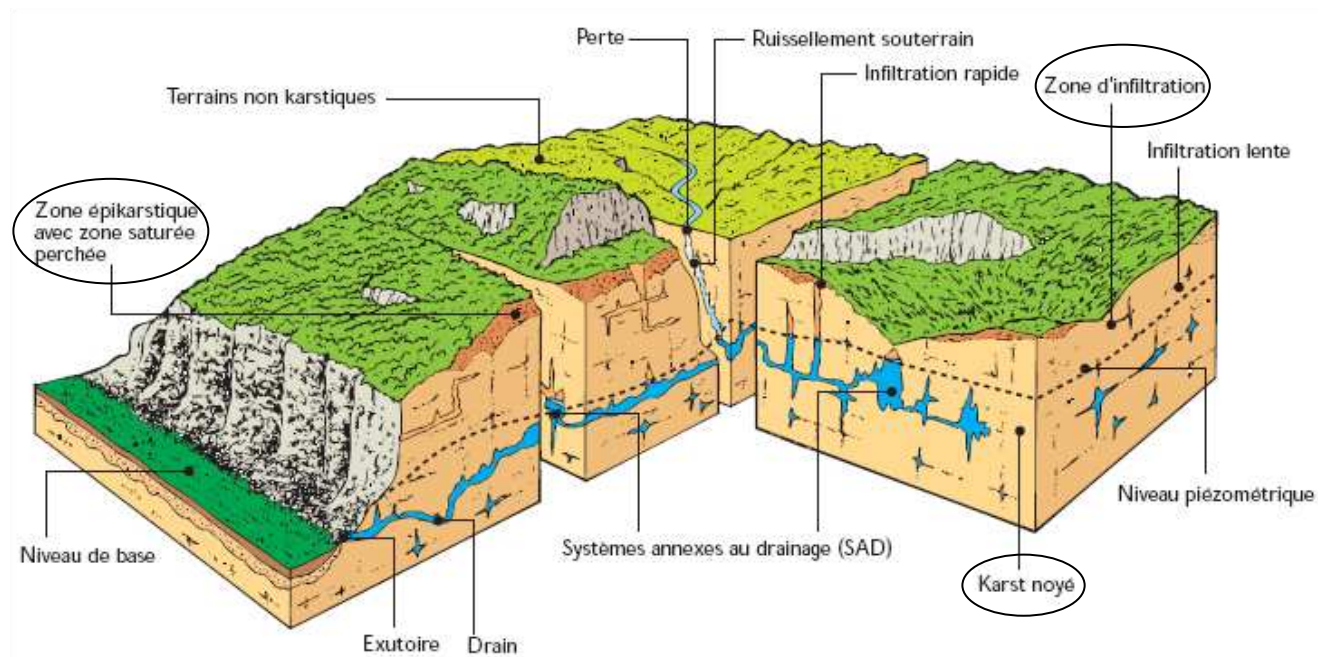


Figure 1.3. L'aquifère karstique d'après MANGIN (1975).

L'organisation de l'aquifère karstique se définit en deux zones principales ; distinction qui repose sur la définition générale de tout aquifère libre :

- une zone d'infiltration ou zone non saturée,
- une zone noyée ou zone saturée.

➤ **La zone non saturée** : Ce compartiment correspond à la zone d'infiltration des eaux qui alimentent l'aquifère karstique. La composante verticale des écoulements est prédominante et la différence de perméabilité observée entre les premiers mètres du massif et les formations sous-jacentes permet de différencier deux sous-systèmes particuliers :

- **L'épikarst** : Il correspond à la zone superficielle très perméable du massif karstique dont l'épaisseur ne dépasse guère 15 mètres. En effet, l'action des facteurs météoriques, l'érosion mécanique racinaire et la décompression superficielle (processus de décharge lithostatique)

sont des facteurs de dégradation qui se rajoutent à la fracturation originelle. En raison des forts contrastes de porosité existant entre le réseau de fractures de l'épikarst et la roche sous-jacente, cet horizon peut présenter un niveau capacitif où peuvent se constituer des réserves temporaires. La vitesse de transit de l'eau va conditionner l'organisation des écoulements du massif. En effet, si l'infiltration est rapide, le potentiel de karstification sera introduit plus en profondeur dans le système. En revanche, si l'infiltration est lente et retardée, l'étendue de la karstification sera plus limitée dans le massif. Du fait de la proximité du sol, l'épikarst subit les influences des processus biogéochimiques (BLAVOUX et MUDRY, 1986 ; LASTENNET, 1994 ; BAKALOWICZ, 1995 ; EMBLANCH, 1997). Les écoulements qui transitent par ce compartiment sont toujours diphasiques ce qui accentue l'influence de l'atmosphère du sol sur les conditions d'équilibres de l'eau dans son milieu encaissant. Enfin, l'épikarst se situant au sommet des massifs carbonatés, il subit directement les effets de l'érosion et du démantèlement, très actifs sous latitudes tempérées. Il est alors souvent comblé par des formations de remplissage sablo-argileuses qui tendent à modifier les modalités de l'infiltration.

- **La zone d'infiltration** : cette partie de l'aquifère karstique global est le siège d'un ruissellement souterrain. Elle peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et le soutien à l'étiage de certain karst (PUIG, 1987 ; LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997). L'infiltration peut être rapide ou retardée.

➤ **La zone saturée** : Le karst noyé est constitué par des sous-systèmes indépendants à forte capacité de stockage reliés entre eux par un réseau de drainage (MANGIN, 1975). C'est dans ce compartiment que se constitue l'essentiel des réserves du système karstique, cette nappe assurant les transferts entre la zone d'infiltration et l'exutoire.

1.1.3.3 Fonctionnement de l'aquifère karstique

La notion dynamique apparaît capitale dans l'étude du karst car, comme le soulignait BAKALOWICZ en 1979, « *l'aquifère karstique est caractérisé par une corrélation entre sa structure et son fonctionnement* ». L'aquifère karstique est en effet le seul type d'aquifère où c'est la circulation d'eaux dans la formation géologique qui façonne les vides de l'aquifère et induit des caractéristiques aquifères spécifiques. De ce constat découle la nécessité d'étudier le karst en tant qu'aquifère, non plus à partir de ces caractéristiques intrinsèques mais en fonction de ses effets. Cela conduit à introduire le concept de *système karstique*, les lois

phénoménologiques employées pour décrire le système ne traduisant pas forcément des faits physiques réels (MANGIN, 1975). Plusieurs schémas fonctionnels ont alors été proposés et améliorés notamment par MANGIN (1975), BEZES (1976), LASTENNET (1994), EMBLANCH (1997) afin de conceptualiser le fonctionnement des aquifères karstiques.

De manière globale, le fonctionnement hydrodynamique du système karstique peut être schématisé de la façon suivante (Figure 1.4) :

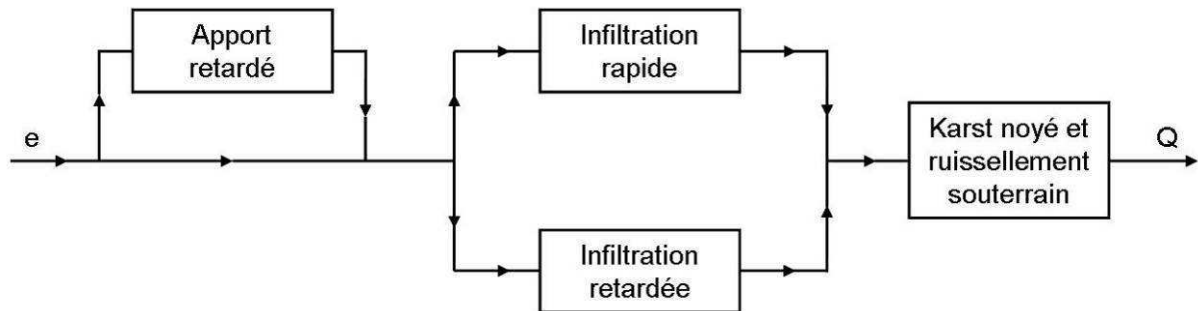


Figure 1.4. Schématisation du fonctionnement d'un aquifère karstique selon MANGIN (1975).

En suivant le cheminement de l'eau, l'aquifère karstique se caractérise tout d'abord par des phénomènes de retardement dans l'alimentation. Le ruissellement de surface, la couverture neigeuse ou l'alimentation par un autre système karstique sont les trois facteurs qui peuvent étaler les apports dans le temps et ainsi allonger les périodes de crues sans nécessairement augmenter leur amplitude. Ces trois processus présentent cependant des différences : La neige correspond à un phénomène temporel saisonnier (rétention des eaux d'alimentation durant l'hiver) alors que les deux autres processus de retardement sont des phénomènes spatiaux qui concentrent souvent les apports en un point.

Dans la partie supérieure du karst, l'infiltration se rapporte à deux modalités bien distinctes respectivement relatives à l'infiltration rapide et à l'infiltration retardée. Selon MANGIN (1975) le potentiel de succion n'intervient que pour des fissures ne dépassant pas le centimètre d'ouverture. Au-delà, l'écoulement peut être rapporté à du ruissellement. Certaines de ces fissures, continues sur une grande profondeur et élargies par la karstification, vont constituer de véritables drains de l'infiltration. C'est par leur biais qu'est assurée l'infiltration rapide ; de courte durée en l'absence de recharge. Les fissures de dimensions plus restreintes, de même que les vides de la porosité, sont le domaine d'un écoulement diphasique (air et eau) qui forme l'essentiel de l'infiltration retardée. Les volumes que représente cette infiltration retardée peuvent être très importants.

Dès que l'écoulement, jusqu'alors essentiellement vertical, arrive à des profondeurs suffisantes (proches de la zone noyée de l'aquifère karstique) il tend à suivre un cheminement généralement plus horizontal. Ce drainage se structure selon un véritable réseau vers l'aval du système karstique. La constitution d'une réserve karstique, et donc d'un karst noyé, dépend alors essentiellement de la zone d'évacuation qui détermine les possibilités de sortie des eaux introduites dans le karst. La mise en réserve, qui se constitue généralement vers l'aval des systèmes karstiques, sera d'autant plus importante que l'évacuation est entravée. Les systèmes annexes au drainage (SAD Figure 1.3, éléments du karst noyé) jouent un rôle important dans la conduite des écoulements au sein de la partie inférieure du karst. Ils peuvent constituer soit une zone d'alimentation soit une zone de drainage suivant qu'ils se développent respectivement à proximité ou loin de l'exutoire. Les SAD situés en zone intermédiaire connaîtront une alternance alimentation-drainage lors de chaque crue. Ce phénomène présente une grande incidence sur la karstification car, en période de crue, les SAD peuvent recevoir un apport d'eau nettement sous-saturée favorisant ainsi l'attaque chimique de l'encaissant. La connaissance des SAD constitue encore aujourd'hui un axe de recherche et la compréhension de leur fonctionnement a été approfondie grâce à de nouvelles études faites sur le domaine (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997) comme nous le verrons aux chapitres suivants.

Ce schéma général du fonctionnement hydrodynamique du karst sert généralement de base à toutes les études entreprises sur les milieux karstiques. Seulement, les travaux de recherche menés sur l'épikarst et la zone non saturée (WILLIAMS, 1983 ; LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997 ; PERRIN, 2003 ; AQUILINA, 2004) ont montré que ces deux compartiments jouent un rôle quantitatif et qualitatif important dans la conduite et le marquage chimique des eaux d'infiltration.

1.1.3.4 Evolution de la vision fonctionnelle de l'aquifère karstique

MANGIN (1975) a été le premier à proposer un schéma fonctionnel de l'aquifère karstique présenté en Figure 1.5. Selon l'auteur, le système karstique est composé de deux sous-systèmes, déjà mentionnés dans la description de l'aquifère karstique : La zone non saturée ou sous-système infiltration et la zone saturée ou sous-système karst noyé.

Dans la zone non saturée (ZNS), l'auteur note la présence possible d'aquifères épikarstiques localisés près de la surface et constitués d'une frange de roches altérées et fissurées qui déterminent l'infiltration retardée. La zone d'infiltration sous-jacente est le siège de deux types d'infiltration :

- L'infiltration rapide ou ruissellement souterrain, dans les grandes fractures (ouverture > 1 cm).
- L'infiltration lente, dans les fissures de petite taille.

Dans la zone saturée (ZS), MANGIN (1975) considère que le karst noyé est constitué d'un drain principal (axe de drainage représenté par les rivières souterraines à écoulements rapides et turbulents) assurant la fonction transmissive et de SAD qui assurent la fonction capacitive du système. Il considère que les SAD sont constitués de vide de grande taille, anastomosés, dont la porosité peut atteindre 20 %. Les SAD sont organisés en ensembles bien individualisés, indépendants, mais reliés à l'axe de drainage. Leur localisation correspond aux lieux où la zone d'infiltration concentre des eaux à fort pouvoir de dissolution. Ainsi, les relations entre les SAD et le drain principal peuvent s'effectuer avec de faibles ou de fortes pertes de charges et, suivant la configuration du système, l'axe de drainage peut alimenter les SAD en période de crues, ou bien les SAD peuvent alimenter l'axe de drainage en période d'étiage.

Par la suite, plusieurs auteurs (WILLIAMS, 1983 ; LASTENNET, 1994 ; LASRENNET *et al.*, 1995, 1997 ; EMBLANCH, 1997 ; EMBLANCH *et al.*, 2006 ; PERRIN *et al.*, 2003 ; AQUILINA, 2004) se sont concentrés sur l'étude de la zone non saturée du système karstique car, comme le soulignait MANGIN en 1975 : « *Les mécanismes de transfert et de transit de cette infiltration retardée – i.e. dans la zone non saturée du karst – restent encore peu connus* ».

En 1983, WILLIAMS observait la mise en réserve d'eau dans la zone non saturée, qu'il nomme *zone subcutanée* (subcutaneous zone en anglais), et la création de nappes perchées dans des *couches saturées suspendues*. Le fait nouveau concerne l'observation de *mouvements d'eau latéraux* qui convergent vers des zones plus perméables de la zone non saturée. Il souligne alors l'importance de la *réserve subcutanée* dans le soutien des écoulements de base alors que MANGIN stipulait que les aquifères épikarstiques ne participent à l'écoulement qu'en période de crues.

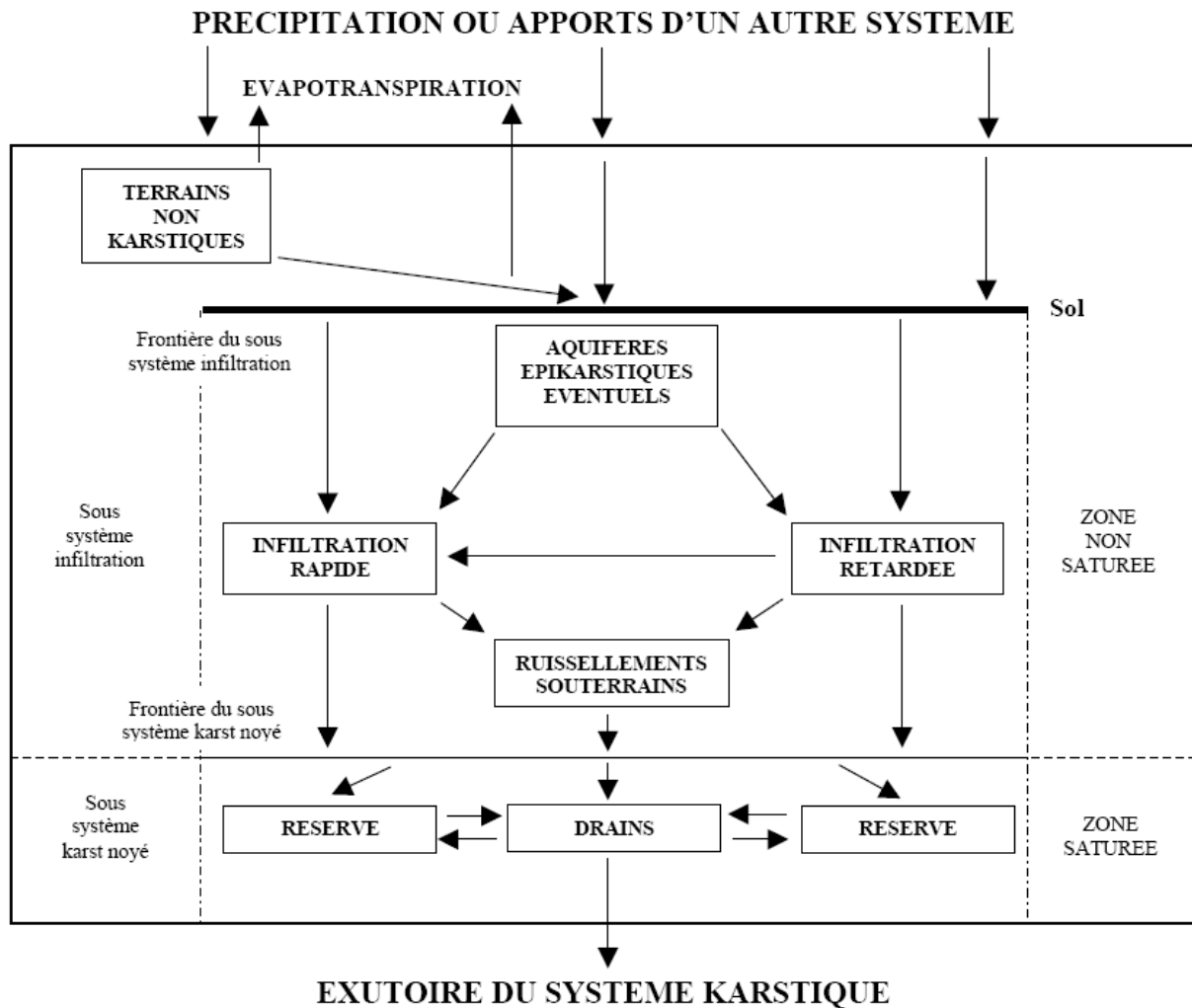


Figure 1.5. Schéma général de fonctionnement des karsts selon MANGIN (1975).

Plus tard, les travaux de LASTENNET (1994) et LASTENNET *et al.* (1995, 1997) sur la structure des karsts dans le Vaucluse ont montré que dans les aquifères karstiques fortement hiérarchisés ayant des zones épikarstiques et d'infiltration développées, une part importante des écoulements à l'exutoire provient de la zone non saturée. Cette contribution permanente (appelée *réserve suspendue* par l'auteur) grâce à un drainage précoce et efficace permet de recharger des secteurs perméables en amont du système. Le potentiel hydraulique est alors transmis à partir de ces secteurs dans les conduits karstiques jusqu'à l'exutoire. Ceci entraîne que les zones annexes dans la partie basse du système sont mal drainées avec pour conséquence un colmatage accru et des discontinuités hydrauliques importantes. Ces sous-systèmes ne se vidangent que lentement et seulement en période d'étiage. Leur recharge

provient soit des drains lors de fortes mises en charge soit elle est locale si l'organisation du sous-système le permet.

Partant de ce constat, EMBLANCH (1997) et EMBLANCH *et al.* (2006) ont proposé un schéma fonctionnel de l'aquifère karstique (Figure 1.6) proche de celui proposé par MANGIN (1975) et BAKALOWICZ (1979) mais donnant un rôle beaucoup plus important à l'épikarst et à la zone non saturée de l'aquifère. En effet, selon ces auteurs, les écoulements liés à ces deux sous-ensembles sont réduits dans le temps aux périodes de crues et disparaissent plus ou moins rapidement. Ils laissent alors place à l'étiage hydrodynamique ou tarissement caractérisé par la seule participation du réservoir final (avec toutes les connexions hydrauliques que sont les SAD). L'étude d'EMBLANCH (1997), comme celle de LASTENNET (1994) précédemment citée, a mis en évidence un soutien d'étiage permanent des eaux provenant de la zone non saturée de l'aquifère karstique. Cela implique que, pour les systèmes étudiés (dont la zone non saturée est épaisse) et sous un climat caractérisé par l'absence de période sans précipitation significative supérieure à quelques mois, le tarissement n'est jamais atteint. De plus, des précisions ont été apportées sur le fonctionnement de la zone noyée. En effet, à la Fontaine de Vaucluse, lors des montées de crues, EMBLANCH observe une arrivée d'eau à long temps de séjour (enrichie en carbone 13 et en magnésium) dans la zone noyée. Il propose alors deux hypothèses pour expliquer ce phénomène :

➤ Soit il y a coexistence de plusieurs zones noyées emboîtées, idée déjà évoquée par MANGIN (1975), ou encore fonctionnement des réserves suspendues proposé par LASTENNET (1994). L'ensemble de ces zones noyées est soumis à l'infiltration (rapide et lente) permettant les fortes mises en charge lors des montées de crues. Certaines d'entre elles ont cependant un fonctionnement par trop plein et ne participent massivement à l'écoulement que de façon ponctuelle. Il en résulte un temps de séjour moyen de l'eau important. Ces compartiments de la zone noyée se différencient des SAD du fait de l'absence de communication hydraulique avec les drains terminaux hors période exceptionnelle.

➤ Soit il s'agit d'une même zone noyée, mais on peut, lors de fortes mises en charge, mobiliser momentanément de l'eau issue d'une fracturation de deuxième ordre, qui n'est habituellement pas mobilisée. Cette fracturation se caractérise par la prédominance de sa fonction capacitive sur sa fonction transmissive (l'inverse pour la fracturation de premier

ordre). Comme précédemment, cette fracturation de deuxième ordre ne peut être assimilée aux SAD selon MANGIN (1975) puisqu'il notait que : *Les SAD ne sont absolument pas synonymes de réseau de fentes, de fissures. Il existe à leur niveau des cavités de grandes dimensions.*

Il est fort probable que les deux phénomènes coexistent. On en arrive alors au schéma présenté en Figure 1.6 qui simplifie artificiellement la réalité mais dont le principe de fonctionnement est intéressant. A côté des drains, on distingue une fracturation de premier ordre qui en plus de sa fonction transmissive possède une fonction capacitive et une fracturation de second ordre caractérisée par sa fonction capacitive principalement. Mais dans la réalité, si on hésite à parler de continuité, il existe tout de même une multitude d'intermédiaires. En effet, la fracturation de premier ordre qui est drainée par les drains principaux, joue elle-même le rôle de drain pour la fracturation de deuxième ordre.

EMBLANCH (1997) précise que ce schéma de fonctionnement est modulable en fonction des caractéristiques du système étudié. Sur certains systèmes de taille réduite, la zone noyée peut être unique et ne pas posséder de SAD. Par contre, sur de très grands systèmes, on peut multiplier les zones noyées et les SAD.

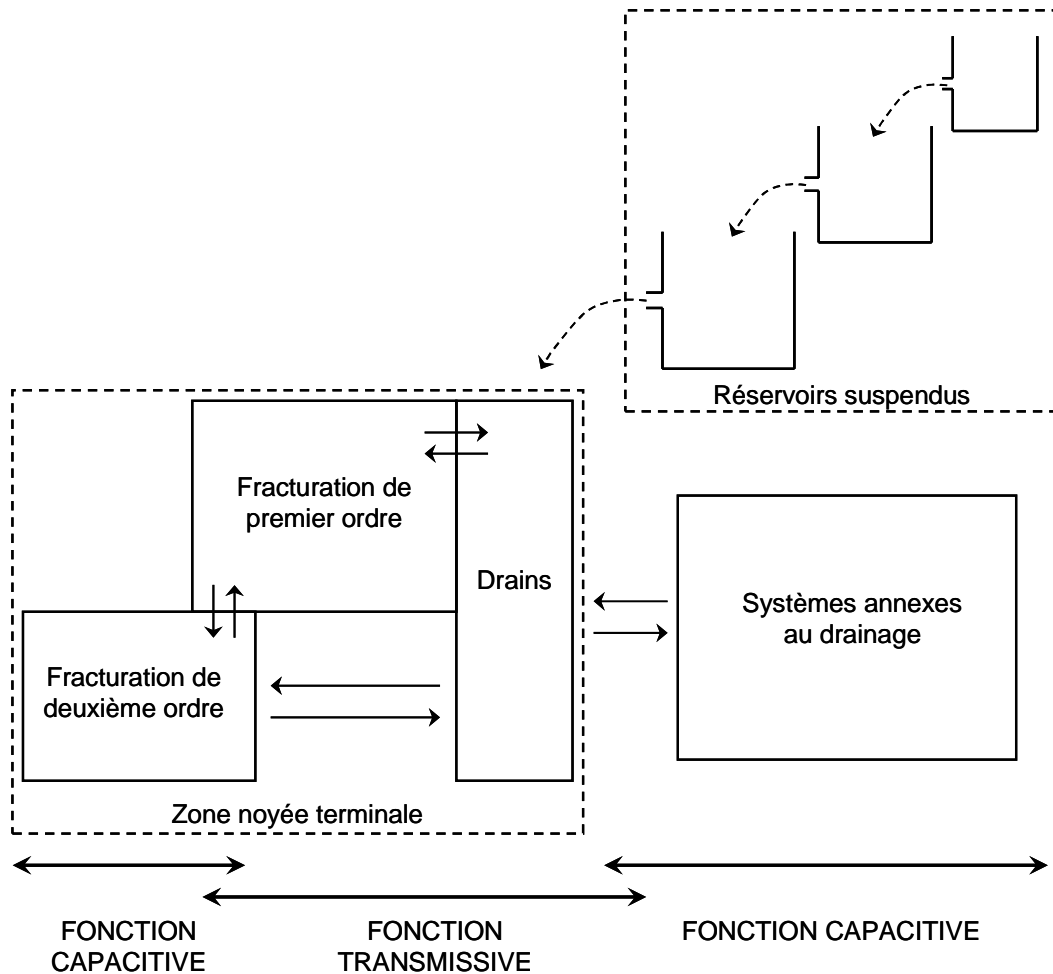


Figure 1.6. Schéma de fonctionnement des aquifères karstiques selon EMBLANCH (1997).

PERRIN (2003) a concentré ses recherches sur l'épikarst en travaillant sur le site test de Milandre, en Suisse. Il a montré que le sol et les *sous-systèmes épikarstiques* ont une importante capacité de stockage. Selon l'auteur, le sol joue un rôle important de mélange des eaux à cause du stockage d'eau capillaire. Les eaux qui atteignent l'épikarst sont alors déjà chimiquement tamponnées même si la réponse hydraulique est très rapide. L'épikarst sert alors de zone de stockage et distribue les eaux soit avec une composante d'écoulements de base (lents) soit avec une composante d'écoulements rapides. Suivant ce modèle conceptuel, la zone saturée est principalement caractérisée par sa fonction transmissive au travers d'un réseau de conduits bien développés.

Ces résultats ont été confirmés par AQUILINA (2005) qui a travaillé sur des sources karstiques du Sud de la France. L'auteur a en effet constaté un comportement similaire des quatre systèmes étudiés, chacun caractérisé par un contexte géologique différent. Il souligne

le rôle majeur des aquifères épikarstiques dans le fonctionnement de la recharge karstique qui semble avoir été sous-estimé dans les précédentes études (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997 ; PERRIN, 2003 ; AQUILINA, 2005).

Cette étude bibliographique chronologique (non exhaustive) montre bien l'évolution des connaissances sur le fonctionnement des systèmes karstiques en rapport avec l'augmentation des moyens d'investigation de ces aquifères complexes. Une place de plus en plus importante est allouée au rôle de la zone non saturée qu'on pensait ne participer aux écoulements à l'exutoire que très temporairement en période de fortes crues, et qui semble, en réalité, soutenir l'écoulement même en période d'étiage. Les connaissances sur les eaux de la zone non saturée et de l'épikarst en particulier sont cependant acquises souvent de manière indirecte à cause d'une contrainte évidente d'accès à ces écoulements.

1.1.3.5 Modélisation du fonctionnement de l'aquifère karstique

La caractérisation des écoulements aux exutoires du système karstique, associée à l'étude des précipitations sur le bassin versant hydrogéologique est en général le point de départ de la simulation du fonctionnement du système. La modélisation des hydrogrammes aux sources karstiques peut être réalisée suivant deux méthodes bien distinctes : les modèles physiques ou mathématiques et les modèles globaux avec deux différentes approches que sont les modèles « boîte noire » (ou aujourd'hui « boîte grise ») et les modèles réservoirs.

Les modèles mathématiques sont utilisés de la même manière pour les aquifères poreux et pour les aquifères fracturés. Ils permettent de représenter les conditions d'écoulements dans la zone saturée des aquifères karstiques avec un réseau de conduits et de fractures et une matrice poreuse. Trois types de modèles permettent de considérer différents degrés de complexité : les modèles « linéaires ou continus », les modèles discrets et les modèles à double porosité. Ces modèles sont supposés représenter toutes les caractéristiques physiques de l'aquifère. C'est pourquoi ils ne peuvent présenter de bons résultats que lorsque la géométrie et les propriétés physiques de l'aquifère sont très bien connues ce qui n'est généralement pas le cas pour des aquifères karstiques qui présentent de fortes hétérogénéités. De plus, les paramètres de ces modèles ne sont généralement pas constants à l'échelle locale. Des exemples montrent tout de même de bons résultats pour la simulation d'hydrogrammes aux sources et, dans certains cas, pour le calcul des niveaux piézométriques en certains points des aquifères (KARAM, 1989 ;

JEANNIN, 2001 ; SCANLON *et al.*, 2003 ; RAHNEMAEI *et al.*, 2005 ; PETERSON et WICKS, 2006). Mais les modèles mathématiques basés sur les propriétés physiques des aquifères peuvent très difficilement être utilisés en contexte karstique en raison de l'hétérogénéité de ces systèmes qui demanderait un nombre trop important de données à une distribution spatiale trop fine. Les modèles couramment utilisés tel que MODFLOW par exemple ne sont pas adaptés pour simuler le fonctionnement des aquifères karstiques.

Pourtant, la simulation du fonctionnement des aquifères karstiques est souvent une nécessité, à la fois pour tester la validité des modèles conceptuels établis à partir des données collectées sur le terrain et afin de prédire les variations de débit ou de la qualité des eaux en fonction des sollicitations pluvieuses ou sous l'effet de pompages. C'est pourquoi les modèles globaux ont été développés et utilisés pour simuler le fonctionnement des aquifères karstiques.

Dans les modèles « boîte noire » ou « boîte grise » la couleur représente le niveau de connaissance du système. La « boîte noire » représente un système totalement inconnu alors que la « boîte grise » représente un système dont une partie est connue et l'autre est obscure (HAO *et al.*, 2006). Ces modèles sont basés sur la déconvolution d'une simple fonction de transfert ou sur une composante de cette fonction plus ou moins complexe. Cette méthode, déjà appliquée à de nombreux systèmes karstiques, est souvent bien adaptée pour décrire les comportements globaux (DENIC-JUKIC et JUKIC, 2003 ; LABAT *et al.*, 2000, 2002 ; LAROCQUE *et al.*, 1998 ; RIMMER et SALINGAR, 2006).

Finalement, les modèles réservoirs, aussi appelés modèles conceptuels, sont basés sur une représentation conceptuelle du fonctionnement de l'aquifère au préalable établie à partir de résultats d'études du comportement dynamique. Ils sont établis à partir d'une simple équation de vidange entre différents réservoirs. Ces réservoirs se remplissent et se vident en transformant les précipitations ou une composante des précipitations en débits. La structure de ces réservoirs est généralement basée sur une fonction de production (transformation de la pluie en écoulements souterrains) et une fonction de transfert qui représente les écoulements dans le système karstique. Ce type de modèle présente les avantages de garder en mémoire les états de saturation en eau (passés) des différents réservoirs et simuler les étapes principales du fonctionnement de l'aquifère. Ces modèles sont classiquement utilisés pour la simulation des débits aux exutoires des systèmes karstiques en utilisant les données de précipitation. (BEVEN et KIRKBY, 1979 ; JAKEMAN *et al.*, 1990 ; PERRIN *et al.*, 2003). Ce type de

modèle a également été testé pour simuler des flux chimiques (LEE et KROTHER, 2001). Les modèles globaux ont été améliorés récemment avec la création de logiciels adaptés (GARDENIA[®], ROCHE et THIERY, 1984 ; VENSIM[®], FLEURY, 2005). Les modèles réservoirs, comme tous les modèles globaux en général, sont particulièrement bien adaptés à la simulation des hydrogrammes aux sources karstiques à partir des données de pluies, à condition que la fonction d'entrée et le fonctionnement du système soient stationnaires.

Chapitre 1.2 Problématique générale et objectifs

Les challenges concernant l'étude du karst reposent aujourd'hui essentiellement sur la compréhension du fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des systèmes karstiques, notamment dans l'épikarst et la zone non saturée. Les chercheurs s'interrogent sur les nouvelles techniques d'investigations à développer pour acquérir une connaissance fine de la géométrie, de l'agencement structural, de la lithologie et des propriétés physiques des milieux karstiques. De plus, il est important de comprendre quels sont les différents types d'eaux qui transitent dans le karst, le moment où chacun de ces types d'eaux participe à l'écoulement à l'exutoire du système ainsi que l'histoire (stockage, conditions d'écoulement, évolution chimique) de ces écoulements dans le massif. Toutes ces considérations prennent une importance capitale pour l'exploitation, la gestion et la protection des ressources en eau des systèmes karstiques ainsi que, comme nous le verrons à la fin de ce chapitre, pour la protection des cavités ornées, la plupart du temps d'origine karstique.

1.2.1 Contraintes associées à l'étude des milieux karstiques

La nature même du karst impose le recours à une méthodologie spécifique pour l'étude de l'organisation des systèmes karstiques dont les points essentiels présentés ci-après sont repris du Guide Technique n°3 édité par l'Agence de Bassin Rhône Méditerranée Corse (BAKALOWICZ, 1999). Cette méthodologie est notablement différente de celle appliquée aux aquifères poreux et fracturés. En effet, dans les milieux poreux et fracturés, les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère peuvent être déterminées sur des sites localisés (forages, puits et piézomètres). La représentativité spatiale de ces sites est connue grâce à la définition d'un volume élémentaire représentatif (VER) et de la géométrie de l'aquifère. Dans les aquifères poreux, il existe une continuité hydraulique entre tous les vides parcourus par l'eau, du fait que les caractéristiques hydrauliques sont peu variables dans l'espace. Trois étapes sont suivies pour caractériser l'aquifère :

- Définition de la géométrie de l'aquifère au moyen de la géologie et éventuellement de la géophysique.

- Définition des caractéristiques hydrauliques locales (porosité, perméabilité, emmagasinement) au moyen d'essais de pompage ; dans un tel milieu homogène, la loi de Darcy est valide en tout point et en tout temps.
- Régionalisation des données locales, en utilisant d'autres paramètres (lithologie, piézométrie). Elle est possible parce que l'hétérogénéité du milieu n'est pas trop forte et parce qu'elle peut être décrite avec une approximation suffisante ; le milieu peut même être considéré comme homogène à un niveau d'échelle approprié (hecto ou kilométrique selon la nature poreuse ou fracturée), notamment du fait de sa continuité hydraulique. Les milieux poreux et fissurés peuvent par conséquent être modélisés au moyen d'outils informatiques résolvant les équations de l'écoulement pour simuler de façon généralement acceptable les écoulements et le transport de matière en leur sein.

Dans le cas de l'aquifère karstique, la karstification organise progressivement les écoulements et les systèmes de drainage. Le fonctionnement de l'aquifère est déterminé totalement par l'existence de l'organisation des vides, dont il rend compte. L'aquifère karstique est alors fonctionnel. Les effets de cette organisation sur le fonctionnement du système karstique sont les suivants :

- séparation des fonctions transmissive et capacitive,
- apparition de très forts contrastes de perméabilité responsables de discontinuités hydrauliques, selon l'état de recharge de la zone noyée,
- fonctionnement de certaines parties en charge (comportement captif) ou en écoulement libre, existence de vitesses d'écoulement souterrain très rapides (quelques centaines de m/h),
- variabilité spatiale et temporelle considérable des caractéristiques physiques et hydrauliques du milieu, aussi bien dans la zone noyée que dans la zone d'infiltration,
- observations en forages souvent sans rapport avec les caractéristiques d'ensemble de l'aquifère,
- cartes piézométriques ne fournissant pas une réelle information sur les écoulements souterrains et leur organisation, même en multipliant les points d'observation, non validité de la loi de Darcy en tout point, ni dans le temps.

De plus, l'aquifère karstique est souvent soumis à des modifications de la position de son niveau de base, orientant les écoulements souterrains différemment de la situation responsable du développement et du fonctionnement de son réseau de drainage du moment. Le système karstique perd alors sa fonctionnalité, c'est-à-dire que son réseau de drainage ne présente plus

de fonctionnement karstique. Il s'agit alors d'un aquifère karstique non fonctionnel, possédant souvent une importante capacité de stockage. Cependant, le réseau de drainage inactif peut être réactivé sous l'effet de modifications des conditions locales ou régionales d'écoulement (pompage, drainage minier, décolmatage), ce qui fait alors réapparaître des discontinuités locales et un fonctionnement karstique typique.

Toutes ces caractéristiques, spécifiques des milieux karstiques, ont de nombreuses conséquences sur la méthodologie à employer pour la description de leur structure et de leur fonctionnement. En effet, les caractéristiques hydrauliques de l'ensemble de la zone noyée ne peuvent en aucun cas être déterminées au moyen de l'approche traditionnelle "forage - essais de puits", même en multipliant les points d'observations. Mais cela ne signifie pas que le forage n'est pas un moyen d'exploitation de l'aquifère karstique, ni un dispositif utile pour obtenir des informations. Il faut insister sur le fait que la mesure d'un niveau d'eau dans un forage est difficilement interprétable en l'absence d'informations complémentaires. En effet, le forage peut recouper un conduit appartenant au réseau de drainage, cas à faible probabilité de réalisation ; il peut aussi traverser une zone de stockage (SAD), lié à un conduit par des pertes de charge plus ou moins fortes, ou bien traverser, comme cela est classique, une zone microfissurée, à très faible perméabilité. Des essais de pompage et de traçages peuvent aider à situer le forage par rapport à la structure karstique, à condition que les observations soient faites simultanément sur différents éléments de cette structure (source, source temporaire, cavité atteignant une circulation ou la zone noyée). En outre, on sait maintenant que les différentes fractures recoupées par un forage présentent fréquemment des charges différentes à un instant donné et que ces valeurs varient dans le temps. Les méthodes d'analyse de la géométrie de l'aquifère (géologie, géophysique, analyse de la fracturation) doivent être développées pour définir l'existence et la position du réseau de drainage karstique, comme son fonctionnement. Enfin, compte tenu des discontinuités hydrauliques, la carte piézométrique ne permet pas de positionner les limites avec les systèmes voisins, par exemple sur des crêtes piézométriques. Les techniques actuelles de modélisation mathématique, basées sur une représentation maillée, ne sont pas adaptées et ne permettent pas de simuler de manière satisfaisante les écoulements et les transports de matière dans les aquifères karstiques.

1.2.2 Problématique de l'étude

Le problème majeur rencontré lors de l'étude d'un système karstique est la caractérisation des différents types d'eau qui parviennent à l'exutoire. Ces écoulements sont en effet le résultat d'un mélange qui peut intervenir très tôt, et tout au long de l'infiltration. Dès lors, il est difficile, voire impossible, de différencier les zones de stockage et de transit dans un massif karstique sans un accès direct aux sous-systèmes de l'infiltration.

Pour cette problématique, nous nous concentrons, dans ce travail de thèse, sur la partie supérieure du karst (sol, épikarst et premiers mètres de l'infiltration en ZNS) afin de préciser le fonctionnement de cette zone dont le rôle semble jusqu'à présent largement sous-estimé (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997 ; PERRIN, 2003 ; AQUILINA, 2005). Le site de l'étude (massif karstique de la grotte de Lascaux, Montignac, Dordogne) est un environnement privilégié pour l'étude des modalités d'infiltration dans le karst, dont la faible dimension permet d'en avoir une vision globale. Ce site, présenté en détail dans la PARTIE 2, est représenté par une colline de faible dimension (environ 1 km²), assimilable à une butte témoin de calcaires coniaciens karstifiés et dont les reliefs sont comblés par des formations détritiques de recouvrement sablo-argileuses. Cette configuration de paléo-karsts comblés, qui se généralise sur l'ensemble de la région en bordure nord du Bassin Aquitain et dans bien d'autres massifs karstiques, n'a jamais été étudiée en détail d'un point de vue hydrogéologique.

L'organisation géométrique d'un tel massif est complexe. On y différencie trois compartiments, aux propriétés lithologiques, hydrodynamiques et hydrogéochimiques bien différentes, susceptibles d'intervenir dans la conduite des écoulements hydriques et gazeux. On distingue en effet le sol pédologique, les formations carbonatées karstifiées ainsi que les formations détritiques de recouvrement. Cet ensemble dessine la partie haute du système karstique de Lascaux et compose les premiers mètres de l'infiltration en zone non saturée du karst. Seulement, le rôle de chacun de ces compartiments sur le fonctionnement du système karstique n'est pas encore connu bien que ces ensembles représentent, dans la région, les zones d'alimentation d'aquifères karstiques majeurs, comme le Turonien largement exploité pour ses ressources en eaux potables.

La cavité ornée de Lascaux, située en subsurface à une profondeur variant entre 5 et 7 m, offre dès lors une fenêtre d'observation tout à fait intéressante sur les circulations d'eau à la sortie

de l'épikarst. En effet, de nombreuses manifestations hydriques sont observées en divers endroits de la grotte, chaque écoulement possédant une dynamique qui lui est propre. La cavité, qui a pour origine des conditions de circulations antérieures à celles qui existent aujourd'hui, peut recouper les fissures et les fractures ou s'effectue le ruissellement comme le montre la Figure 1.7. Il apparaît alors un écoulement dont la durée, la fréquence et l'intensité sont liées à la pluviosité et aux conditions d'écoulement dans le massif.

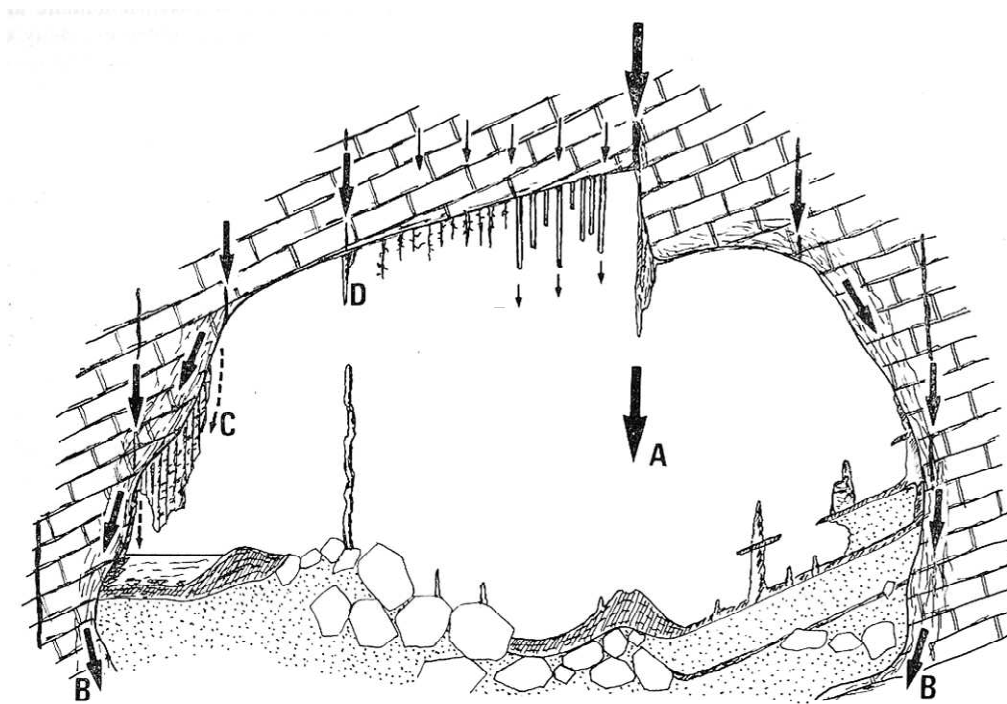


Figure 1.7. Représentation schématique des principaux types de circulation d'eau recoupés par une cavité située dans la zone non saturée. A : infiltration rapide. B : écoulements autour des parois dans la zone finement poreuse (constitution d'une structure sèche). C : suintement, voire ruissellement, lorsque le milieu poreux entourant la cavité est saturé. D : arrivée d'une eau d'infiltration retardée lorsqu'il n'existe pas de milieu poreux autour de la paroi (Selon MANGIN, 1975).

La cavité peut aussi être entourée par une zone de détente, qui correspond à un milieu finement poreux. L'eau circule alors tout autour de la grotte qui, dans ces conditions, demeure absolument sèche. Par contre, dès que ce milieu poreux se sature, la cavité se comporte comme un drain ce qui permet d'expliquer l'observation de suintements importants au niveau des parois après un évènement pluvieux de faible intensité (MANGIN, 1975).

Associés à ces écoulements hydriques, des fortes teneurs en CO₂ sont régulièrement mesurées dans l'air des parties basses de la grotte de Lascaux (VOUVE, 1968 ; DENIS *et al.*, 1999 ; LOPEZ *et al.*, 2006a, 2007, 2008). Cette observation semble se généraliser sur de nombreuses cavités karstiques de la région sans qu'aucune démonstration rigoureuse ne vienne expliquer ce phénomène. Les teneurs mesurées semblent bien supérieures à ce que peut produire un sol brun sous climat tempéré à influence océanique et il paraît difficile d'invoquer des remontées de CO₂ mantellique dans le contexte géologique de la région. Nous faisons face ici à un manque de données et d'informations évident, en contexte de karst comblé, sur les mécanismes de production, de transfert et de surconcentration possible de ce gaz.

Le cadre de l'étude repose donc principalement sur la connaissance du fonctionnement de la zone non saturée, et de l'épikarst en particulier, dans un contexte régional de zone d'alimentation des aquifères karstiques dont les reliefs sont fossilisés par des formations détritiques datant du Tertiaire et du Quaternaire ancien. Au commencement de l'étude, l'organisation géométrique des compartiments composant la partie haute du système karstique comme les conditions aux limites et les relations (connexions hydrauliques, transfert de gaz) entre ces compartiments étaient très mal connues. Les écoulements observés dans la cavité demandaient à être caractérisés afin de connaître leur origine et leur histoire dans le massif et ainsi comprendre le rôle de l'épikarst et des formations de comblement sur les modalités de l'infiltration. Enfin la dynamique du CO₂, élément primordial du processus de karstification, soulevait autant de questions que les taux mesurés (> 8 %, VOUVE, 1968) paraissaient surprenants.

1.2.3 Stratégie d'étude

Les objectifs de la thèse s'inscrivent dans une problématique de compréhension du fonctionnement de la zone non saturée des aquifères karstiques, et de l'épikarst en particulier, dans un contexte géologique de plateforme carbonatée sous recouvrement détritique. Nous nous concentrons sur les modalités de transfert d'eau et de dioxyde de carbone au sein de l'épikarst afin de comprendre les implications sur la recharge karstique (ANDREO *et al.*, 2008). Pour répondre à cette problématique, une méthodologie novatrice de l'étude des systèmes karstiques a été développée afin de proposer une vision globale de l'organisation géologique et structurale, de rendre compte du fonctionnement dynamique et de décrire les

transferts d'eau et de dioxyde de carbone dans le système épikarstique. Cette méthodologie, qui pourra être mis en œuvre sur d'autres sites de dimension comparable, permet aussi d'aider à la conservation du patrimoine préhistorique.

1.2.3.1 Géomorphologie, géologique et organisation structurale du système karstique

L'étude hydrogéologique du système de Lascaux débute par la reconnaissance géomorphologique et géologique des terrains qui composent l'épikarst. Il est aussi nécessaire d'étudier la fracturation et de décrire la géométrie et l'agencement des différents compartiments du système. Le site d'étude étant un patrimoine culturel à préserver, il est impossible d'utiliser des outils de prospection géologique dit « destructifs » tels que les forages carottés ou l'ouverture de fosses de reconnaissances géologiques. Nous avons choisi de baser la description géomorphologique et géologique des terrains sur les observations et les prospections passées (SCHOELLER, 1965 ; VOUBE, 1968) que nous avons vérifiées et complétées. L'étude structurale consiste en une campagne de relevés systématiques des plans de stratification et de fracturation sur tous les affleurements visibles sur la colline et dans les réseaux souterrains visitables. Les reconnaissances géométriques et de l'agencement des terrains sont réalisées grâce aux méthodes de prospection non destructive que sont la prospection électrique et électromagnétique. Ces méthodes ne sont que très récemment utilisées pour la reconnaissance dans des contextes karstiques de sorte que leur mise en œuvre et l'interprétation des résultats ont été spécifiquement développées pour la reconnaissance hydrogéologique de l'épikarst.

1.2.3.2 Caractérisation des modalités d'infiltration des eaux dans l'épikarst

La localisation particulière de la grotte de Lascaux à l'interface entre les formations qui composent l'épikarst et les formations de la zone non saturée du karst en font un site exceptionnel pour l'étude des modalités d'infiltrations et de recharge de l'aquifère karstique. Les écoulements visibles dans la cavité, différents dans leur dynamique et leur chimisme, sont caractéristiques du fonctionnement dynamique et hydrogéochimique du système épikarstique. Leur étude permet d'accéder au « signal épikarstique » avant l'entrée dans la zone non saturée du karst. La grotte peut ainsi être assimilée à un « pseudo lysimètre » de l'épikarst dont on contrôle l'entrée par l'analyse des précipitations in situ et la sortie par l'analyse des écoulements dans la cavité. Cette étude de l'infiltration des eaux dans l'épikarst s'intègre dans

une problématique de description des modalités de recharge des aquifères karstiques et répond à des questions essentielles sur la dynamique et le marquage chimique et isotopique des eaux épikarstiques. La caractérisation du fonctionnement du système épikarstique se déroule en deux phases :

La première est l'approche dynamique du fonctionnement, c'est à dire l'étude des transferts d'énergie au sein du système. Nous avons choisi de quantifier la recharge par le calcul de la lame d'eau qui s'infiltré dans l'épikarst (pluie nette) et de décrire son évolution le long des cycles hydrogéologiques. Nous avons travaillé par la suite sur la réponse en débit à l'exutoire de l'épikarst aux sollicitations pluvieuses qui guident l'infiltration. L'analyse des hydrogrammes à l'émergence épikarstique est réalisée grâce aux analyses corrélatoires et spectrales qui permettent d'accéder aux temps de réponse et de régulation du système. Ces informations sont essentielles à la description du fonctionnement dynamique et constituent les données d'entrée d'un modèle réservoir que nous nous proposons de développer, caler et valider à partir des nombreuses chroniques pluie-débit disponibles à Lascaux depuis 1965.

La deuxième phase est la compréhension du fonctionnement en transfert de masse du système épikarstique. L'objectif est ici de comprendre quelles sont les différentes origines possibles des eaux épikarstiques, de décrire leur(s) histoire(s) dans le système et de prévoir leur(s) évolution(s) lorsqu'elles entrent dans la zone non saturée du karst. Le suivi de la chimie et du marquage isotopique naturel des eaux dans les précipitations à Lascaux et à l'émergence épikarstiques permet, après calcul des équilibres calco-carboniques, couplage des informations et sous certaines hypothèses, de répondre à ces questions. Le même suivi réalisé dans les eaux d'une source pérenne plus bas dans le massif facilite la description du devenir de la chimie des eaux lorsqu'elles quittent le système épikarstique.

1.2.3.3 Dynamique du dioxyde de carbone dans un épikarst comblé

Le dioxyde de carbone (CO_2) est l'élément essentiel qui guide le processus de karstification dans le système karstique. Comprendre sa dynamique, c'est faire un grand pas vers la connaissance de l'acquisition de la chimie des eaux d'infiltration et de leur devenir dans le système. Seulement, de nombreuses questions sont à résoudre quant à son origine et son comportement dans l'épikarst. VOUBE (1968) fut le premier à mesurer des concentrations importantes de CO_2 dans l'air des parties basses de la grotte. Il avait aussi mesuré très

ponctuellement des concentrations importantes dans les formations de comblement du paléokarst sans s'intéresser ni aux mécanismes de production ni au comportement de ce gaz dans le système. Partant de ces constatations, nous avons entrepris une vaste campagne de mesures ponctuelles et de suivi en continu des concentrations en CO₂ gazeux en de nombreux points du système épikarstique que sont le sol pédologique, le massif calcaire et la cavité, en portant une attention particulière aux formations détritiques de comblement qui semblent être à l'origine des fortes teneurs. L'acquisition de ces données a nécessité le développement de nouvelles méthodes de mesures (piézomètres équipés pour le pompage du CO₂, enregistreurs continus autonomes). L'interprétation des résultats est riche en enseignements sur le comportement du CO₂ dans le système et sur l'évolution des teneurs dans les différents compartiments de l'épikarst en fonction de la pluviosité et des conditions d'écoulement dans le massif. De plus, les mesures des teneurs en isotope stable du carbone (le carbone 13) aident à la caractérisation de l'origine du CO₂ dans le système.

1.2.3.4 Aide à la conservation du patrimoine

La DRAC Aquitaine, Direction Régionale des Affaires Culturelles et le laboratoire de l'Université Bordeaux1, GHYMAC, Géosciences-Hydrosciences-Matériaux-Construction (ex CDGA, Centre de Développement des Géosciences Appliquées), ont établi une collaboration longue et fructueuse, relative à la conservation des grottes ornées dans le Sud Ouest de la France. Une convention de recherche a été définie afin d'inscrire cette collaboration dans la durée et de permettre la définition des axes de recherche souhaités par les partenaires dans un objectif de préservation du patrimoine exceptionnel constitué par les grottes ornées de Dordogne, en particulier celle de Lascaux à Montignac. Le premier objectif visé est une meilleure connaissance de l'environnement de la grotte dans un objectif de conservation. Cet environnement fragile, du fait des équilibres ténus qui préservent la grotte, est soumis à des sollicitations anthropiques et à des contraintes naturelles d'ordre climatique, biologique ou géochimique. Afin d'apprécier l'influence de ces perturbations à court et long terme, il est nécessaire de mettre à profit certaines données acquises en recherche pure sur le fonctionnement de l'épikarst dans un but conservatif.

Plusieurs préoccupations majeures concernant la conservation de la grotte de Lascaux peuvent être recensées et constituer des objectifs connexes au projet de recherche sur le fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique du système karstique que constitue cette thèse.

➤ **L'environnement géomorphologique, géologique et climatique**

La reconnaissance des terrains qui composent le système de Lascaux est nécessaire pour comprendre quelles peuvent être les interactions entre la cavité et le massif dans lequel elle est située. La méthodologie développée pour la prospection géomorphologique, géologique et la description de la géométrie du système Lascaux pourra être mise en œuvre sur d'autres sites préhistoriques à préserver. Les outils développés pendant la thèse sont non destructifs et la réflexion menée pour l'interprétation des résultats constitue une base intéressante pour l'application à d'autres sites de taille et à contexte géologique comparable. De plus, l'analyse du climat à Lascaux à partir des données de précipitation et de température atmosphérique peut permettre de faire des liens avec l'évolution du microclimat à l'intérieur de la cavité et avec les évolutions de l'activité biologique observée sur les parois.

➤ **Les écoulements dans la cavité**

Les écoulements qui parviennent dans la cavité peuvent constituer un danger pour les peintures rupestres lorsqu'ils s'écoulent sur les parois ornées. Les eaux sont en effet en déséquilibre physico-chimique avec l'atmosphère de la cavité ce qui leur confère un caractère corrosif ou incrustant. Les processus de dissolution ou de précipitation de calcite peuvent engendrer une dégradation des supports des peintures ou des gravures. Il est donc important de caractériser les équilibres physico-chimiques des différents types d'eau dans la cavité. Les recherches réalisées en ce sens pendant la thèse sont donc des éléments précieux pour les conservateurs qui pourront réutiliser les méthodes de suivi de la chimie et de calcul des équilibres pour d'autres campagnes de prélèvements. Les réflexions sur l'interprétation des traçages chimiques et isotopiques naturels constituent aussi des informations importantes sur l'utilisation de ces outils en milieu karstique.

L'intégralité des données de chimie collectées pendant la thèse sont mises à la disposition des gestionnaires, ces archives pouvant servir à analyser les futures modifications environnementales de la cavité et évaluer à moyen et long terme les risques associés.

➤ **Le gaz carbonique**

Le CO₂ est un problème majeur et récurrent dans les grottes du Sud-Ouest de la France. En effet des concentrations parfois très élevées (8% à Lascaux dans la Salle du Puits) sont rencontrées dans les grottes et deviennent de véritables handicaps pour la gestion au quotidien des sites. De plus la dynamique du CO₂ a des répercussions importantes sur l'état d'équilibre

des eaux sur les parois. L'étude spécifique de l'origine du CO₂ (zone de production), la détermination des mécanismes de concentration du CO₂ et enfin la diffusion de ce gaz en fonction d'autres paramètres, infiltration, pression atmosphérique, pression de CO₂ dans l'eau, les sols et en particulier dans les remplissages constituent des enseignements précieux pour les conservateurs.

➤ **Caractérisation des supports par lessivages**

Dans le cadre de la caractérisation chimique des eaux qui parviennent dans la cavité, l'étude spécifique des éléments chimiques présents sur les supports des peintures rupestres permet aux conservateurs de connaître la part des éléments naturels et celle représentée par les résidus des activités anthropiques apportés dans la cavité. Cette étude est réalisée par des lessivages de parois dans des zones non ornées afin d'analyser les composés susceptibles d'être dissous et ceci en relation avec l'étude microbiologique en cours.

Ces zones ont été sélectionnées au préalable en concertation avec le Conservateur de la Grotte (Jean-Michel GENESTE) et le Chef de projet (Marie-Anne SIRE).

Plus généralement, la méthodologie développée pour la thèse peut être reprise (avec simplifications pour la seule problématique de conservation) pour l'application sur d'autres sites de taille et de contexte géologique similaires. Les cavités ornées sont nombreuses en Périgord et la préservation de chacune d'entre elle est un enjeu pour la sauvegarde du patrimoine culturel en France. Ce manuscrit propose une approche environnementale globale de l'étude des sites préhistorique en rappelant que les cavités ne sont qu'une partie d'un système beaucoup plus important avec lequel elles interagissent. Protéger les grottes ornées c'est en effet, et en premier lieu, comprendre le fonctionnement dynamique et hydrochimique des systèmes hydrogéologiques qui les contiennent.

PARTIE 2 Définition géomorphologique et géologique du site d'étude

La colline de Lascaux constitue un site privilégié pour l'étude du signal épikarstique. La grotte de Lascaux offre en effet une fenêtre d'observation tout à fait remarquable sur les modalités de transfert d'eau et de dioxyde de carbone au sein de l'épikarst car elle est localisée à l'interface entre l'épikarst et la zone d'infiltration du karst. Des écoulements, suivis depuis 1963, apparaissent par intermittence au plafond du premier sas de la cavité. Ils permettent d'accéder au signal épikarstique avant l'entrée dans la zone d'infiltration grâce à l'étude des longues chroniques de pluie et de débit disponibles complétées par les analyses actuelles.

Les premiers travaux de la thèse permettent d'affiner la connaissance du site d'étude en développant une méthodologie adaptée aux contraintes du milieu à préserver. Nous travaillons à l'échelle d'une parcelle dont il nous faut caractériser la géologie, la fracturation, la lithologie et l'agencement géométrique des différentes formations reconnues. Nous avons développé, à cet effet, une méthodologie spécifique, adaptable à d'autres sites de taille similaire et pouvant être reprise pour d'autres études environnementales. Cette méthodologie, basée sur les outils de reconnaissances géologiques, géotechniques et géophysiques, permet, après s'être appuyé sur les observations passées, de comprendre l'organisation du système épikarstique, de caractériser les zones d'écoulements les plus probables et de mieux connaître l'aire d'alimentation de l'émergence dans la cavité.

Chapitre 2.1 Cadre géologique et géomorphologique du site de Lascaux

2.1.1 Région étudiée

Le site de Lascaux s'intègre dans une série de formations géologiques du Crétacé supérieur sous recouvrements détritiques, qui affleurent abondamment au nord du Bassin Aquitain et en Périgord noir en particulier.

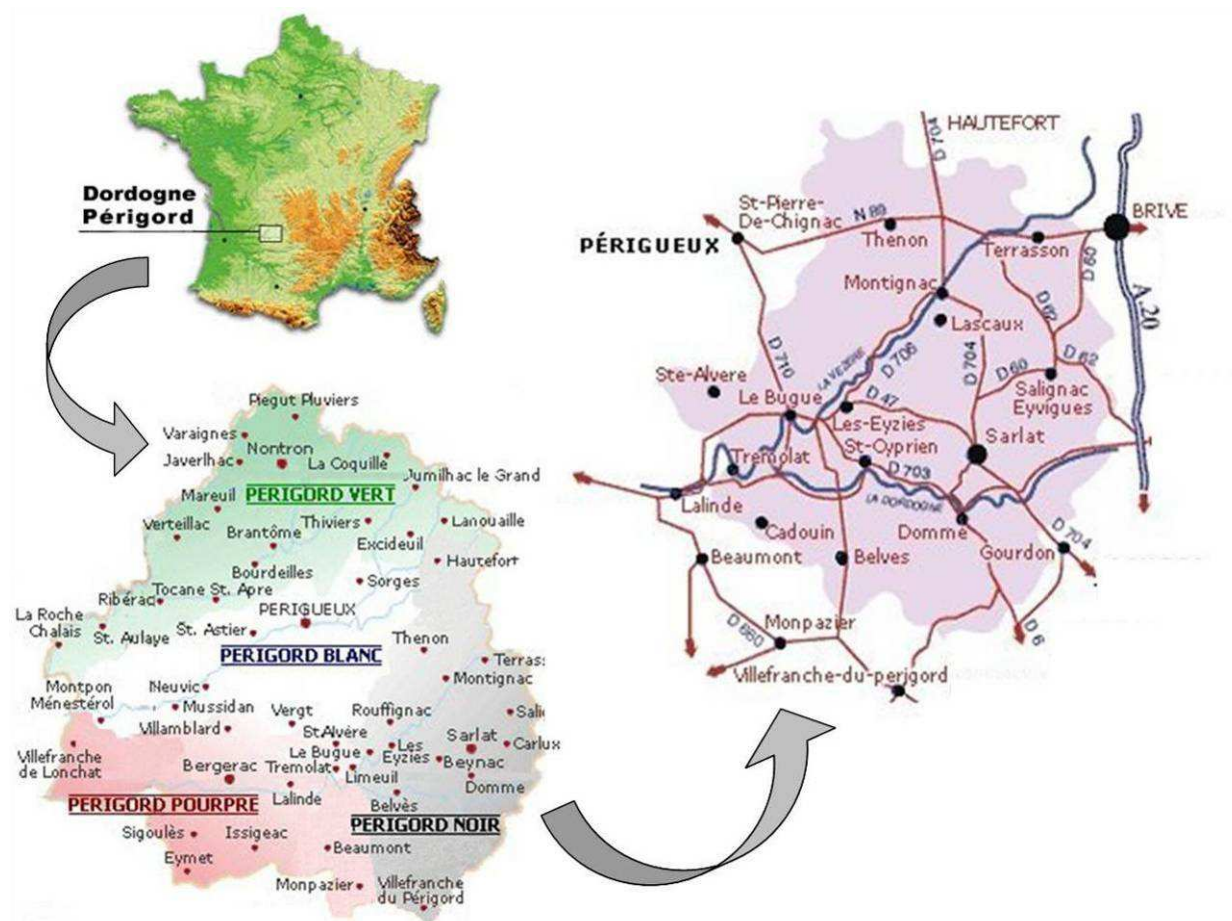


Figure 2.1. Localisation de la région du Périgord noir.

Le Périgord noir (Figure 2.1) est une région de Dordogne (24) située en bordure nord-est du Bassin Aquitain. Cette zone géographique particulière est limitée au nord par l'autoroute A89

(anciennement N89), au sud par la rivière Dordogne, à l'ouest par le Périgord blanc et à l'est par une ligne fictive Brive – Gourdon.

Cette région, à prédominance agricole, peut se diviser en deux grandes catégories : Les cultures dans les grandes vallées, arboriculture, maïs et les polycultures de plateaux et vallées sèches constituées par les céréales, le tabac et les noyers. La forêt, qui couvre environ 80 % du territoire, est essentiellement constituée de taillis et de petites futaies difficilement exploitables. La Vézère et la Dordogne sont les deux rivières principales qui traversent le périmètre ainsi défini. Le paysage typique du Périgord noir est constitué de plateaux culminant fréquemment entre 300 et 350 m NGF et de vallées situées à des altitudes voisines de 100 m NGF. Le réseau hydrographique est dichotomisé et très hiérarchisé en sous-bassins de faibles dimensions.

L'histoire géologique du Périgord noir est caractérisée par une abondante sédimentation de calcaires jurassiques. L'émersion et la pénéplation de ceux-ci s'opèrent à partir du Crétacé inférieur avant que la mer n'envahisse à nouveau la région au Crétacé supérieur. Les sédiments déposés sont alors de deux types :

- détritiques (grès fossilifères à ciment de calcite spathique la plupart du temps) au Coniacien et au Maastrichtien,
- terrigènes au Santonien et au Campanien.

Au Tertiaire, les formations du Sidérolithique et des Sables du Périgord recouvrent, sous forme de plaquages, les reliefs préexistants et comblent les dépressions. Ces recouvrements sont des sables et des graviers disséminés dans une pâte argileuse brune à rougeâtre.

Bien que situé à la même latitude que Montréal ou Vladivostok, le Périgord présente un climat de type océanique éminemment tempéré, influencé par le courant océanique du Gulf-Stream dont les eaux tièdes viennent réchauffer la façade atlantique de l'Europe. Toutefois, de fréquentes influences continentales abaissent les températures hivernales. L'analyse complète du climat en Dordogne est détaillée au Chapitre 3.1.

2.1.2 Les données existantes

La compréhension du fonctionnement du système karstique passe nécessairement par un travail d'étude du cadre géologique et hydrogéologique du site d'étude, la colline de Lascaux dans le cas présent. Dans un premier temps nous nous attarderons sur les notes et les interprétations de SCHOELLER (1965) et VOUBE (1968) qui ont réalisé les premières études de terrain.

2.1.2.1 Cadre géologique : Notes et interprétations de SCHOELLER (1965)

La série stratigraphique de la colline est la suivante (Figure 2.2 et Figure 2.3) :

- C7a, marnes et calcaires marneux glauconieux de la base du Coniacien, à *Barroisiceras halberfellneri*, etc. (10 m. environ). Ils affleurent en haut de la falaise de Puy Robert, le long de la route de la grotte au-dessus de la Fageotte, au-dessus de la route du Regourdou à l'est de la Grande Béchade.
- C7b, des calcaires Coniaciens, calcaires jaunes formant l'ossature de la colline. Épaisseur 100 mètres.
- C7c, des calcaires arénacés du Santonien, constituant le plateau du Régourdou.
- SP, des sables jaunes à grain fin, ayant souvent à la base, un niveau argileux. Ils recouvrent la hauteur dominant à l'est la grotte de Lascaux.
- a¹, des alluvions anciennes entre le Château de Lascaux et Puy Robert, et formant aussi la terrasse de la Grande Guionie.
- a², les alluvions récentes de la Vézère.
- Aa, des cônes de déjection à l'est de la Béchade, à l'est de la Fageotte.

Les formations du Coniacien reposent sur des grès ferrugineux et des grès calcarifères du Turonien supérieur (10 à 25m.). Ils affleurent le long de la petite falaise du Puits Robert. Ils ont été retrouvés à la source de la Fageotte (Figure 2.2), lors des travaux de captage.

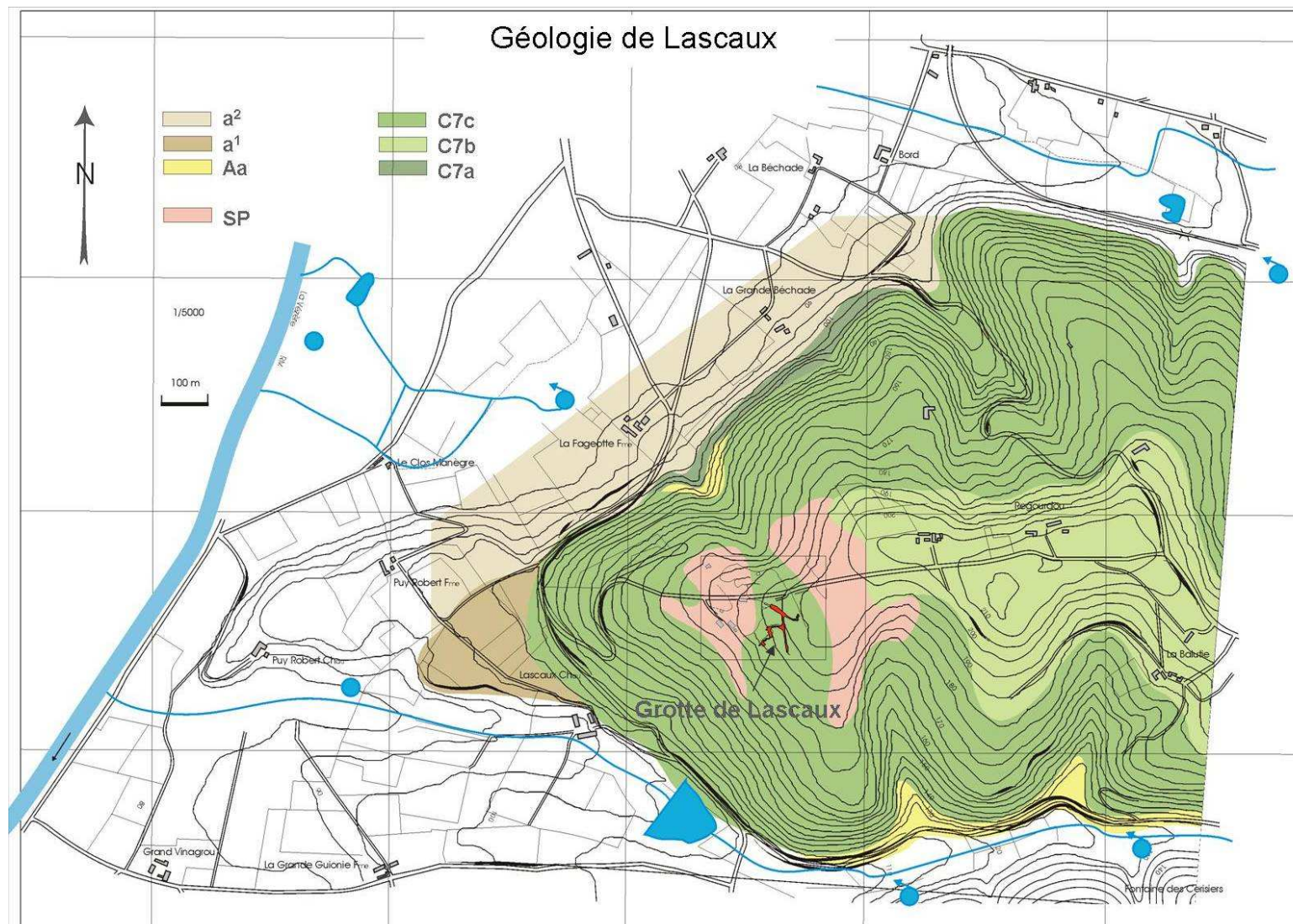


Figure 2.2. Carte géologique de la colline de Lascaux, d'après SCHOELLER (1965).

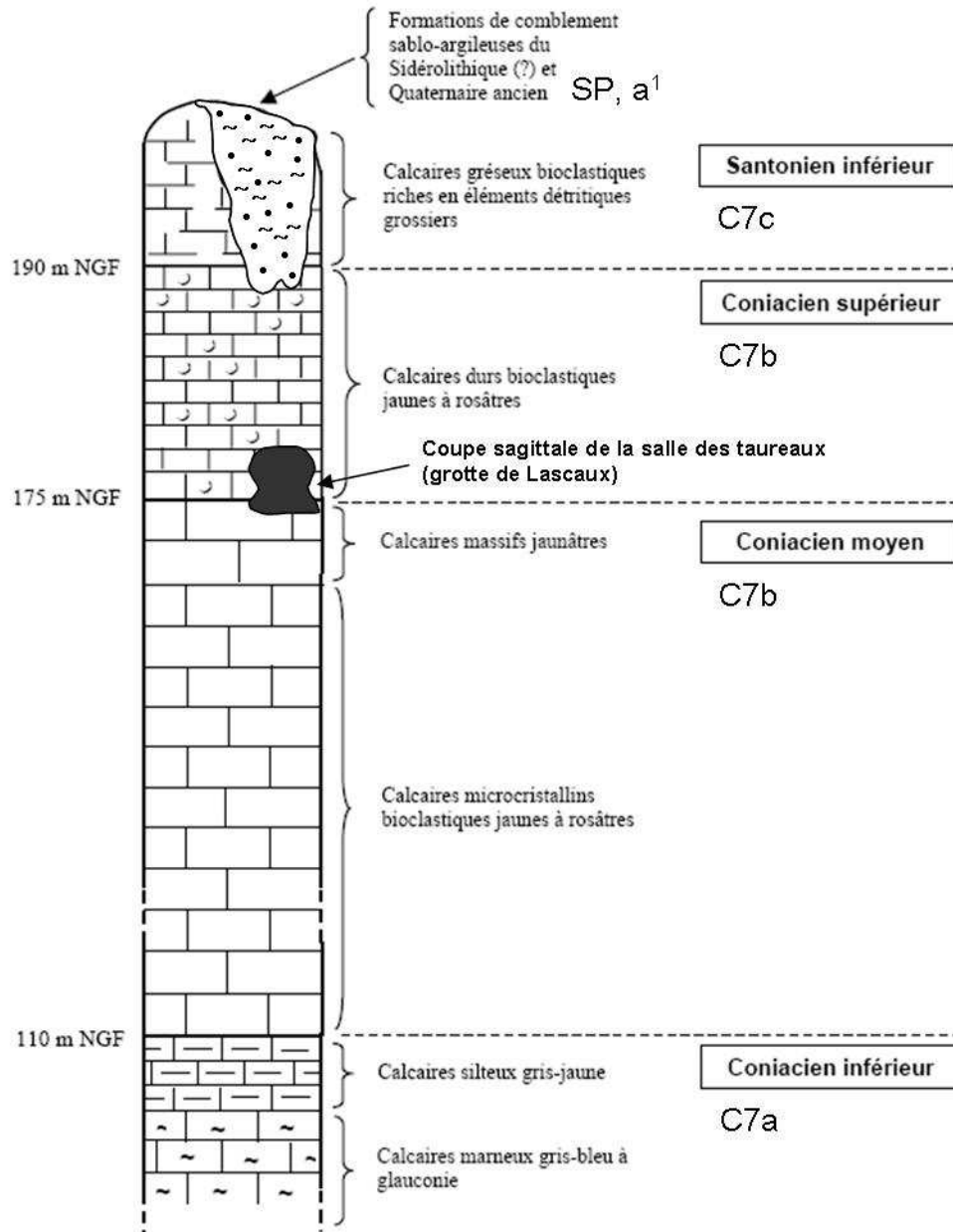


Figure 2.3. Log lithostratigraphique des formations géologiques de la colline de Lascaux.

Le site naturel de la colline constitue un ensemble géomorphologique homogène dans ses grandes lignes. Il est couvert en grande majorité par une forêt mélangée où alternent les essences à feuilles persistantes (pins sylvestres) et à feuilles caduques (châtaigniers et chênes). Sous le manteau forestier, le sol est continu et d'épaisseur variable en fonction de la nature du substratum. Son épaisseur est maximale dans les clairières cultivées ; dans les clairières incultes, où seuls poussent quelques herbes et genévriers, l'horizon pédologique est absent et la roche est pratiquement à nu. Les assises géologiques délimitant la colline constituent un

ensemble de couches superposées sub-horizontales variées. Dans la partie sommitale, l'observateur peut remarquer la présence de nombreuses fouilles, celles-ci ont été ouvertes depuis une vingtaine d'années au sein de calcaires gréseux localement altérés, fissurés et karstifiés, attribués au Santonien. Le matériau rocheux sain offre des teintes jaune marron, les passages altérés ont été rubéfiés par les circulations d'eau et la matrice rocheuse est à dominante brun orangé à brun rouille.

En dessous, se développe la puissante série des calcaires détritiques et biodétritiques rattachés au Coniacien. L'épaisseur de cette formation atteint 80 à 100 m environ. Cet étage est limité à sa base par un faciès marneux gris bleuté que souligne le côté en déblai de la route d'accès à la cavité. La grotte s'est développée à l'interface entre les calcaires du Coniacien moyen et ceux du Coniacien supérieur (de 166 m NGF pour le sol de la galerie Mondmilch et le bas de grande Diaclase à 181,9 m NGF pour le plafond du Sas2 ; de 174 m NGF à 179 m NGF pour la Salle des Taureaux). Ces calcaires délités et diaclasés en surface, mais très compacts en profondeur, affleurent au-dessus de la grotte jusqu'à la clôture à l'est de l'enceinte. Au-delà, les calcaires sont recouverts par une formation sableuse et argileuse qui s'étend sous toute la couverture de châtaigniers occupant le sommet de la colline. Cette formation comprend des sables fauves hétérométriques (à grains fins, mêlés de grossiers), argileux, très légèrement micacés ; un peu ferrugineux, imprégnés d'oxyde de manganèse le long de veinules ; on y rencontre des argiles gris clair ou ocre, légèrement micacées. Les imprégnations d'oxyde de fer tendent à prendre une teinte rougeâtre. Ces argiles recouvrent directement le calcaire.

2.1.2.2 Géomorphologie et modelés karstiques de la colline

En 1968, VOUBE s'est intéressé à la morphologie et à la genèse du système karstique de Lascaux en expérimentant des méthodes aujourd'hui courantes d'exploration du sol et du sous-sol que sont les sondages carottés. Il a ainsi proposé une carte géomorphologique du site, Figure 2.4, que complètent les observations actuelles.

La grotte ornée s'inscrit dans le réseau fossile d'un karst en grande partie comblé par un remplissage sablo-argileux. Ce réseau fossile est inclus dans un promontoire calcaire séparé du reste de la colline par deux dépressions majeures comblées de sables et d'argiles anciennement attribuées au Sidérolithique et ayant respectivement 35 et 20 mètres de largeurs en moyenne. La dépression aval (A1 sur la Figure 2.4) montre un profil de type falaise fluviale avec surplomb et en amont, la dépression présente un profil en marches d'escalier

avec des parois verticales hautes de 2 à 3 mètres. La dénivellation entre le haut et le bas des dépressions est variable en fonction de la topographie de surface. Pour A1, elle est au minimum de 12,50 mètres dans la zone située à quelques mètres en avant de l'escalier et décroît jusqu'à 2,50 mètres à l'est de la maison Frapin (sur la carte Figure 2.4). Pour la dépression de la grotte de Lascaux (A2 sur la Figure 2.4), la dénivellation est estimée de 8 à 10 mètres en moyenne. Sa profondeur réelle et sa géomorphologie sont cependant moins bien reconnues que pour la dépression A1. La dépression étant de plus localisée en amont du système karstique de Lascaux, nous avons porté une attention toute particulière à sa reconnaissance. Le promontoire calcaire est donc limité au nord-est et au sud-ouest par une ligne successive de falaise dont la morphologie est variable suivant la compacité et la fracturation de la roche.

La surface du promontoire calcaire présente le type même d'un lapiaz avec des surfaces striées par de nombreux sillons de drainage qui se recoupent les uns les autres. Leur orientation principale indique un sens d'écoulement des eaux vers le sud-ouest, c'est à dire vers les trois sillons majeurs aboutissant à la dépression A1. Ces sillons déterminent des gorges à profil transversal étroit, dominées par des parois presque abruptes qui ont jusqu'à 8 mètres de profondeur et qui tranchent très nettement les falaises bordant A1 comme le font la branche principale du réseau fossile de la grotte et une branche secondaire prolongeant les salles ensablées.

VOUVE, 1968, attribue le comblement des deux dépressions au Sidérolithique. Pourtant, il se pourrait que ces formations de comblements soient plus récentes et qu'elles appartiennent aux formations de plateau du Quaternaire ancien. Ces formations diffèrent du « Sidérolithique » par leur position topographique. En effet, elles se rencontrent surtout en coiffe des points culminants. Leur épaisseur peut atteindre 20 mètres et diminue avec l'altitude comme si l'ensemble avait coulé le long de la pente. Ces terrains se présentent comme des cailloutis à stratification entrecroisée, mêlés à des passées argileuses rougeâtres (d'où la confusion avec le Sidérolithique). Des lentilles de sables fins, de sables grossiers avec des passées plus fines alternent avec des paquets d'argiles bleu-gris micacées et beaucoup de gros galets très émoussés dans une matrice sablo-argileuse. L'ensemble est beaucoup moins rouge et argileux que le Sidérolithique (d'où sûrement une meilleure transmissivité). Si cette formation est différente et vraisemblablement postérieure au Sidérolithique, la datation exacte se révèle encore aujourd'hui difficile à déterminer.

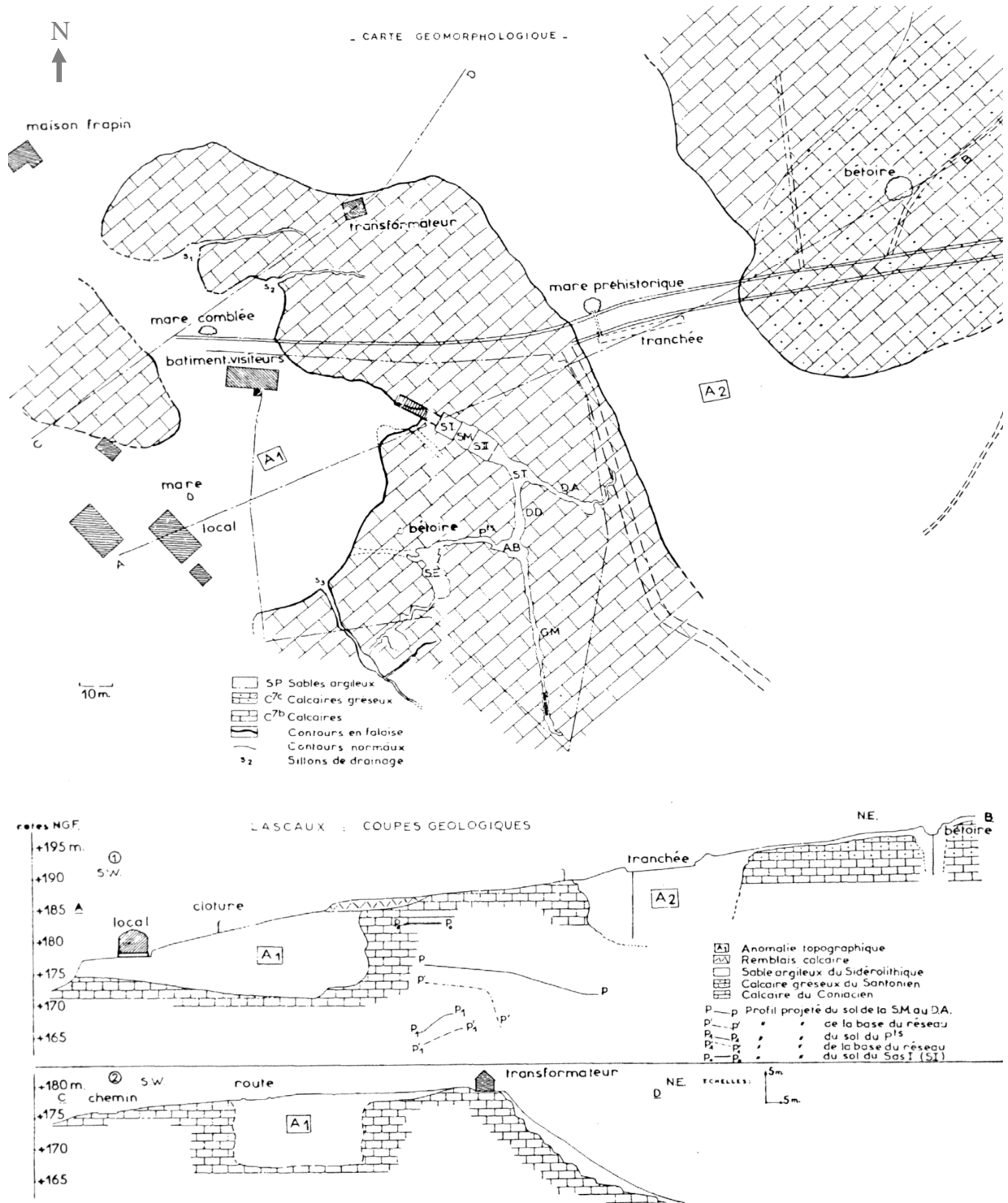


Figure 2.4. Carte géomorphologique du site de Lascaux selon VOUBE, 1968.

2.1.3 Présentation de la grotte de Lascaux

2.1.3.1 Plan de la cavité

Les observations et les prélèvements effectués dans la cavité sont repérés grâce à une nomenclature spécifique qui définit et divise la grotte en différentes zones dont le nom est généralement associé à la morphologie et à l'orientation du réseau, ou bien à l'ornement principal du compartiment à définir. Le plan de la grotte de Lascaux présenté en Figure 2.5 est donc une aide au lecteur pour comprendre la position des différentes manipulations qui sont réalisées dans la cavité.

2.1.3.2 Description lithologique et pétrographique des formations visibles dans la cavité

SCHOELLER, en 1965, a réalisé une première étude géologique basée sur l'observation des parois de la grotte de Lascaux. Les résultats de ces reconnaissances géologiques sont présentés en Annexe 1. A l'heure actuelle, des travaux sont menés par le CNR-ISAC de Padoue (I), l'INRA et le LRMH sur la microclimatologie à la paroi et ses relations avec la microbiologie. L'équipe « pierres » (J-D MERTZ) du LRMH travaille plus spécifiquement sur la caractérisation lithologique et pétrophysiques des parois. Certains résultats exposés au symposium Lascaux de Paris 2009 sont exposés ci-après.

Appartenant à la puissante série des calcaires détritiques et biodétritiques coniaciens, cette formation montre la succession de huit couches calcaires superposées (SCHOELLER, 1965) qui se distinguent par l'abondance des apports détritiques et leur état de compaction diagénétique. Stratigraphiquement, la succession des dépôts sédimentaires est perturbée par la présence d'interbanes formant des joints ouverts, dont trois sont bien visibles dans la première partie de la cavité. Généralement peu actifs, ils constituent néanmoins l'exutoire d'eau d'infiltration lente provenant de l'aquifère épikarstique sus-jacent.



Figure 2.5. Plan de la grotte de Lascaux d'après AUJOULAT (2004).

Dans la cavité, les calcaires des parois sont le plus souvent compacts dans la Salle des Taureaux et son prolongement axial, mais peuvent présenter, au regard de leur composition minéralogique initiale et des processus d'altération supergène qui les affectent, des états de cohésion, de rugosité et de pulvéulence superficielle variables. C'est en particulier le cas des calcaires les plus gréseux et moins bien cimentés de la voûte du Passage et de certaines parois du Diverticule de Droite, dont les propriétés sont méconnues.

Rares sont les faciès qui ont fait l'objet d'études pétrographique et minéralogique systématiques, faute de prélèvements. A l'exception des développements tardifs de calcite blanche subautomorphe largement utilisés par les préhistoriques, l'analyse du substrat rocheux s'est focalisée sur leurs caractéristiques morphologiques contrastées dans l'objectif de préciser leur implication dans les mécanismes de stockage et de transfert de l'eau. Dans la cavité, la roche correspond à une biomicrite gréseuse (FOLK, 1962) à passées sparithiques et débris d'échinodermes et de foraminifères. Ce substrat rocheux compact est hétérogène (Figure 2.6).

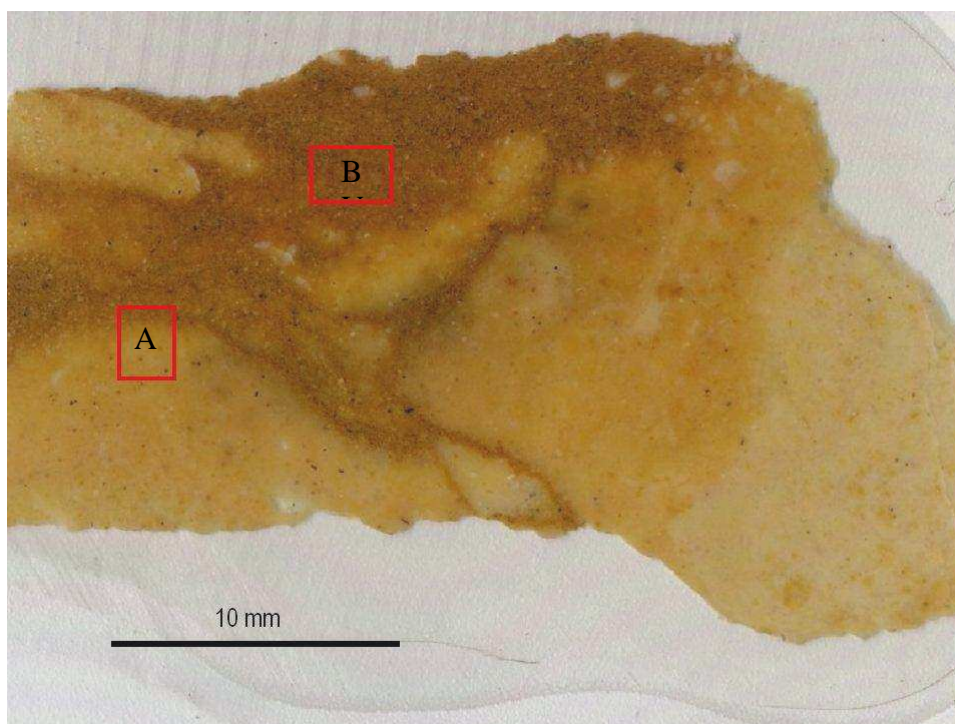


Figure 2.6. Aspect en section polie du calcaire dur coniacien localisé au début du Diverticule Axial, sur la paroi gauche (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).

A l'échelle microscopique, la concentration, la répartition et la morphologie des quartz soulignent l'importance de l'énergie mise en jeu d'une part lors du transport de ces éléments dans leur bassin de sédimentation et d'autre part, à l'occasion de remobilisations ultérieures dans les conditions de formation du karst (Figure 2.7, Figure 2.8).

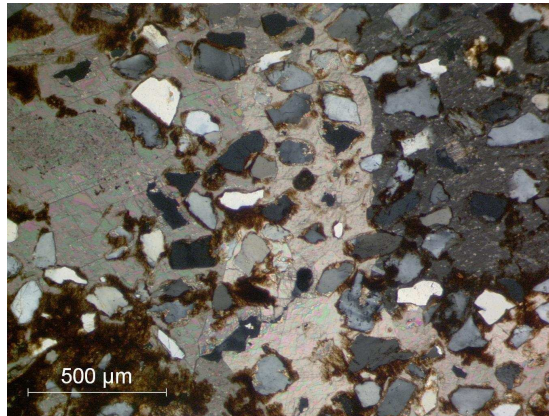


Figure 2.7. Détail de la figure 2.6 A. Cimentation carbonatée des quartz détritiques remobilisés en remplissage gréseux. Observation au MOP (LPA) ; (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).



Figure 2.8. Détail de la Figure 2.6 B. Limite de sédimentation entre le substrat dur (à droite) et les passées gréso-argiloferrugineuses (à gauche). Observation au MOP (LPA) ; (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).

La roche conserve la signature de multiples épisodes syn ou post-diagénétiques (dissolution redéposition) comme le comblement de terriers discontinus et d'extension variable. Dans la Salle des Taureaux en particulier, ce substratum est recouvert par un concrétionnement carbonaté d'épaisseur plurimillimétrique de même nature que la roche mère sous-jacente. Il se présente souvent sous la forme d'écailles ou de croûtes plus ou moins adhérentes au substrat.

Celles-ci sont affectées par des processus de dissolution-précipitation actuellement encore actifs, qui peuvent s'expliquer par les fluctuations de $p\text{CO}_2$ précédemment décrites.

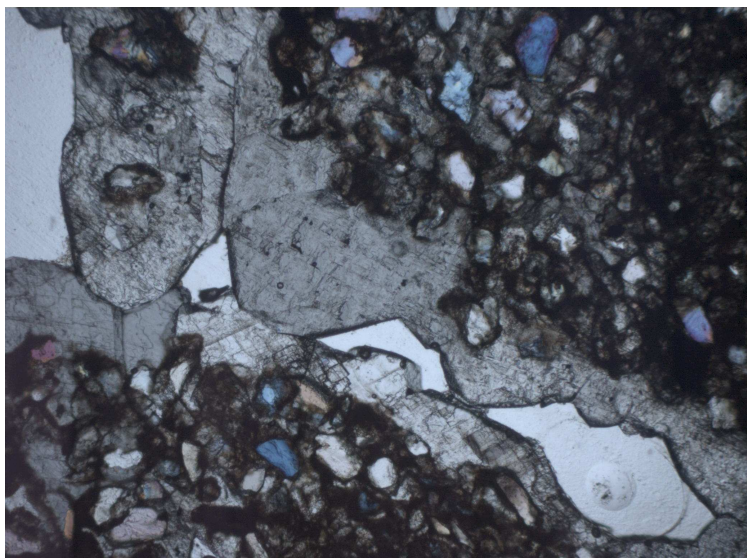


Figure 2.9. Reprécipitation partielle de calcite dans une anfractuosité des écailles couvrant le substrat calcaire. Observation MOP (LNP). Echelle : petit coté de la photo = 1mm (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).

Ces croûtes, tantôt cohérentes, tantôt fragiles lorsqu'elles sont parcourues par des veines colmatées ou ouvertes (Figure 2.9), sont recouvertes localement par des dépôts grésio-argileux à argilo-ferrugineux. Disposés en placages de faible épaisseur ou concentrés dans les anfractuosités de la roche, elles témoignent d'évènements terminaux dans l'évolution de la cavité mais peuvent être pour certains d'entre eux, de nature exogène ou anthropique.

L'analyse des phases argileuses correspondantes a été réalisée après extraction de la fraction fine sur pâte orientée par diffractométrie des rayons X (système Bragg-Brentano, tube Co, détecteur 1D LinxEye). L'interprétation des diagrammes (Figure 2.10) met en évidence la kaolinite, l'illite et majoritairement une smectite calcique, très sensible au gonflement et à la rétraction même pour une petite variation des conditions du climat intérieur ($p/p_o \sim 0.99$, $T \sim 12^\circ\text{C}$). Ce cortège argileux est assez constant dans les différentes parties de la cavité.

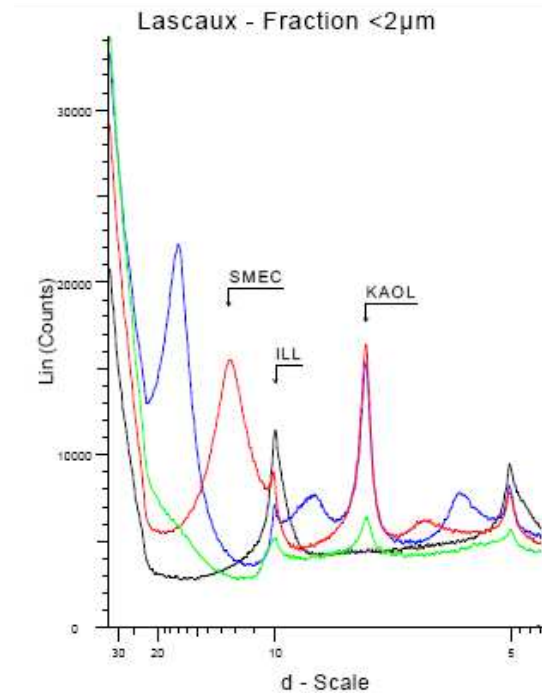


Figure 2.10. Diffractogramme de rayons X. Rouge : sans traitement ; Bleu : traitement à l'éthylène glycol ; Noir : chauffage ; Vert : traitement à l'hydrazine. Mise en évidence du gonflement de la smectite de 12 à 17angströms (LRMH in LASTENNET et al., 2009).

Le rôle joué par ces dépôts argileux est déterminant sur le comportement des parois car ils sont très réactifs du fait de leur grande surface spécifique, ont des capacités de rétention d'eau et d'échange cationique remarquables.

2.1.4 Relevé fractural des terrains géologiques impliqués dans la recharge karstique

Aucune étude de la fracturation n'ayant été menée auparavant sur le site de Lascaux, un relevé systématique des plans de stratification (S0) et de fracturation fut réalisé durant la campagne de mesure d'avril 2004. En effet, le pendage des plans de stratification guide généralement la direction globale d'écoulement et les plans de fracturation représentent des zones privilégiées d'infiltration des eaux et donc de karstification.

Il faut tout d'abord souligner la difficulté de mesure des plans car les formations carbonatées du Coniacien moyen et supérieur et du Santonien sont caractérisées par une stratification entrecroisée où les variations latérales de faciès sont courantes. Nous avons pu tout de même

différencier deux familles distinctes de S0 nommées S0-1 et S0-2. La totalité des plans de S0 relevés peut être représentée dans un diagramme de Wulf, Figure 2.11 :

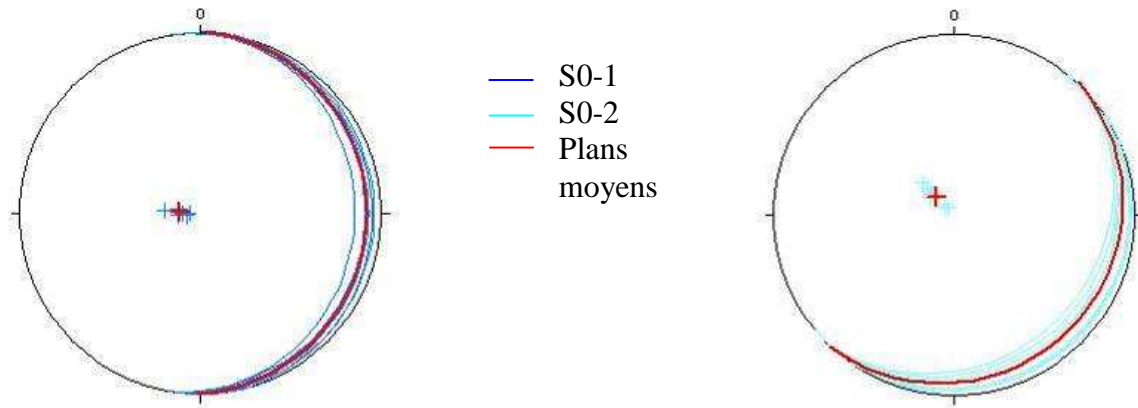


Figure 2.11. Représentation dans le diagramme de Wulf des plans de S0 mesurés dans les formations du Coniacien et du Santonien affleurant sur la colline de Lascaux (Projection dans l'hémisphère inférieur).

Les plans de stratifications s'établissent suivant des directions allant de N170 à N50, le pendage étant dans tous les cas est à sud-est. La première famille (plans S0-1) suit une direction moyenne N2 ($\sigma = 6,1$) et un pendage moyen de 9° ($\sigma = 3,3$) vers l'est ; la deuxième famille (plans S0-2) présente une direction moyenne N43 ($\sigma = 5,8$) et un pendage moyen de 11° ($\sigma = 5,8$) vers le sud-est.

Il est intéressant de constater que le promontoire calcaire du Coniacien supérieur dans lequel se développe la grotte de Lascaux présente les directions de stratifications les plus orientées est ouest. Cette dalle de calcaires bioclastiques massifs est en effet légèrement surélevée vers le nord-ouest (pendage de 4 à 6° vers le sud-est) tendant de ce fait à diriger les écoulements du nord-ouest du bassin versant vers le sud-est, l'exutoire principal de ce système épikarstique étant représenté par la source du toit du Sas1.

Les assises carbonatées constituant l'ossature de la colline de Lascaux sont largement diaclasées et fracturées. Après un relevé méthodique des plans de fracturations in situ, quatre sous-ensembles semblent s'individualiser :

- F1 de direction moyenne N178 ($\sigma = 11,3$). -19 relevés-
- F2 de direction moyenne N120 ($\sigma = 4,9$). -18 relevés-

- F3 de direction moyenne N93 ($\sigma = 6,8$). -5 relevés-
- F4 de direction moyenne N145 ($\sigma = 7.2$). -10 relevés-

Les plans de fracturation sont en majorité subverticaux avec une exception constatée dans F1 (nombres de relevés = 19), trois dans F2 (n = 18) et une dans F4 (n = 10).

Le tracé des plans moyens de S0 et de fracturation dans un diagramme de Wulf (Figure 2.12) permet de résumer les différents ensembles structuraux identifiés sur le site de notre étude.

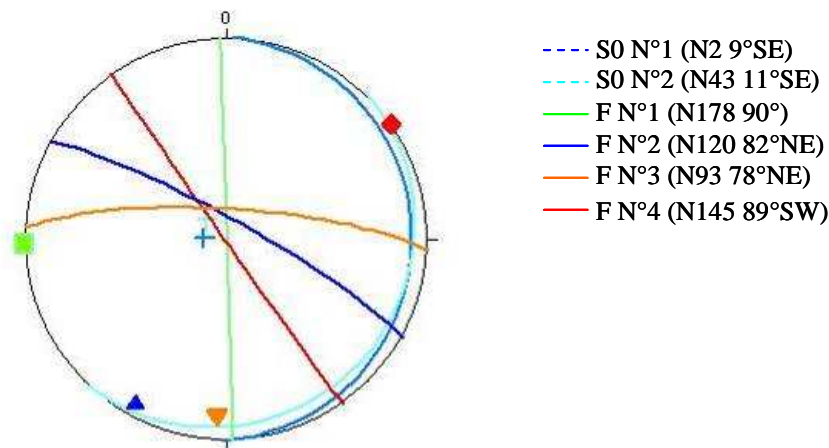


Figure 2.12. Représentation dans le diagramme de Wulf (projection dans l'hémisphère sud) des plans moyens de S0 et de fracturations mesurés sur la colline de Lascaux (Coniacien moyen et supérieur).

Les familles F1 et F2 sont deux systèmes de fracturation conjugués que l'on observe à grande échelle sur l'ensemble de la région (Feuille 1/50 000^e Terrasson). La famille F2 s'inscrit en effet dans un grand ensemble hercynien de failles de direction armoricaine (faille de Condat, faille de Cassagne, faille de Badillac) qui ont régenté la surrection du horst de Châtres présent à une dizaine de kilomètres au nord-est du site de Lascaux (Figure 2.13)

Les ensembles F1 et F3 seraient à rapprocher de la tectonique tertiaire responsable de l'allure générale actuelle de la feuille de Terrasson. La famille F3 présente en effet la même direction est ouest que la faille de Meyssac dont on ne voit que l'extrémité occidentale sur le schéma structural Figure 2.13. Cette dernière vient buter sur la faille de Larche dont le prolongement Sud de direction nord sud correspond à la famille F1. Il est intéressant de noter que ce dernier accident décale les failles de Condat et de Cassagne comme le fait, plus localement à l'échelle de la colline de Lascaux, l'ensemble F1 sur F2.

Les plans de fracturation relevés sur le site et regroupés sous la dénomination F4 ne trouvent pas réellement de réplique à l'échelle régionale mais leur direction moyenne N145 est la même que celle des nombreux talwegs qui viennent entailler la colline de Lascaux.

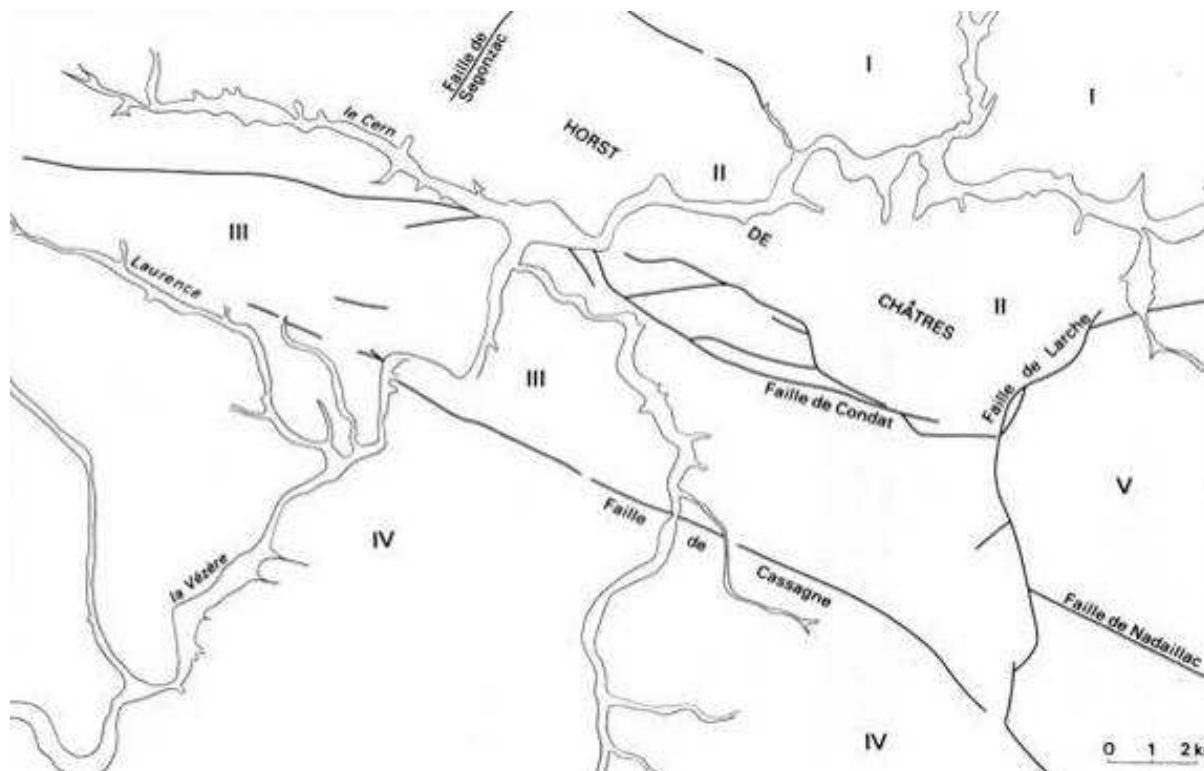


Figure 2.13. Schéma structural de la région de Montignac (Périgord oriental).

Le relevé fractural, reporté en Figure 2.14, permet d'expliquer en partie la karstogénèse des conduits de la grotte de Lascaux. En effet, le Diverticule de Droite et la Galerie Mondmilch (Figure 2.5) se sont développés à la faveur de la fracturation F1 de direction moyenne N178. La Salle des Taureaux et le Diverticule Axial ont été creusés suivant un plan de fracture N115 appartenant à l'ensemble F2, recoupé par F1. De la même façon, l'orientation principale du Puits du Sorcier (N85) correspond au système de fractures F3 qui viennent de plus entailler le promontoire calcaire en deux sillons présents au nord-ouest de la grotte. De plus, même si l'ensemble F4 ne soutient pas de conduit karstique appartenant au site de l'étude, son expression est tout de même marquée par un important sillon qui entaille la dalle calcaire du Coniacien supérieur au sud-ouest du réseau fossile orné. D'un point de vue plus général, cet exercice nous indique la structuration du massif karstique de la colline de Lascaux.

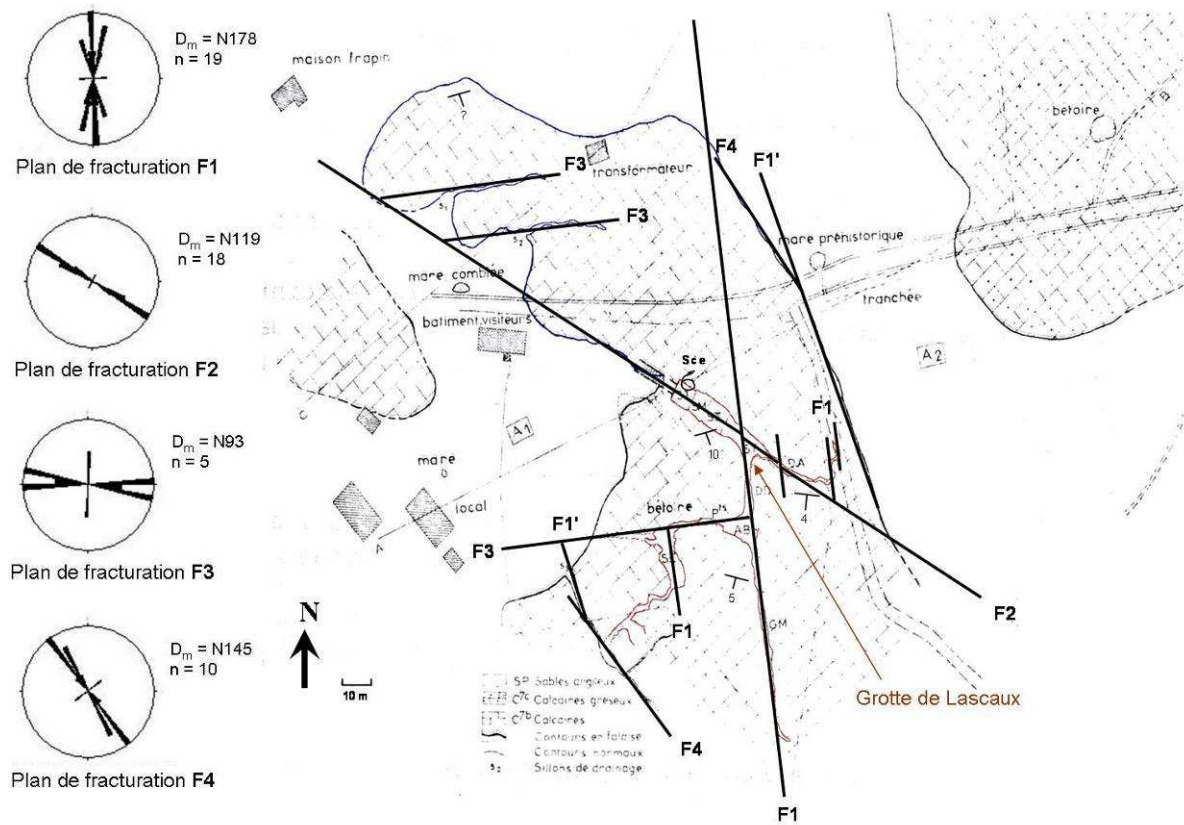


Figure 2.14. Schéma géomorphologique et structural des abords immédiats de la grotte de Lascaux.

Chapitre 2.2 Utilisation des outils géotechniques pour la définition de la géométrie du système hydrogéologique

Les relevés géologiques sur la colline de Lascaux et à l'intérieur de la cavité sont primordiaux pour la caractérisation du massif calcaire. Toutefois, l'objectif de l'étude étant la compréhension globale des modalités de circulation des eaux d'infiltration au sein du système karstique, ces observations doivent être replacées dans un contexte environnemental plus global. A cet effet, nous avons entrepris une étude générale de l'environnement géologique de la cavité afin de déterminer la géométrie et l'agencement des différentes formations qui dessinent la zone haute du karst, de rendre compte de la lithologie de ces formations et enfin de comprendre quelles pouvaient être les conditions aux limites du système hydrogéologique en localisant les zones d'écoulements les plus probables. Les outils employés sont des outils de reconnaissance géotechnique et géophysique couramment employés pour la reconnaissance géologique dans des milieux poreux homogènes. L'utilisation de ces outils dans un milieu carbonaté karstique, hétérogène par définition, nécessite de s'adapter au milieu, notamment pour l'interprétation des signaux géoélectriques induits. Les objectifs des campagnes de géophysique menées sur le site de Lascaux sont de compléter la connaissance de la géométrie du promontoire calcaire de la grotte et des remplissages établie grâce aux outils de géotechnique (barre à mine, tarière à main et mécanique et pénétromètre dynamique), et de reconnaître, dans la mesure du possible, les zones d'écoulements préférentiels.

2.2.1 Relevé topographique du site d'étude et relevé 3D de la cavité

L'un des objectifs premiers de l'étude étant la détermination de la géométrie des formations qui composent le système épikarstique, il fut nécessaire, dans un premier temps, d'acquérir une topographie fine de l'ensemble du site (Figure 2.15). La carte IGN du site ne dispose pas, en effet, d'une assez bonne résolution (équidistance des lignes topographiques de 10 m) pour effectuer notre travail. Le relevé topographique a de ce fait été réalisé sur site à l'aide d'un théodolite laser LEICA® TCR 307 d'une résolution en côte de +/- 1 cm vérifiée par nos soins. La Figure 2.15 positionne l'ensemble des points de nivellement (au nombre de 185) sur le plan du site d'étude. Certains, comme la bétoire et la mare préhistorique, sont facilement localisables sur le terrain. Les coordonnées des points sont calculées en Lambert 3 Sud sur

l'horizontale et en mètres NGF sur la verticale. Ce système X, Y (L3 S) et Z (m NGF) est normalisé sur le territoire français et permet, grâce à des logiciels d'information géographique (SIG), de comparer aisément des cartes à thèmes différents. Par exemple, la Figure 2.15 représente la localisation des points de nivellement associés à la carte IGN qui fait fond en noir et blanc.

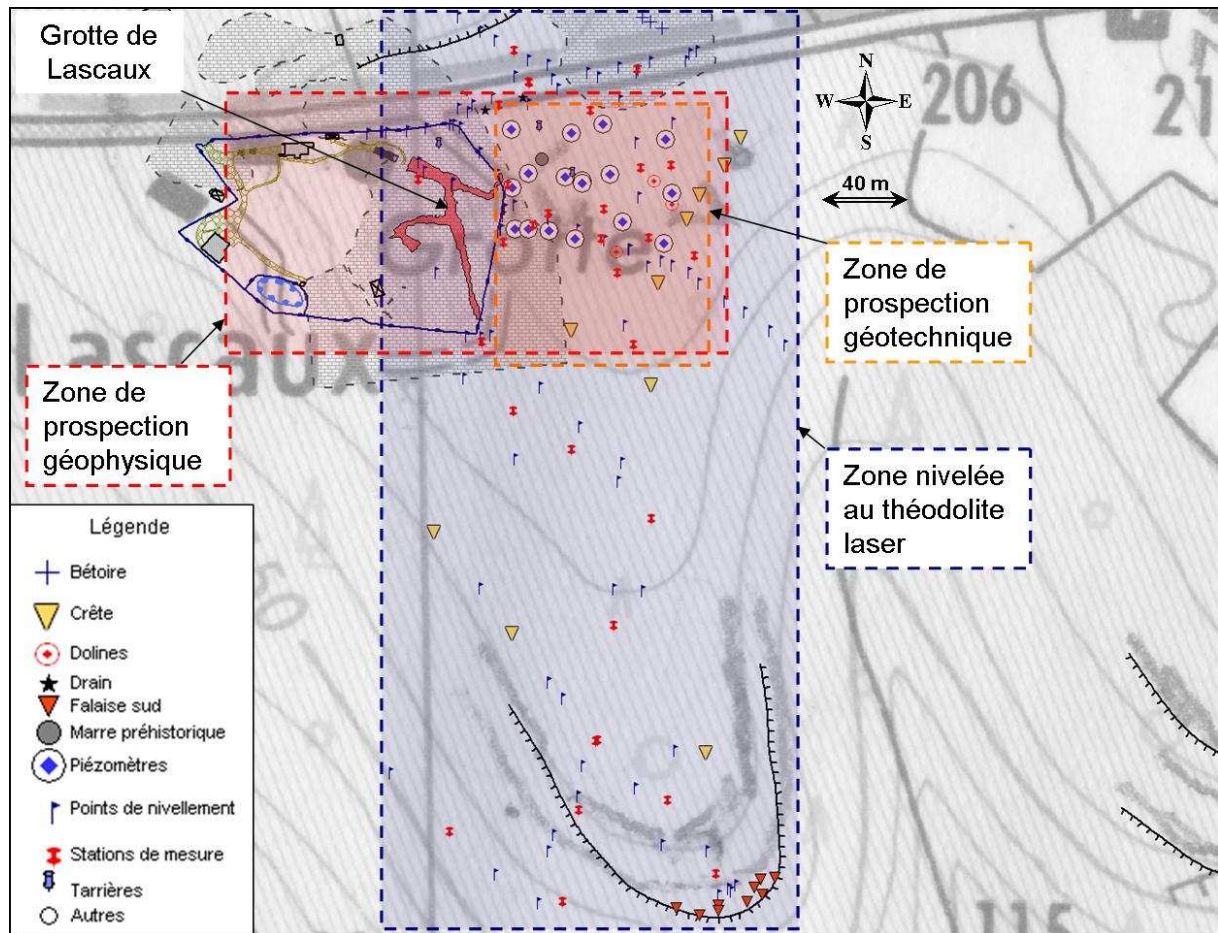


Figure 2.15. Positionnement des travaux de nivellement et de prospection géotechnique et géophysique sur le site d'étude.

Une fois l'ensemble des points nivelés, nous avons créé un modèle numérique de terrain à l'aide du logiciel de géostatistique ISATIS[®] (cf. paragraphe 2.3.4.2) qui permet d'interpoler les mesures en cote topographique sur la totalité du site d'étude. La Figure 2.16 montre le résultat brut de ce traitement géostatistique par krigeage. Cette carte servira de base pour tous les calculs de la cote du substratum calcaire. Deux zones en bordure est et ouest de la zone d'étude, difficiles d'accès, ne nous ont pas permis de conserver une densité de mesure élevée.

Des biais existent donc (Figure 2.16) et sont corrigés à l'aide du Système d'Information Géographique MapInfo®.

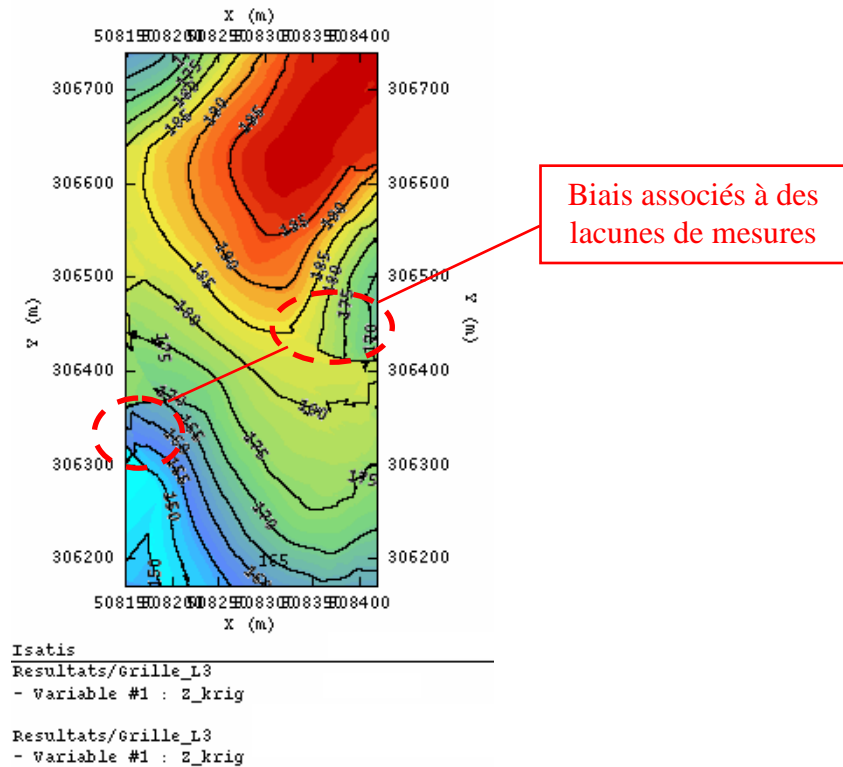


Figure 2.16. Modèle numérique de terrain de la zone d'étude de Lascaux obtenu sous ISATIS® par krigage des altitudes (m NGF) des points nivelés.

La grotte de Lascaux a, elle aussi, pu être modélisée grâce au relevé des parois en trois dimensions effectué par une équipe de géomètres spécialisés (G. Perazzino). Ce relevé 3D est consultable directement sur le site de Lascaux où une interface spécialisée permet de naviguer virtuellement dans la grotte et d'extraire à la demande les coordonnées X, Y (L3 S) et Z (m NGF) de n'importe quel point de la paroi et de réaliser des coupes à volonté dans le réseau karstique. A titre d'exemple, la Figure 2.17 montre une série de coupes extraites du modèle qui permettent de se rendre compte de la taille et de la forme du réseau karstique pénétrable par l'homme. Cet outil nous a permis de connaître avec exactitude la localisation de l'émergence du toit du Sas1 ainsi que sa cote en mètres NGF. Connaissant la cote du sol au-dessus du Sas1 nous avons mesuré la puissance des formations carbonatées qui surplombent l'écoulement. Cette épaisseur est de 6,7 m. Cet outil permettra par la suite de positionner les

joints stratigraphiques, sièges d'écoulements suspectés matriciels, dans la géométrie globale du « système Lascaux ».

La topographie du secteur d'étude ainsi acquise, les travaux de prospection géotechnique et géophysique du site d'étude ont pu être mis en œuvre. Ces travaux concernent les zones nommées « zone de prospections géotechnique et géophysique » sur la Figure 2.15.

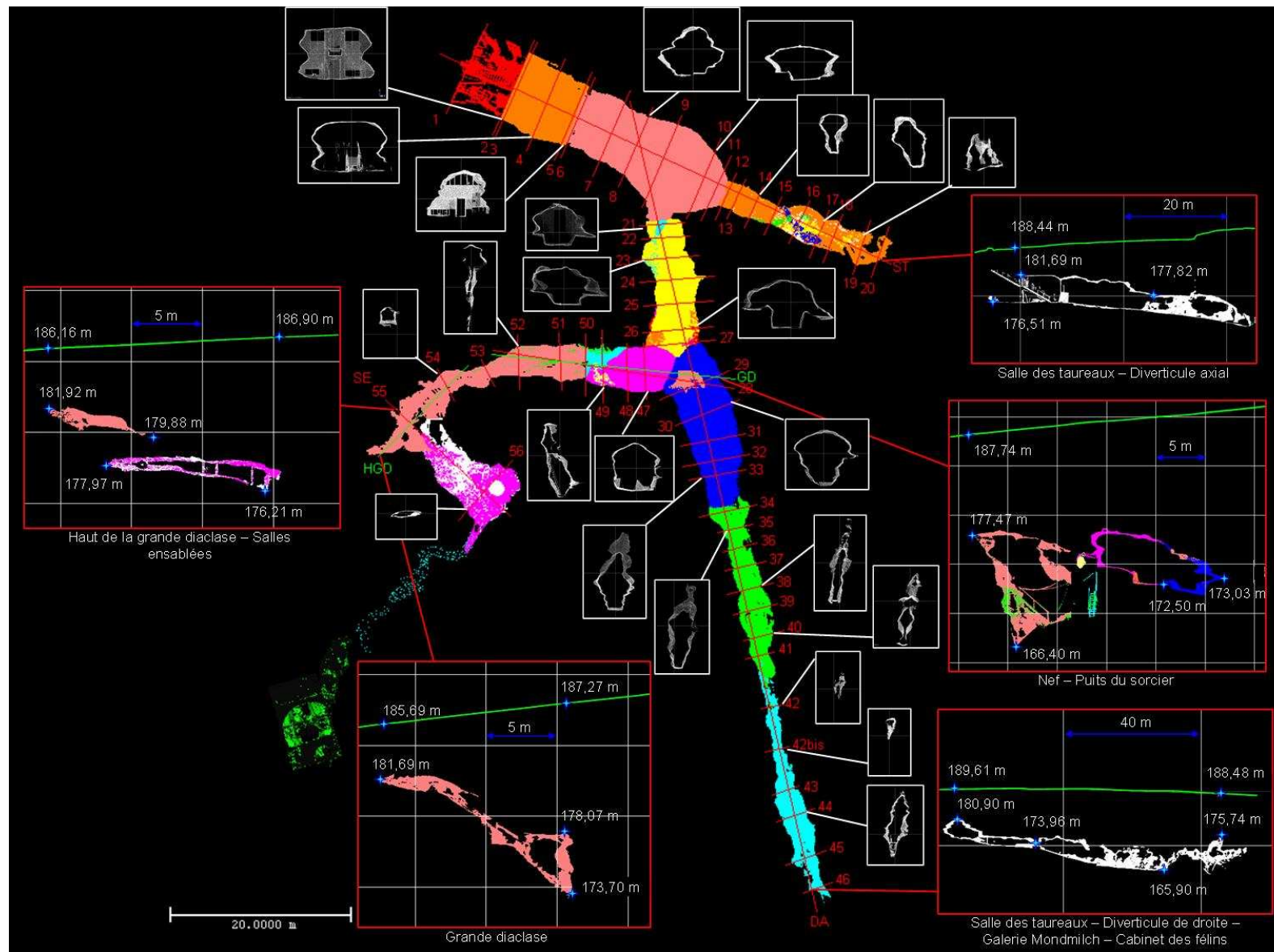


Figure 2.17. Coupes sagittales et longitudinales extraites du modèle 3D de la grotte de Lascaux. Le sol naturel apparaît en vert sur les coupes.

2.2.2 Prospection géotechnique au pénétromètre dynamique et à la barre à mine

La prospection du toit du substratum calcaire sous recouvrement à l'est de la cavité a débuté par une reconnaissance directe de la profondeur de l'interface remplissages/calcaires en dehors de l'enceinte de la grotte. Cette détermination se fait par fonçage d'une tige graduée à pointe calibrée (le cône) sous la chute normalisée d'une masse de trente kilogrammes (le mouton) comme le montre le schéma en Figure 2.18.

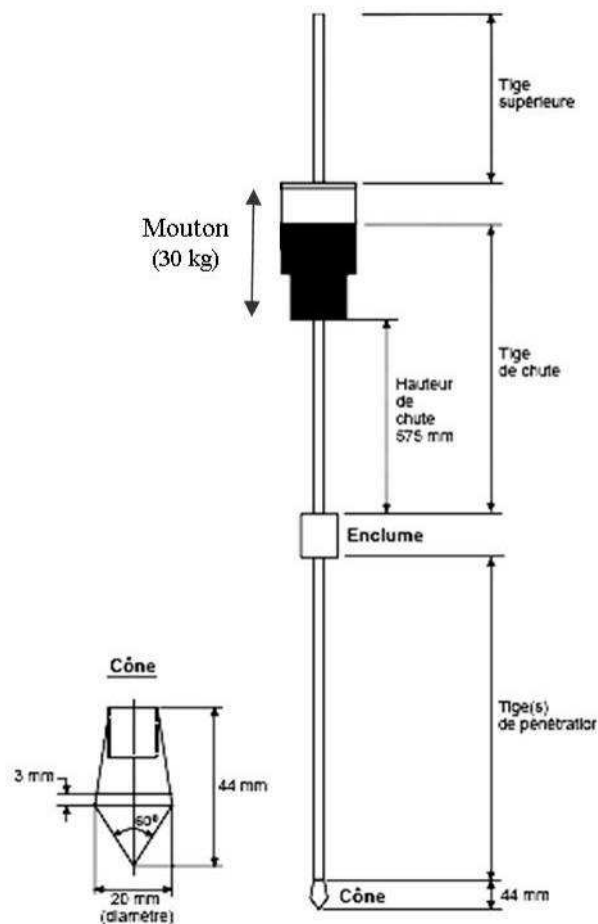


Figure 2.18. Schéma du pénétromètre dynamique.

Cet appareil, le pénétromètre dynamique, a été utilisé à 17 reprises sur le site d'étude. Les essais sont répartis selon la carte ci-dessous (Figure 2.19). Les pénétromètres sont numérotés de P1 à P15, trois sondages proches étant regroupés sous les noms de P11, P11bis et P11ter.

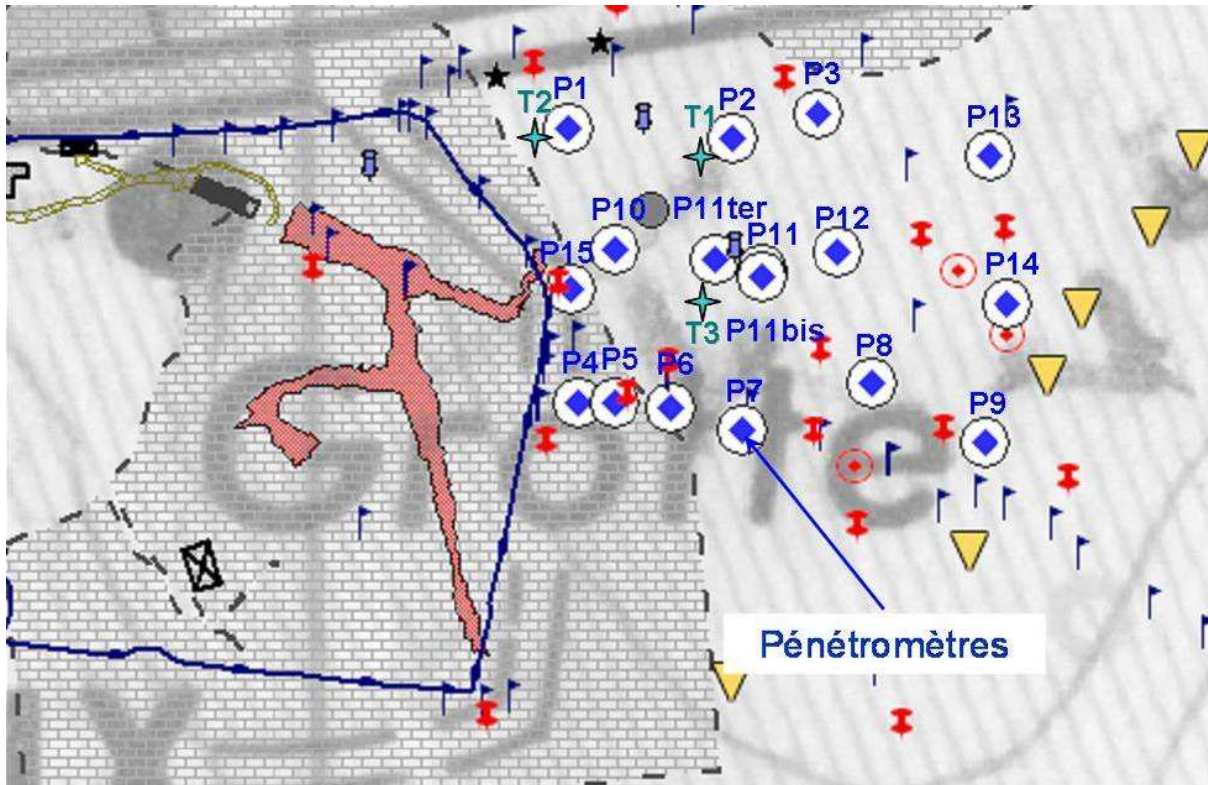


Figure 2.19. Carte de répartition des pénétromètres dynamiques et des sondages à la tarière sur le site de prospection géotechnique (Zoom $\times 3$ de la Figure 2.15).

Lors de la descente de la tige, le nombre de coups nécessaires à un avancement de 10 cm en profondeur est compté. La vitesse de descente dépend en effet des propriétés mécaniques des terrains traversés. Lorsque ce nombre devient supérieur à cent, nous considérons que le niveau atteint correspond aux calcaires compétents du Coniacien supérieur. De plus, en analysant la relation avancement = f (nombre de coups), nous pouvons déduire l'évolution des propriétés mécaniques du sol à la verticale du point de mesure en fonction de la profondeur. Ces diagrammes sont consultables en Annexe 2 du manuscrit. Ils diffèrent de façon importante suivant le positionnement du pénétromètre. L'hétérogénéité verticale des propriétés mécaniques des terrains semble augmenter vers l'est et le sud-ouest de la zone de prospection. De plus, lorsqu'on s'intéresse à la tranche de sol comprise entre la surface et 2 m de profondeur, nous constatons que les pénétromètres situés au centre et à l'est de la zone de prospection (P9, P10, P11, P11bis, P11ter, P12, P13 et P14) montrent une résistance à l'enfoncement plus importante (nombre de coups > 10) que les autres essais d'enfoncement (nombre de coups < 10). Nous expliquons ces résultats par la variation, tant latérale que verticale, de la lithologie.

En effet, des passées argileuses de tailles variables apparaissent généralement au sein des formations détritiques de comblement en alternance avec des passées nettement plus sableuses. Cette configuration lithologique a été reconnue grâce à trois sondages par tarières (nommées T1, T2 et T3 sur la Figure 2.19) réalisées ponctuellement sur le site. La description lithologique des terrains rencontrés en T1, T2 et T3 sont consultables en Annexe 3. Ceci expliquerait la forte variabilité des profils pénétrométriques traduisant l'hétérogénéité lithologique de ces formations de remplissages détritiques.

VOUVE, en 1968, avait procédé à une première étude géomorphologique du site de Lascaux en s'intéressant aux limites en subsurface (profondeur < 1 m) du promontoire calcaire dans lequel se développe la cavité ornée. Ces limites, définies en Figure 2.4, sont reprises sur les cartes éditées pour l'étude actuelle. Elles ont été vérifiées et affinées en zone amont de la grotte ornée par reconnaissance directe à la barre à mine de la profondeur des calcaires du Coniacien. Ces nouvelles données de profondeurs du substratum calcaire ont été ajoutées aux résultats de la campagne de prospection réalisée au pénétromètre dynamique.

La Figure 2.19, où apparaissent les lignes topographiques résultant du krigeage, résume les données de puissance des formations de comblement obtenues par reconnaissance directe au pénétromètre dynamique et à la barre à mine. Ces données ont ensuite été interpolées grâce au logiciel de géostatistiques ISATIS[®] afin d'établir une carte en isobathes de la surface des calcaires sous recouvrement (Figure 2.21).

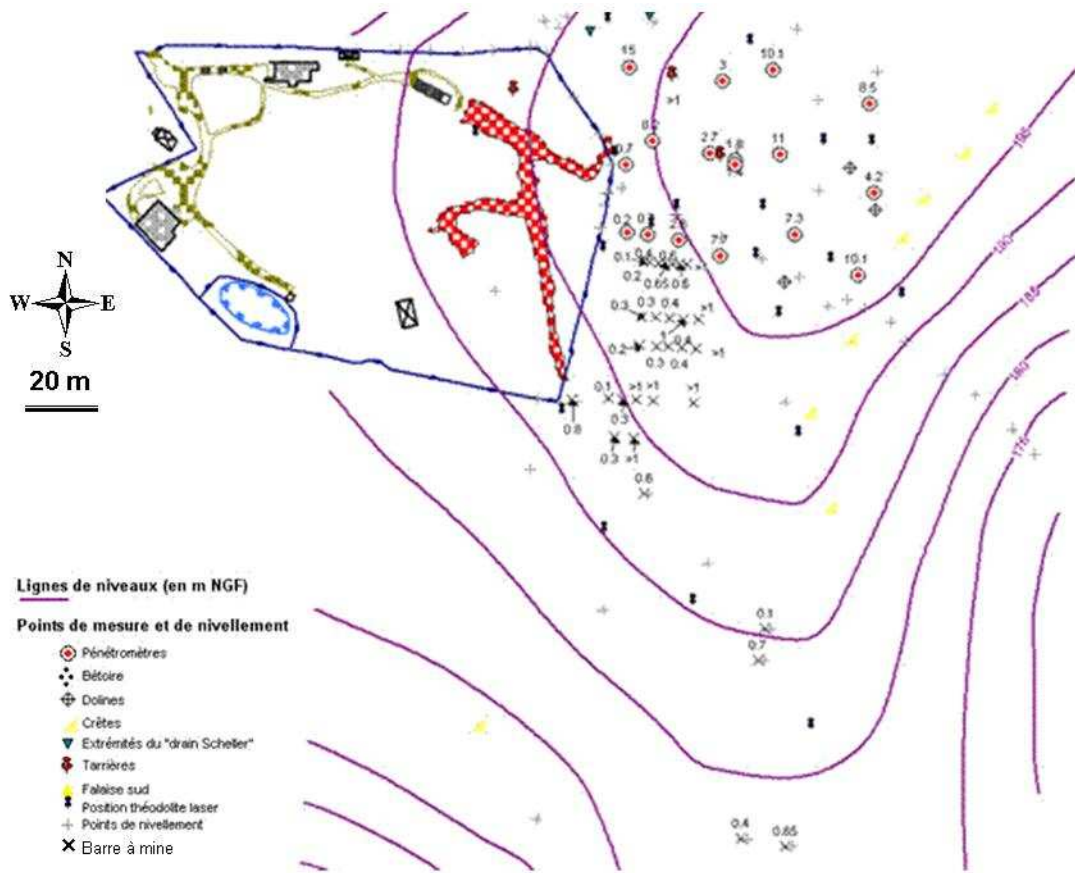


Figure 2.20. Reconnaissance directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement au pénétromètre dynamique et à la barre à mine.

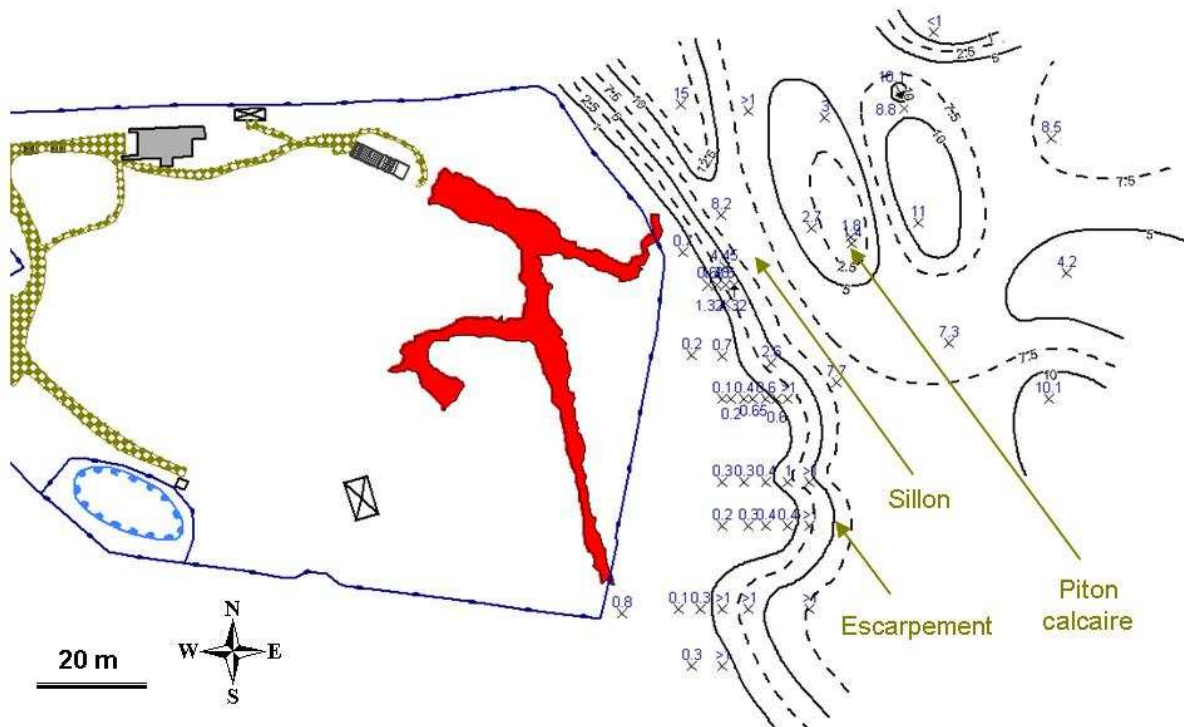


Figure 2.21. Isobathes du toit du substratum calcaire sous recouvrement (équidistance 2,5 m).

2.2.3 Résultats des travaux de reconnaissance géotechnique

L'analyse des isobathes du toit du substratum calcaire sous recouvrement présentées en Figure 2.21 révèle une complexité géométrique de la surface d'érosion des calcaires plus importante que l'image donnée par VOUBE en 1968. Nous retrouvons l'escarpement qui limite vers l'est le promontoire calcaire dans lequel se développe la cavité et qui surplombe un sillon de direction N160/N170. Celui-ci s'approfondit vers le nord où la puissance des formations de comblement atteint plus de 15 m. Un piton calcaire a été reconnu en bordure est du sillon précédemment cité. Son sommet se situe à une profondeur inférieure à 2 m tandis que sa base est à plus de 10 m de profondeur vers l'est. Cette forme particulière de plus de 8 m de hauteur rappelle les structures géomorphologiques qu'il est possible d'observer sur le site du Regourdou situé 1 km vers l'est, plus haut sur la colline, et où les remplissages ont été excavés. Cette surface d'érosion particulière, visible en Figure 2.22, semble être caractéristique de la géomorphologie des massifs calcaires qui composent la colline de Lascaux.

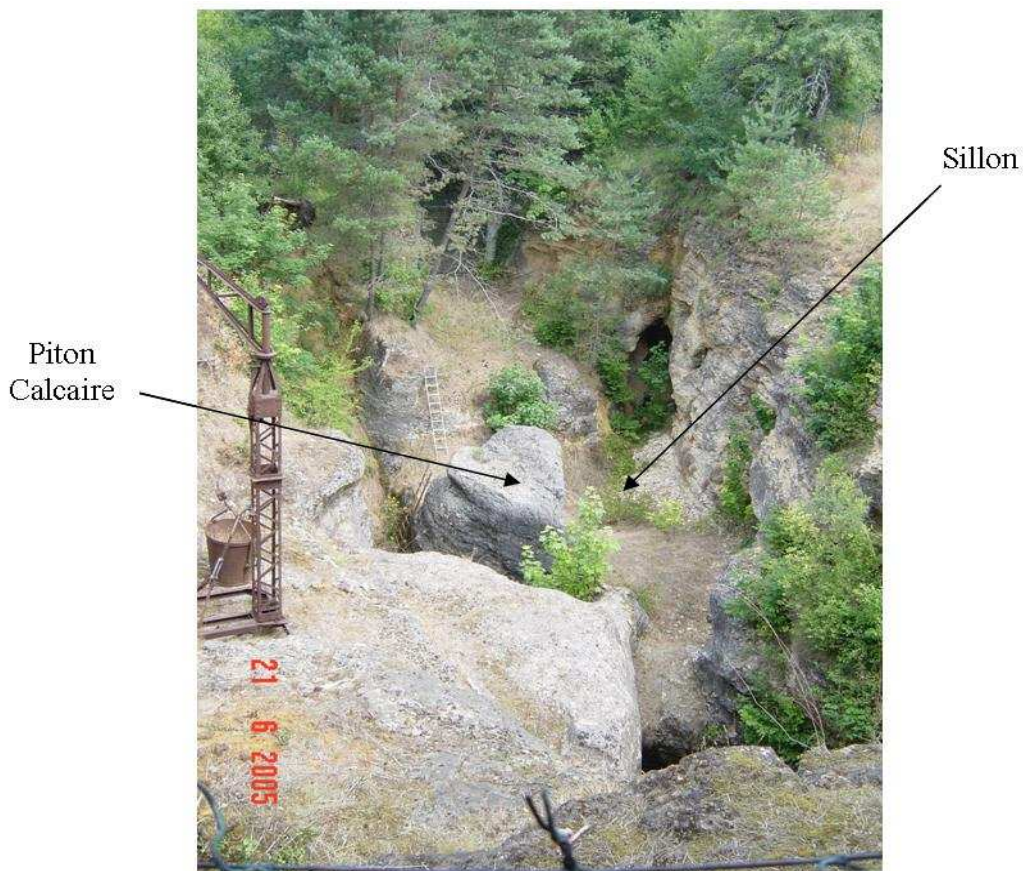


Figure 2.22. Figures d'érosion du massif karstique de Lascaux visibles sur le site du Regourdou.

A partir de la carte interpolée de la profondeur du substratum calcaire, du nivellement du site d'étude et du relevé 3D de la cavité, des coupes géologiques passant par l'émergence du Sas1 et recoupant la zone de remplissage détritique ont pu être tracées. Deux coupes caractérisant chacune une géométrie différente, localisées sur la Figure 2.23, sont présentées en Figure 2.24 et en Figure 2.25.

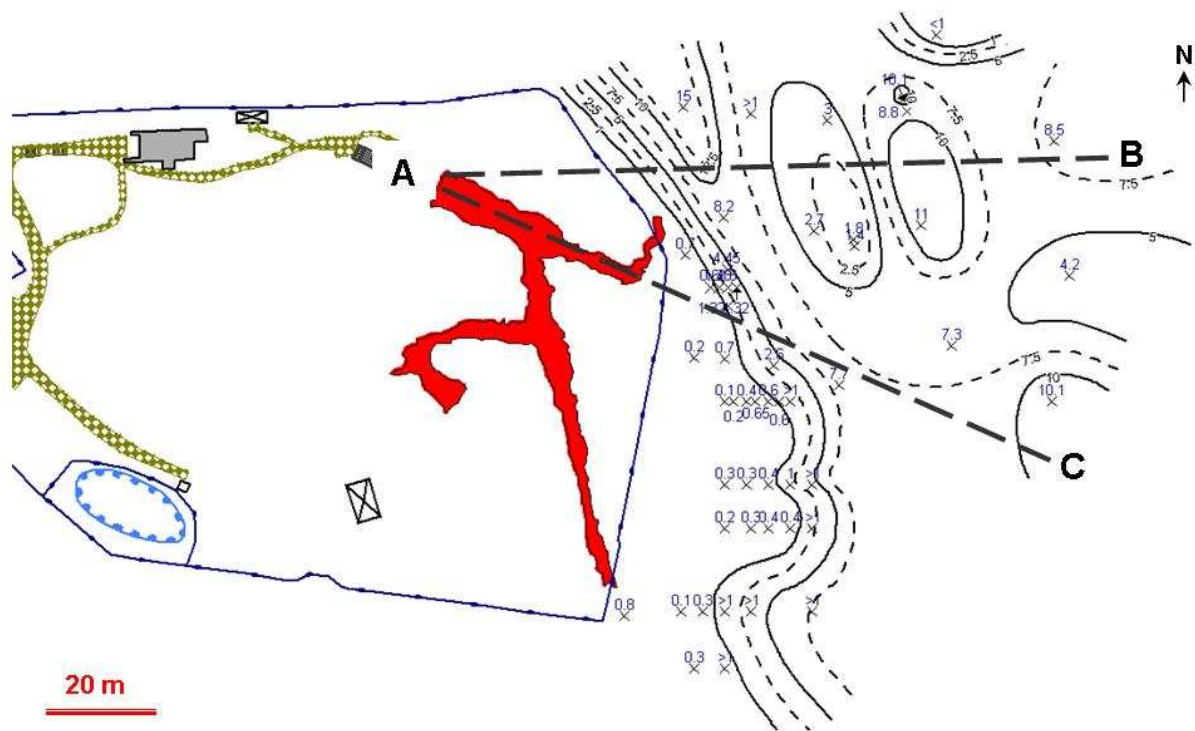


Figure 2.23. Localisation des coupes A-B et A-C sur le site de Lascaux.

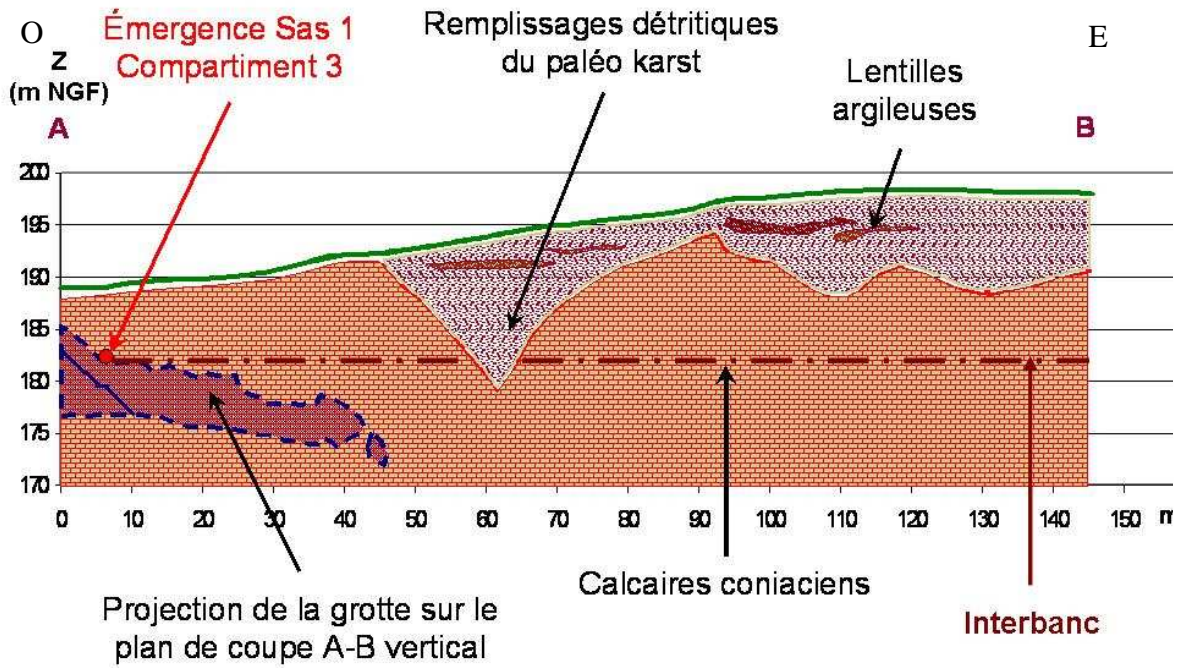


Figure 2.24. Coupe géologique A-B schématique à partir de l'interpolation des données de profondeur du substratum calcaire.

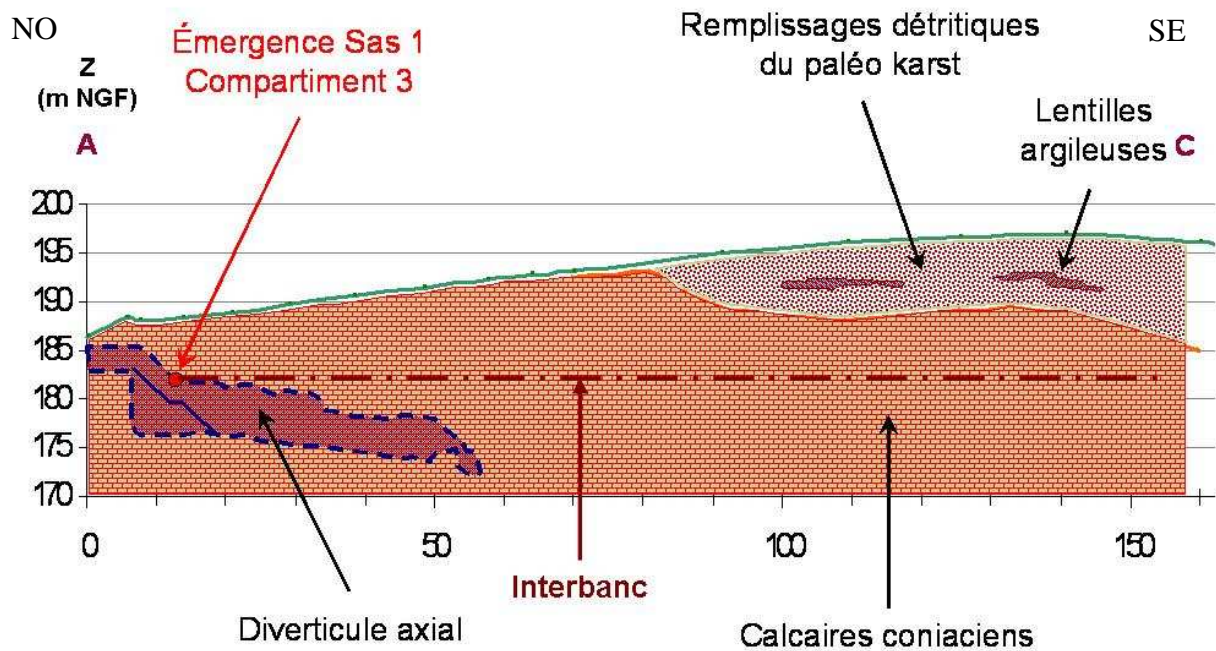


Figure 2.25. Coupe géologique A-C schématique à partir de l'interpolation des données de profondeur du substratum calcaire.

La coupe A-B (Figure 2.24) de direction ouest est, représente la configuration où la cote du fond du paléo canyon (sillon) est inférieure à la cote de l'émergence du toit du Sas1. Dans ce cas, si l'émergence était alimentée par la zone comblée, elle le serait par l'intermédiaire des formations détritiques de remplissages où la constitution d'un stock d'eau semble possible.

La coupe A-C (Figure 2.25), qui suit l'axe du diverticule axial, rencontre le même paléo canyon dans sa partie plus au sud. La cote de l'interface calcaires/remplissages remonte vers le Sud (Figure 2.21) de sorte qu'elle se retrouve rapidement au-dessus de celle de l'émergence du Sas1. La coupe A-C montre alors que les calcaires présents sous recouvrement détritique peuvent participer à l'écoulement non pérenne au toit du premier Sas de la cavité. Cette observation remet directement en cause l'idée jusqu'alors établie par VOUBE (1968) d'une aire d'alimentation réduite à la zone sub-affleurante du promontoire calcaire (Figure 2.4) dans lequel se développe la grotte de Lascaux.

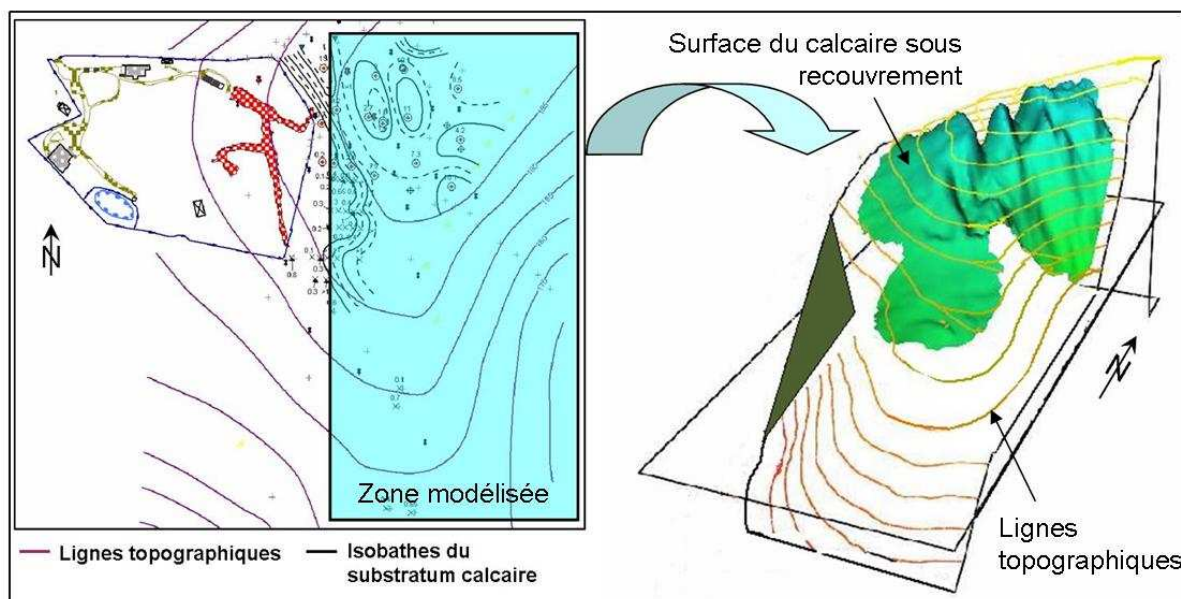


Figure 2.26. Modélisation 3D de la géomorphologie du substratum calcaire sous recouvrements détritiques.

Le logiciel d'interpolation ISATIS[®] possède un module de représentation 3D de données géoréférencées. Cet outil est alors très pratique pour intégrer la vision que l'on peut avoir de la géométrie du massif sous recouvrement détritique. La Figure 2.26 montre la géométrie 3D du paléo canyon à l'est de la cavité calculée grâce au logiciel à partir des données issues des reconnaissances géotechniques directes. Nous retrouvons bien la géomorphologie générale précédemment exposée faite de sillons de direction N160/N170 dans lesquels s'enchaînent

des pitons calcaires de dimensions respectables. Cette représentation rappelle les observations faites plus haut sur la colline au site du Régourdou (Figure 2.22).

L'intérêt porté à la zone amont du site de Lascaux trouve donc ici sa pleine justification. Cette partie de la colline est à protéger au même titre que l'est actuellement la zone sub-affleurante du promontoire calcaire, l'ensemble remplissages/calcaires sous recouvrement faisant partie intégrante du système qui peut être drainé par l'émergence du Sas1 de la cavité. Autrement dit, une pollution dont la source s'établirait dans la zone citée auparavant pourrait avoir des répercussions directes sur les parois de la cavité ornée. La question centrale après cette série de reconnaissances géométriques repose sur la participation potentielle des formations de remplissages à l'écoulement épikarstique. Cette zone peut-elle être le siège d'un stockage d'eau et si oui, cette eau peut-elle être transférée vers les calcaires, sous certaines conditions et en suivant des axes privilégiés de drainage qui restent à définir.

2.2.4 Caractérisation des épandages détritiques

Les formations détritiques de comblement font partie intégrante du système épikarstique. Nous avons donc lancé une campagne de caractérisation de ces formations en réalisant trois prélèvements à la tarière à 60 cm de profondeur dans les formations qui combler le paléocanyon à l'est de la cavité (L1, L2 et L3), un prélèvement du matériel argileux au-dessus duquel s'écoulent les eaux de l'émergence épikarstique (L5) et un prélèvement d'argile dans le réseau de base de la grotte des Combarelles qui sert de témoin (L4). Ces dernières sont en effet typiques des processus de décalcification des massifs calcaires dans la région du Périgord. Les prélèvements sur le site de Lascaux sont localisés en Figure 2.27.

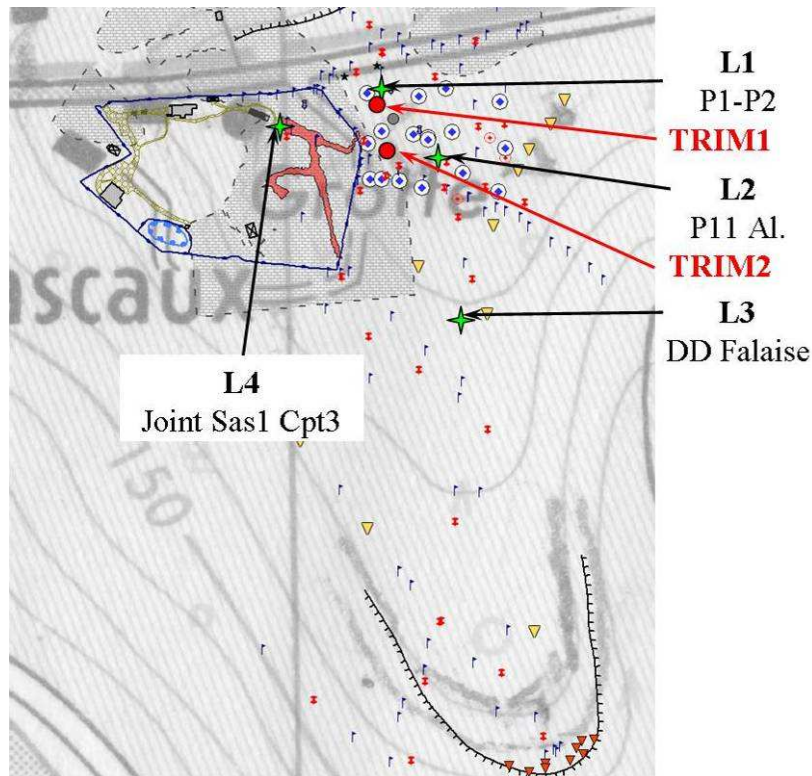


Figure 2.27. Localisation des prélèvements d'argile sur le site de Lascaux (L1, L2, L3 et L4) et localisation des mesures de teneur en eau dans les remplissages (TRIM1 et TRIM2).

Les photos des échantillons prélevés et analysés sont présentées en Annexe 4.

La première analyse consiste en une granulométrie laser sur MALVERN[®] Instruments SB.20. Les échantillons sont tout d'abord traités par tamisage humide afin de garder la fraction < 50 μm pour le passage à la granulométrie laser. Les modes cités ci-après correspondent à la (ou aux) fraction(s) granulométrique(s) majoritaire(s) dans l'échantillon prétraité.

L1 (P1-P3) : 1 mode dans la répartition granulométrique à [2,30-2,83 μm].

L2 (P11-Al) : 1 mode dans la répartition granulométrique à [3,39-4,30 μm].

L3 (DD-falaise) : 2 modes dans la répartition granulométrique à [0,53 μm] et à [2,30 μm].

L4 (Joint SAS1) non mélangé : 1 mode principal à [2,30 μm] et 1 mode secondaire à [0,65 μm].

L4 (Joint SAS1) mélangé : plus qu'un seul mode à [15 μm].

L5 (Comb-RB) : 1 mode principal à [6,52-9,91 μm] et 1 mode secondaire à [0,53 μm].

On montre que la fraction la plus représentée dans les échantillons des formations de remplissage en amont du promontoire calcaire de Lascaux (L1, L2 et L3) est la fraction comprise entre 2 et 4 μm qui correspond à des argiles grossières ou à des limons très fins. La limite entre ces deux classes se situe en effet à 2 μm . Dans le joint du Sas1, la taille des grains est plus importante. Les formations prélevées dans le réseau de base de la grotte des Combarelles présentent des classes granulométriques majoritaires très différentes de celles prélevées dans le paléocanyon de Lascaux. On y trouve des limons moyens et des argiles fines. On peut donc déjà penser que l'origine de ces formations n'est pas identique.

L'analyse s'est poursuivie par la détermination des argiles contenues dans les divers échantillons prélevés. Cette analyse est réalisée par diffraction aux rayons X (DRX) sur des poudres de roche totale et sur des lames orientées après avoir extrait la fraction limoneuse (< 50 μm) par tamisage humide et la fraction argileuse (< 2 μm) par centrifugation. La détermination des argiles passe par la comparaison des diffractogrammes en analyse des échantillons naturels, chauffés et glycolés. C'est la plus ou moins grande fermeture des feuillets des différentes argiles suivant le traitement appliqué qui permet de déterminer les types d'argiles en présence. Le Tableau 2.1 montre les résultats de cette analyse semi-quantitative, les diffractogrammes étant consultables en Annexe 4.

Tableau 2.1. Analyses semi-quantitatives ($\pm 5\%$) des minéraux argileux contenus dans les formations de remplissages en amonts du promontoire calcaire.

Echantillon	% Minéraux gonflants	% Illite	% Kaolinite	Minéraux associés
L1	90	2	8	Quartz, Goethite
L2	80	13	7	Quartz, Goethite
L3	66	11	23	Quartz, Goethite
L5	15	35	50	Quartz, Goethite

On montre ainsi que les remplissages à l'est de la cavité ont une composition relativement homogène avec une proportion importante de minéraux gonflants de type smectite. Le prélèvement situé plus au sud du site d'étude (L3) montre tout de même une composition un peu différente avec une plus grande proportion de kaolinite. Ces formations détritiques de

remplissage ont une composition très différente des argiles de décalcification prélevées aux Combarelles ce qui suppose une origine bien différente. Les formations de remplissages du paléocanyon de Lascaux ne proviendraient pas du démantèlement en place du massif calcaire qui forme la colline mais auraient une origine allochtone, probablement formées des produits de démantèlement du massif central qui seraient venus recouvrir en nappe les reliefs récemment émergés au tertiaire.

Il était admis par les études précédentes que les paléocanyons constituaient une limite de flux nul, en raison de la lithologie des terrains mais aussi de la profondeur de ces canyons. Or les coupes réalisées dans l'environnement de la grotte, à partir de données topographiques, pénétrométriques et géophysiques, indiquent qu'à l'est et au nord-est de la grotte, le substratum calcaire du fond des remplissages est au-dessus de la zone d'émergence présente dans la grotte au Sas1 (cf. Figure 2.24 et Figure 2.25). De plus, nos travaux montrent que ces remplissages peu perméables laissent quand même passer une certaine quantité d'eau. En effet des profils de teneurs en eau successifs dans le temps, réalisés au TDR (Time Domain Reflectometry) en deux points dans les formations de remplissages (TRIM1 et TRIM2 localisés sur la Figure 2.27) ont permis de suivre des variations qui témoignent du passage d'un front d'infiltration. Ces résultats sont montrés en Figure 2.28. On constate que les teneurs en eau évoluent dans ces formations au cours du temps en fonction de l'état de recharge du système. Les plus fortes teneurs sont rencontrées au printemps dans le TRIM2, ce qui corrobore la participation possible de l'eau des remplissages aux écoulements épikarstiques en fin de période de drainage du massif calcaire.

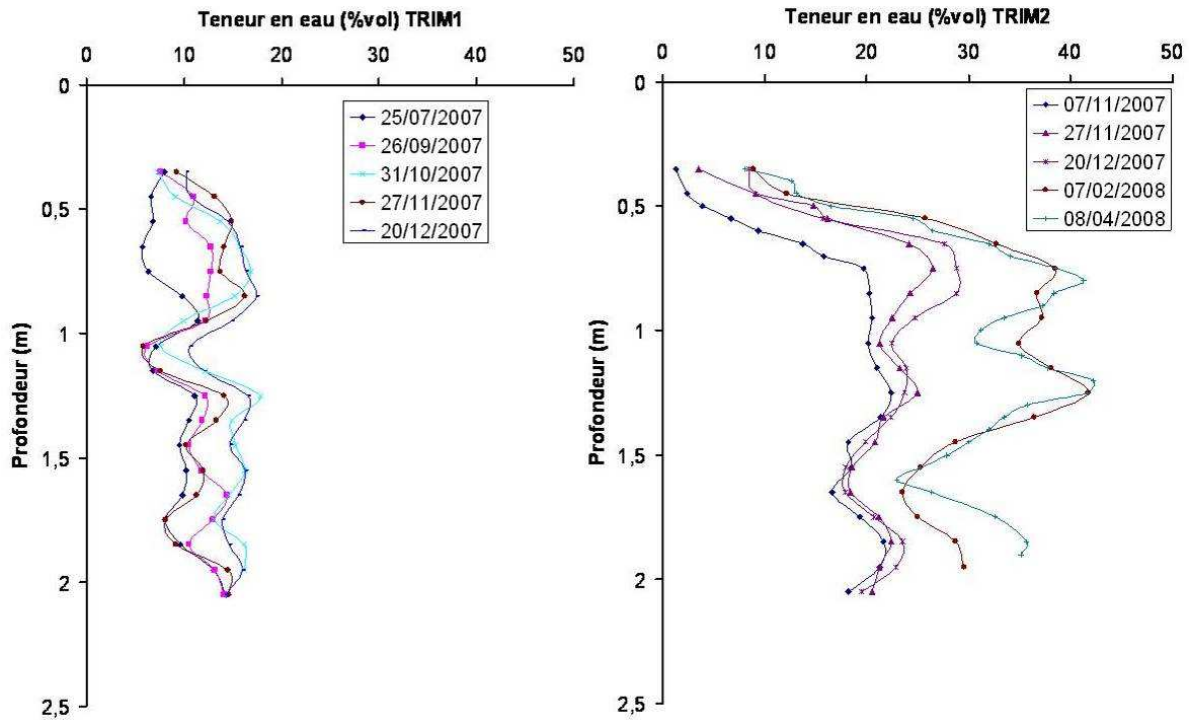


Figure 2.28. Evolutions des teneurs en eaux dans les formations de remplissages aux points TRIM1 et TRIM2.

De plus, lors du printemps 2008 très pluvieux, nous avons effectivement constaté la présence d'eau dans les tubes traversant les remplissages, eau qui s'est en quelques jours drainée dans le massif calcaire. Par ces mesures, il semblerait que les formations de remplissages puissent avoir un rôle dans les modalités d'infiltration des eaux dans l'épikarst, soit en constituant une zone de stockage, soit en participant directement aux écoulements à l'émergence de la cavité. Seule l'étude du comportement dynamique (PARTIE 3) et de l'évolution chimique et isotopique des eaux (PARTIE 4) permet de répondre à ces questions.

Les techniques de reconnaissance directe des terrains utilisées jusqu'à présent présentent le désavantage de ne renseigner que très ponctuellement sur la géométrie, la position en profondeur des terrains sous recouvrement ou bien la lithologie des formations. De plus, le contexte de l'étude, i.e. la grotte ornée de Lascaux, nous oblige à mettre en œuvre des méthodes non destructives de reconnaissance à l'intérieur de l'enceinte clôturée (promontoire calcaire). Les outils de géophysique, dont le laboratoire GHYMAC possède une solide expérience, paraissent dès lors tout indiqués pour spatialiser les connaissances concernant l'organisation géométrique de l'épikarst et tenter de localiser les zones les plus probables d'écoulements.

Chapitre 2.3 Contribution des prospections géophysiques à la connaissance de la structure géologique de l'épikarst

Les nombreuses méthodes de prospection géophysique disponibles de nos jours permettent une investigation du sous-sol relativement précise et rapide. Ces dernières années, les améliorations apportées au matériel de terrain pour l'acquisition et l'interprétation des données, quasiment en temps réel grâce à l'utilisation des ordinateurs portables de terrain, font de la géophysique de subsurface un outil efficace pour l'hydrogéologue (GAUTAM *et al.*, 2000 ; SUMANOVAC et WEISSER, 2001 ; AL-FARES *et al.*, 2002 ; SIRIEIX *et al.*, 2006).

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 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 du milieu étudié (aquifère épikarstique avec comblements détritiques) et de la profondeur d'investigation désirée (entre 15 et 20 m de profondeur), les méthodes de résistivité électriques et électromagnétiques semblaient les mieux adaptées aux problématiques de l'étude.

2.3.1 La méthode de résistivité électrique

L'utilisation des méthodes de résistivité électrique pour la caractérisation des formations géologiques repose sur la mesure à partir de la surface des résistivités électriques du sous-sol. En effet, le sous-sol peut être caractérisé par la mesure de sa résistivité (ρ en Ohm.m), qui varie en fonction de l'aptitude du milieu à s'opposer au passage du courant électrique. Dans un conducteur, le courant électrique peut s'écouler selon trois modes distincts : la conductibilité solide, négligeable pour les formations qui nous intéressent, la conductibilité liquide électrolytique et le phénomène électrochimique à la surface des minéraux, cas particulier des argiles (double couche électrique). Cela signifie que ce sont essentiellement les

ions présents dans l'eau que contient le sol ou la roche qui transportent les charges sous l'effet d'un champ électrique. La résistivité va donc dépendre :

- de la qualité de l'électrolyte, c'est à dire de la résistivité de l'eau d'imbibition et par conséquent de la quantité de sels dissous,
- de la quantité d'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche,
- du mode de distribution de l'électrolyte.

Les formations géologiques possèdent ainsi chacune une plage de résistivité qui les caractérise présentée en Figure 2.29.

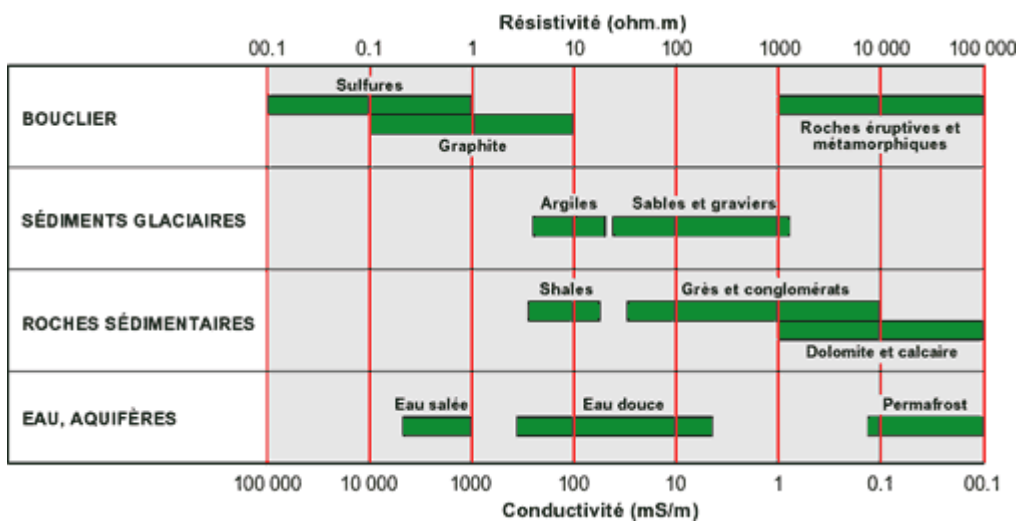


Figure 2.29. Plage de résistivité des formations géologiques courantes (d'après les cours en ligne de l'université de Lausanne : www-ig.unil.ch/cours).

2.3.1.1 Principe de la méthode électrique

Le principe de la prospection électrique repose sur la mesure, entre deux électrodes de réception M et N, d'une différence de potentiel créée par la fermeture d'un circuit électrique d'intensité I provenant de deux électrodes émettrices A et B. Le calcul de la résistivité ρ du sol est issu de la mesure du courant entre les électrodes A et B (I_{AB}) et de la différence de potentiel entre M et N (ΔV_{MN}). Pour un terrain homogène, la résistivité ainsi mesurée correspond à la résistivité vraie du matériau qui compose le sol. Par contre, si le terrain prospecté n'est pas électriquement homogène, la donnée obtenue n'est plus la résistivité vraie ρ mais une résistivité apparente ρ_a telle que :

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

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

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

La résistivité apparente du sous-sol ainsi mesurée englobe un volume de terrain dont la profondeur investiguée ne peut être qu'estimée. En effet, cette dernière dépend à la fois de la distance entre électrodes, de la résistivité des formations investiguées et du contraste de résistivité qui peut exister entre les formations superposées.

2.3.1.2 Les dispositifs utilisés

Le dispositif quadripôle fondamental ABMN peut donner naissance à plusieurs variantes. Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé deux dispositifs complémentaires : le traîné électrique pour une première approche des valeurs de résistivités du sous-sol de notre site et la tomographie électrique plus communément appelée panneau électrique.

L'utilisation des panneaux électriques est très répandue pour l'étude des milieux poreux et se développe en milieux karstiques. En géotechnique, les panneaux servent pour la détection des cavités karstiques qui apparaissent très résistantes car remplies d'air (SMITH, 1986 ; ROTH *et al.*, 2002 ; EL-QADY *et al.*, 2005). Les travaux de LATASTE *et al.* (2006) sur les sources karstiques et ceux de SIRIEIX *et al.* (2006) sur le système de la fontaine d'Orbe montrent de bons résultats pour la détection des conduits karstiques saturés conducteurs. AL-FARES *et al.* (2002) et VOUILLAMOZ *et al.* (2003) ont étudié la partie superficielle de l'aquifère karstique de Lamalou en couplant les méthodes de radar, sondages RMP et panneaux électriques. Les panneaux ont permis de positionner une cavité karstique et de définir les épaisseurs de la zone fracturée et de la zone compacte mises en évidence par la méthode radar.

➤ Le profilage électrique (ou traîné électrique)

Nous avons commencé la prospection électrique du site en testant un dispositif de profilage quadripôle, le traîné électrique dit WENNER du nom de son inventeur (Figure 2.30), dont la rapidité de mise en œuvre permettait d'avoir rapidement une idée de la réponse électrique du sous-sol investigué. On appelle cette mesure le traîné car elle correspond au déplacement

solidaire des quatre électrodes AMNB afin d'effectuer des profils et des cartes de résistivité à profondeur fixe.

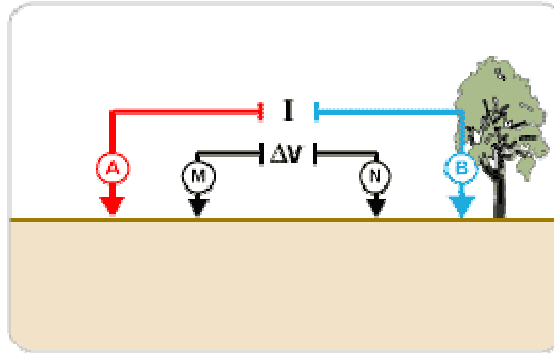


Figure 2.30. Mise en œuvre du traîné électrique.

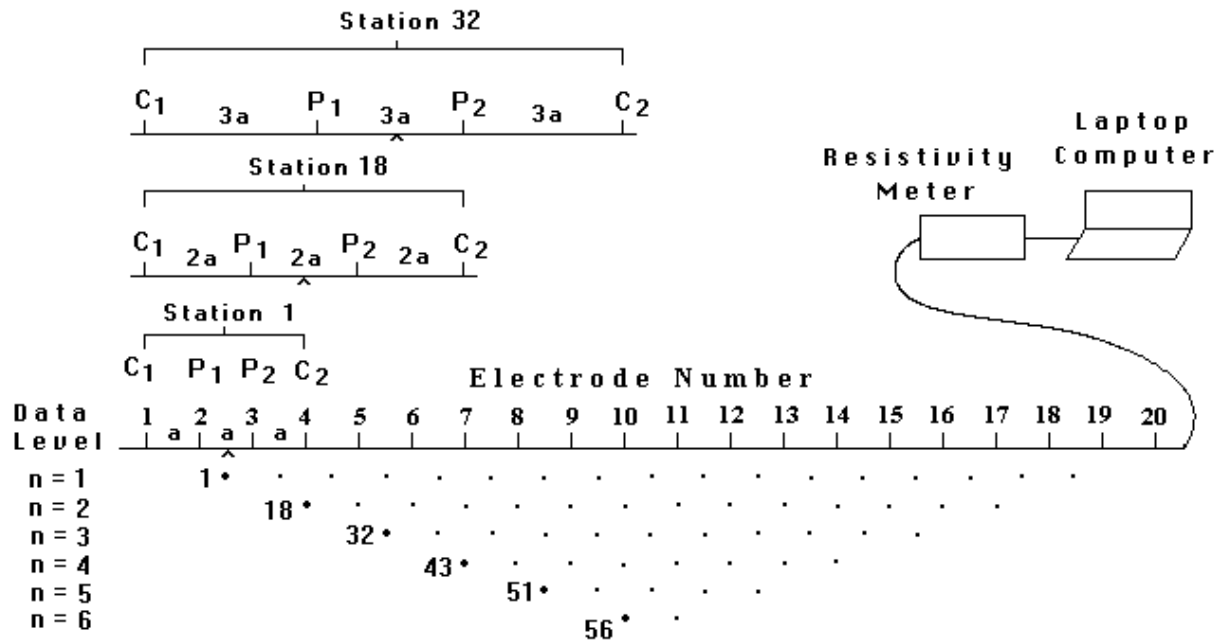
Nous l'avons précisé précédemment, la profondeur d'investigation dépend de plusieurs paramètres. Néanmoins, pour le traîné électrique, ROY et APPARAO (1971) estiment cette profondeur à $0,11 \times AB$ et BARKER et OLAYINKA (1990) à $0,17 \times AB$ de sorte que nous estimerons la profondeur d'investigation à environ 15 % de l'espace entre les électrodes A et B.

Sur le site d'étude, nous avons ainsi choisi un espacement entre électrodes de 10 m, soit une longueur totale du dispositif de 30 m. La profondeur d'investigation estimée à 4,5 m environ constituait alors un bon compromis entre la résolution du signal et la profondeur atteinte. Les mesures ont été effectuées avec un intervalle de 3 mètres, le long de six profils reportés sur la Figure 2.35. La campagne de mesure s'est déroulée entre le 21 et le 23 juin 2005, en période de déficit hydrique.

➤ La tomographie électrique

La Figure 2.31 présente le fonctionnement d'un panneau électrique : Une série d'électrodes est implantée sur le sol, avec un espacement a , et connectée via des câbles à un système d'acquisition automatique. En sélectionnant certaines électrodes, on crée un dispositif de mesure que l'on déplace le long du profil afin de prospecter le terrain à une profondeur x donnée. En augmentant la taille du dispositif on modifie la profondeur d'investigation ; en première approximation les électrodes de mesure les plus éloignées des électrodes d'injection

permettent d'atteindre les plus grandes profondeurs. On obtient ainsi une image de la distribution des résistivités apparentes du sous-sol en fonction d'une pseudo profondeur définie par EDWARDS (1977) et communément appelée une pseudo-section.



Sequence of measurements to build up a pseudosection

Figure 2.31. Disposition des électrodes et séquence des mesures utilisées pour un panneau électrique (LOKE 2004).

Les niveaux les plus profonds comportent moins de points : les dispositifs les plus grands font appel aux électrodes les plus éloignées et ne peuvent être déplacés que sur une faible distance. Ainsi sur la Figure 2.31 le niveau 6 ne comporte que deux points de mesure car le dispositif permettant cette acquisition, avec un espacement de 6a entre les électrodes ne peut être déplacé que de 1 cran (électrodes 1, 7, 13 et 19 puis électrodes 2, 8, 14 et 20).

Les valeurs de résistivité apparentes ainsi obtenues sont ensuite traitées par un logiciel d'inversion. Nous avons utilisé une méthode d'optimisation par moindre carré généralisée (Least Mean Square de LOKE et BARKER 1996) disponible avec le logiciel RES2DINV®. La pseudo section des résistivités apparentes issue des mesures de terrain est divisée en un certain nombre de blocs auxquels sont attribués des valeurs de résistivité apparente. L'épaisseur des blocs augmente avec la profondeur d'un facteur 1,1 ou 1,25, et leur largeur est ajustée à l'espacement entre les électrodes. Le logiciel calcule un modèle de résistivités

vraies et tente par itérations successives d'ajuster la résistivité vraie des blocs du modèle pour minimiser l'écart entre les résistivités apparentes calculées (à partir du modèle) et les résistivités apparentes mesurées (sur le terrain).

L'erreur RMS (pour Root Mean Square) donne une estimation de cette différence. Cependant, ce n'est pas le modèle qui a la plus petite RMS qui est forcément le plus juste. En pratique, trois à six itérations suffisent pour que le logiciel converge vers le modèle qui rend le mieux compte des observations de terrain.

Le principal défaut de cette méthode est son caractère non univoque : plusieurs modèles peuvent expliquer des valeurs de résistivité apparente de terrain. Ainsi le panneau électrique n'est pas une méthode de première approche du terrain et une connaissance préalable voire une possibilité de calage sur d'autres mesures géophysique ou géotechniques est souhaitable (NAUDET, 2004).

Sur le site de Lascaux, nous avons utilisé un dispositif Pôle-Dipôle. Ce dispositif qui permet une bonne couverture horizontale, est moins sensible au bruit qu'un dispositif Pôle-Pôle et plus robuste qu'un dipôle-dipôle. Il est par ailleurs moins robuste qu'un dispositif WENNER ou Schlumberger mais autorise une plus grande profondeur d'investigation avec une assez bonne résolution.

Le terme Pôle-Dipôle vient du fait que l'une des électrodes d'injection est placée « à l'infini ». L'électrode à l'infini doit être placée au moins à 5 fois le plus grand écart entre A et M pour que son effet sur la mesure soit inférieur à 5% (LOKE 2004). L'écart entre l'électrode d'injection A et le couple d'électrode de mesure MN ne doit pas dépasser 8 fois l'écart entre M et N au risque de voir apparaître des erreurs de mesure. Les profondeurs d'investigation augmentent avec l'espacement entre A et MN, ainsi pour satisfaire la condition précédente il convient d'augmenter l'espacement entre M et N ; la distance entre A et MN est grande mais reste inférieure à huit fois la distance entre M et N (LOKE 2004).

2.3.2 Les méthodes de prospection électromagnétiques

COOK *et al.* (1989) et DOOLITTLE *et al.* (1994, 1996, 1998) ont souligné la relation existant entre les variations latérales de lithologie et les mesures de conductivités obtenues par les méthodes électromagnétiques, EM 31, EM 38 et VLF (pour very low frequency). Les

propriétés électriques étant influencées par la présence d'eau dans le milieu, celle-ci peut donc être détectée par les méthodes électromagnétiques (ZOHDY, 1969 ; Mc NEILL, 1990). DOOLITTLE et al. (1998) ont cependant montré les limites de l'utilisation des méthodes électromagnétiques sur des terrains à nombreuses et fines couches de résistivité contrastée. En milieu de socle et en milieu karstique, ces méthodes ont été utilisées pour mettre en évidence et cartographier les cavités, les zones de fractures et le socle non altéré (CANACE et DALTON, 1984 ; PAZUNIAK, 1989 ; ROBINSON-POTEET, 1989).

2.3.2.1 Principe de la méthode électromagnétique

Basée sur les deux principes de conduction du courant électrique par les roches (la conductibilité liquide électrolytique et le phénomène électrochimique à la surface des minéraux argileux), la méthode EM 31 utilisée pour l'étude a pour principe :

- un courant alternatif qui circule dans une bobine dite émettrice, qui génère un champ magnétique primaire H_p (appelé l'induction électromagnétique de Faraday) ;
- sous l'action de H_p , une discontinuité dans le sous-sol génère des courants de Foucault (force électromotrice) eux-mêmes à l'origine d'un champ magnétique secondaire H_s suivant la loi d'Ampère ;
- la bobine dite réceptrice enregistre les champs H_p et H_s .

La Figure 2.32 illustre le principe de la méthode (GIROUX 2006, Mc NEILL 1980).

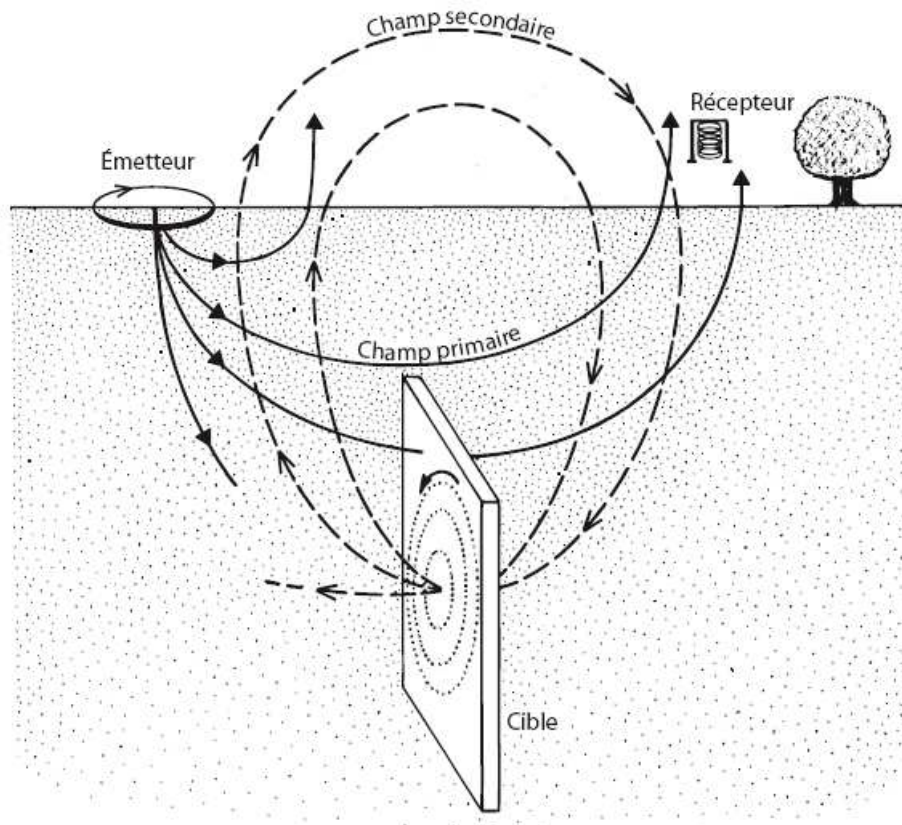


Figure 2.32. Circulation des courants lors des mesures par induction (GIROUX 2006).

La comparaison du champ magnétique total H_S reçu par le récepteur et du champ primaire H_P émit par l'émetteur permet le calcul d'une conductivité apparente ρ_{app} selon l'équation :

$$\rho_{app} = \frac{4}{\omega S^2 \mu_0} \left(\frac{H_S}{H_P} \right)$$

Où : H_S : Champ magnétique secondaire à l'électrode réceptrice

H_P : Champ magnétique primaire à l'électrode émettrice

ω : $2\pi f$

f : fréquence (9,8 KHz pour l'étude)

μ_0 : perméabilité

S : espace entre électrodes (m)

L'avantage principal de la mesure par induction électromagnétique est l'absence de contact entre l'instrument de mesure et le sol, évitant ainsi un grand nombre de problèmes liés aux

résistances de contact entre le sol et les électrodes pour les mesures électriques classiques. Cette méthode est très intéressante quand il s'agit d'une reconnaissance rapide, d'une « détection » sommaire ou de la simple découverte de zones d'anomalies. Mais l'interprétation quantitative en 1D, 2D et 3D peut devenir très complexe. Elle a par ailleurs un défaut rédhibitoire : leur profondeur d'investigation est limitée, d'autant plus limitée que la fréquence est plus élevée (CHOUTEAU et GIROUX, 2005).

2.3.2.2 Le dispositif de prospection électromagnétique utilisé

Pour nos campagnes de mesure, nous avons utilisé un EM 31 fabriqué par la société GEONICS^{ltd} visible en opération in situ sur la Figure 2.33 et dont les caractéristiques sont les suivantes :

- deux bobines bipolaires et coplanaires
- une fréquence cadencée à 9,8 kHz
- un espacement interbobine de 3,66m

La maniabilité de cet instrument permet de réaliser une mesure en champ vertical et en champ horizontal par simple basculement à 90° de l'appareil. La profondeur d'investigation des mesures électromagnétiques est fonction d'une part de la fréquence utilisée et de l'espacement entre les bobines qui sont fixes, et d'autre part de l'orientation des bobines. La Figure 2.34 montre la sensibilité de la mesure pour les deux types de champ (vertical ou horizontal) en fonction de la profondeur normalisée. Celle-ci correspond à la profondeur réelle divisée par l'espacement entre les bobines. Précisons que la mesure électromagnétique est une mesure globale qui prend en compte tout le volume de sol jusqu'à la profondeur d'investigation. L'extension latérale du volume de sol échantillonné est approximativement la même que l'extension verticale (GIROUX, 2006).

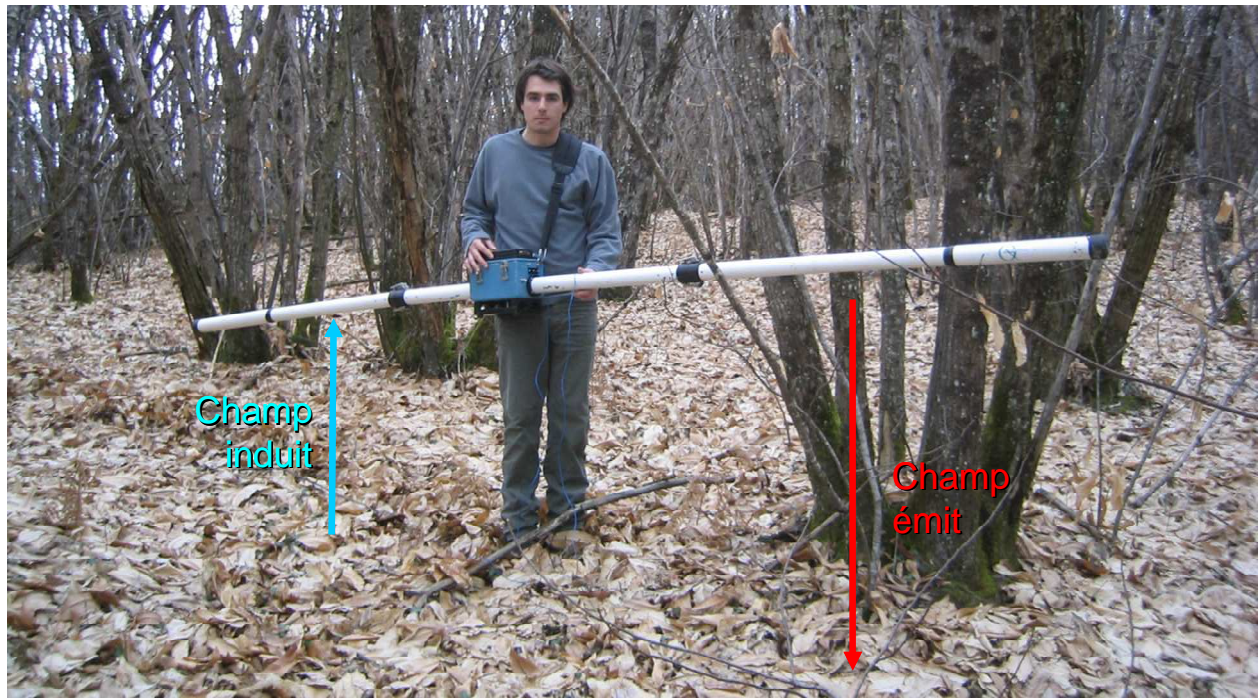


Figure 2.33. L'EM 31 en opération in situ.

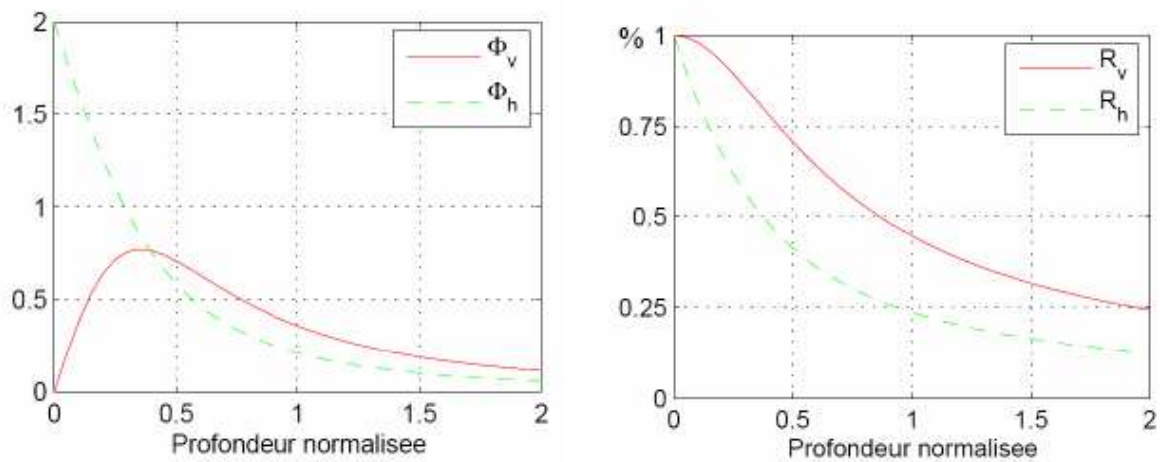


Figure 2.34. A gauche, sensibilité de la mesure à l'EM 31 (sans unité) ; à droite, contribution des terrains (%) en fonction de la profondeur (d'après Mc NEILL 1980 et GIROUX 2006).

On constate une nette différence selon l'orientation du champ en effet,

En champ vertical :

- à $z = 0$, la contribution est minimale.
- à $z = 0.4s$, la contribution est maximale
- à $z = 1.5s$, la contribution est encore significative.

En champ horizontal :

- la contribution maximale à la surface
- la contribution diminue avec z.

Prenons deux cas en exemple pour commenter la figure de droite :

Le sol au delà de 1 m de profondeur contribue à 25 % de la mesure horizontale et à 48 % (presque le double) de la mesure verticale.

Le sol de 0 à 0,5 m de profondeur contribue à 65 % de la mesure horizontale et 25 % de la mesure verticale.

Les deux mesures n'ont donc pas la même profondeur d'investigation (en profondeur réelle) mais ne sont pas non plus sensibles aux mêmes terrains.

Le Tableau 2.2 résume ces caractéristiques.

Tableau 2.2. Profondeur et sensibilité de la mesure en fonction de l'orientation du champ magnétique.

	Profondeur d'investigation	Sensibilité maximale
Champ horizontal	3 m	0 à 3 m
Champ vertical	6 m	3 à 6 m

Dans la pratique, l'appareil est porté à hauteur de hanche, à environ 1 m du sol. Les profondeurs d'investigation sont donc respectivement de 2 en champ horizontal et de 5 m en champ vertical

2.3.3 Implantations des mesures géophysiques sur le site de Lascaux

La prospection géophysique du site s'est déroulée en plusieurs phases : nous avons commencé par tester la réponse du sous-sol à l'est de la cavité grâce au profilage électrique. La manipulation étant relativement aisée, nous avons couvert une partie du paléo-canyon comblé par du matériel détritique. Le positionnement des mesures de résistivité électrique réalisées en juin 2005 par traîné est présenté sur la Figure 2.35 .

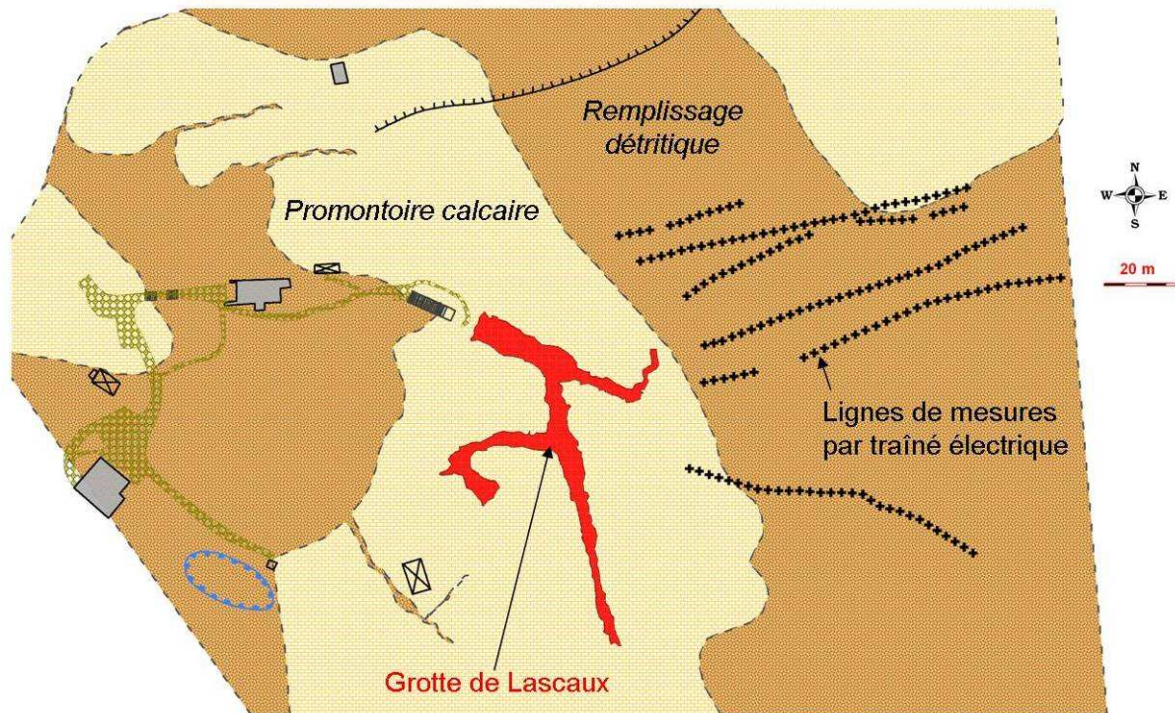


Figure 2.35. Position des mesures de résistivité apparente du sol par trainé électrique.

Deux campagnes de prospection électromagnétique à l'EM 31 nous ont permis de couvrir à la fois la zone de remplissage et la zone du promontoire calcaire dans lequel se développe la cavité. Ces mesures ont été effectuées à un an d'intervalle, au mois d'avril pour les deux campagnes, dans des conditions de température et d'humidité proches. La position de ces mesures est présentée en Figure 2.36. La première campagne (avril 2006) concerne la prospection électromagnétique de la zone de remplissage à l'est de la cavité en dehors de l'enceinte clôturée. Les mesures se décomposent en deux fois dix-huit profils de résistivité apparente (champ vertical et champ horizontal), numérotés de L1 à L18 sur la Figure 2.36. Dix-sept profils ont une direction ouest-est, le dix-huitième étant réalisé perpendiculairement aux précédents afin de contraindre au mieux le traitement géostatistique. La deuxième campagne de mesure réalisée en avril 2007 consiste en 11 profils de mesure à l'EM 31 nommés LASC 1 à 9 pour ceux effectués Est Ouest et LASB 1 et 2 pour ceux orientés Nord Sud. Pour les deux séries de mesures, nous avons opté pour un pas de mesure de 3 m (de 3 à 3,20 m dans la pratique) et un espacement entre les profils parallèles de 10 m. Ce mode opératoire représente un bon compromis entre une bonne densité de mesures et le temps nécessaire à leur acquisition.

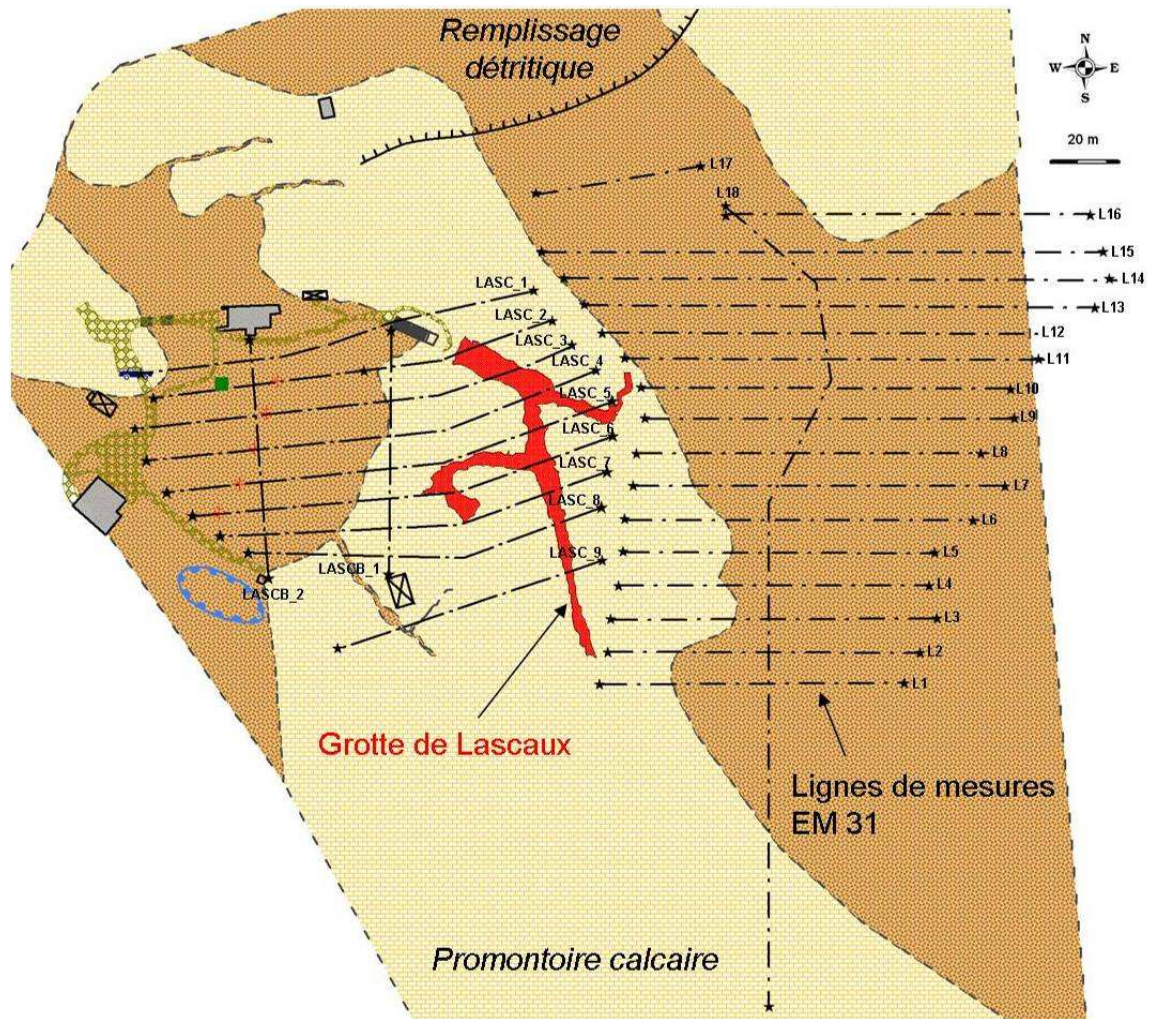


Figure 2.36. Position des mesures de résistivité apparente par l'EM 31.

Comme pour les mesures à l'EM 31, les mesures de tomographie électrique se sont déroulées en deux phases :

- la première consiste en deux panneaux nommés Pan 1 et Pan 2 (141 m de longueur chacun) réalisés en juillet 2006 et positionnés perpendiculairement à l'allongement du paléo canyon situé à l'est du promontoire calcaire comme le montre la Figure 2.37. Chaque panneau a été testé en dispositif Pôle-Pôle et Pôle-Dipôle dont la position des infinis (notés respectivement pp et pdp) est visible sur la même carte.
- La deuxième campagne met en œuvre quatre panneaux électriques de plus petite dimension réalisés en avril 2007, localisés dans l'enceinte clôturée du site de Lascaux entre la position de l'émergence du Sas1 et le paléo canyon à l'est du promontoire, orientés N120 afin d'être parallèles au diverticule axial comme le montre la Figure 2.38.

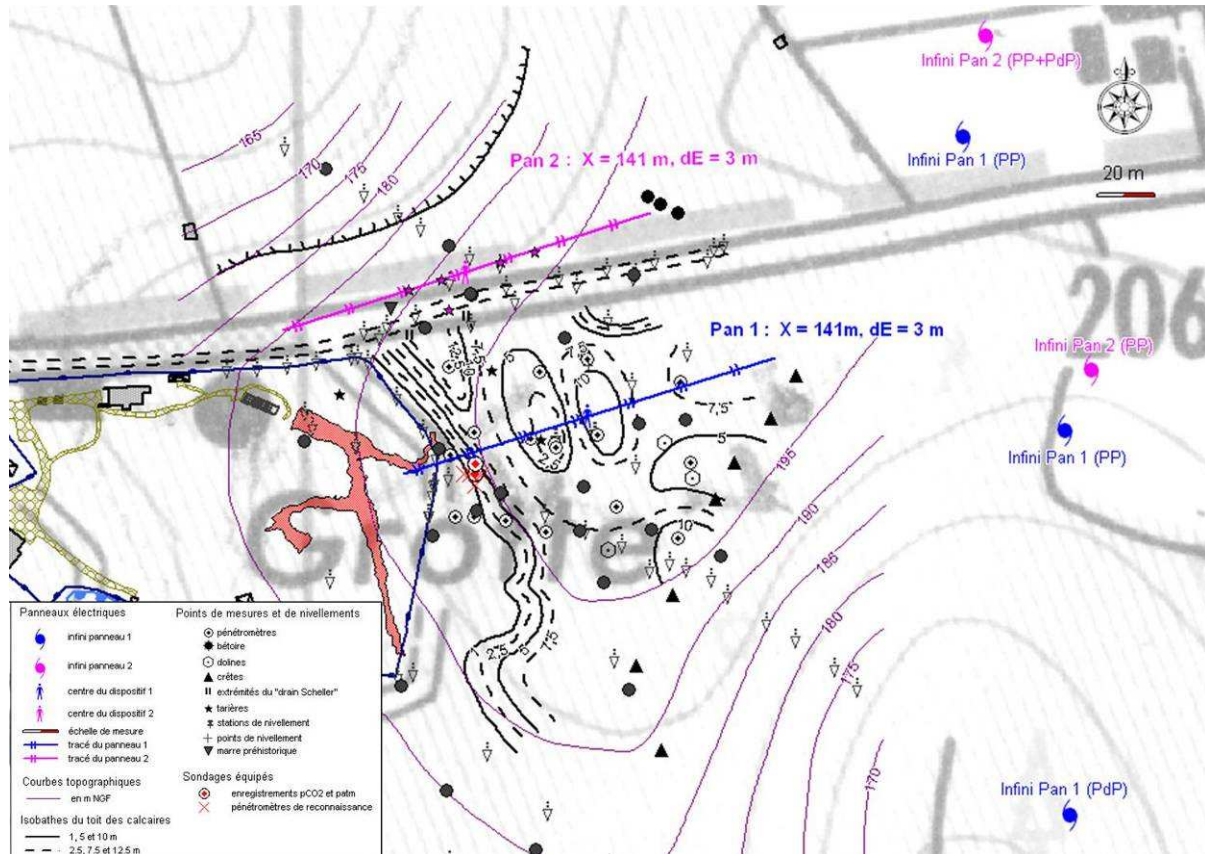


Figure 2.37. Position des panneaux électriques Pan 1 et Pan 2 sur le site de Lascaux (campagne de juillet 2006).

Les plus proches panneaux électriques (Panneau 1 et Panneau 2) sont situés à 5 m vers le nord-est. Les deux autres panneaux (Panneau 3-a et Panneau 3-b) sont positionnés parallèlement aux deux premiers à 8 m de distance environ. Les dimensions et les caractéristiques de ces panneaux électriques sont :

- Panneau 1 de 23 mètres de long avec un espacement de 0.5 m entre les 48 électrodes.
- Panneau 2 de 47 mètres avec un espacement de 1 m entre les 48 électrodes. Il constitue le prolongement vers le nord ouest du Panneau 1 précédent et possède la même position à l'origine.
- Panneau 3-a de 23 mètres avec un espacement de 0.5 m entre les 48 électrodes. Ce panneau est placé à 8 m plus au nord ouest et parallèlement aux autres panneaux.
- Ce même dispositif est translaté de 8,5 mètres vers le Sud Est, toujours dans le même alignement pour former le Panneau 3-b. Ainsi la combinaison des deux panneaux, dits en «Roll-allong» permet de construire un Panneau 4 de 31 mètres de longueur qui ne bénéficie pas de la profondeur d'investigation qu'autoriserait un tel espacement des électrodes mais qui

dispose d'une meilleure résolution verticale qu'un seul panneau électrique à plus grand espacement.

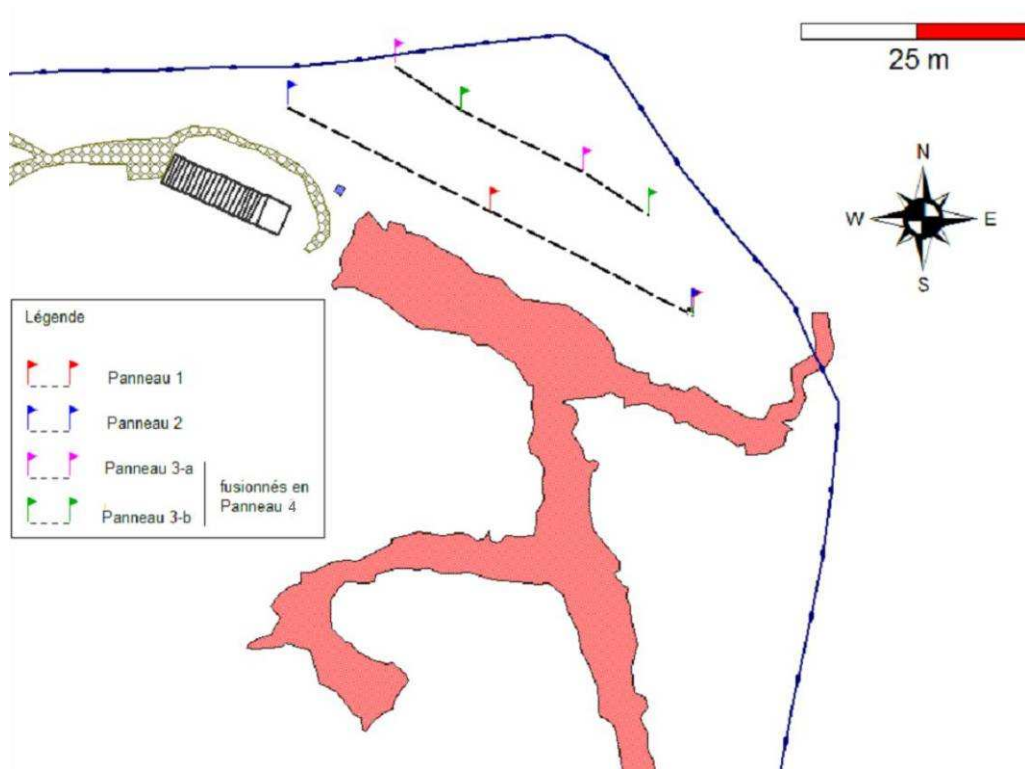


Figure 2.38. Position des panneaux électriques de la campagne d'avril 2007.

Ce dispositif particulier a nécessité l'implantation d'une électrode dite « à l'infini », celle-ci étant positionnée le plus loin possible du panneau. Nous avons alors implanté cette électrode au niveau du réservoir d'eau anti-incendie situé au Sud Ouest de l'enceinte clôturée.

2.3.4 Résultats des campagnes de prospections géophysiques

2.3.4.1 Traitement des mesures

Les données brutes collectées sur le terrain sont, dans un premier temps, soumises à l'esprit critique du manipulateur afin de filtrer les mesures aberrantes qui proviennent vraisemblablement de biais dus à la mesure elle-même. Chaque manipulation a donc fait l'objet d'un « nettoyage » raisonné et discuté des données brutes acquises sur le terrain.

➤ Le profilage électrique (ou traîné électrique)

Les biais de mesures lors de l'utilisation du traîné électrique proviennent le plus souvent d'un trop faible ampérage pour provoquer une réponse du sol suffisante et mesurable. Les valeurs aberrantes ainsi obtenues sont éliminées en raison du manque flagrant de cohérence de ces mesures avec les mesures voisines le long du profil d'acquisition. La baisse d'ampérage est très souvent liée à des difficultés de mesure, notamment lorsque le contact de l'électrode avec le sol est difficile à réaliser (résistance de contact trop élevée).

➤ La tomographie électrique

Les données brutes sont vérifiées sur le logiciel Prosys[®] afin d'isoler de possibles variations anormales des résistivités électriques apparentes. On se base sur les diagrammes de résistivité bien sûr (on attend une certaine homogénéité des mesures) mais aussi sur les diagrammes du facteur de qualité défini par IRIS[®].

L'utilisation d'un dispositif Pôle-Dipôle impose de connaître avec précision la position de l'électrode d'injection « à l'infini ». La position de toutes les électrodes est connue dans le repère Lambert 3 Sud, cependant le logiciel d'inversion, RES2DINV[®], s'appuie sur un repère orthonormé centré sur l'origine du panneau. Les coordonnées de l'électrode « à l'infini » sont alors calculées dans ce nouveau repère par trigonométrie.

Nous avons vu précédemment que le Panneau 4 est réalisé par le regroupement des panneaux 3-a et 3-b. Sur le Panneau 3-b, l'électrode à 8,5 m correspond à l'électrode 0 (origine) du Panneau 3-a. Nous avons couplé les résultats des deux panneaux pour former le Panneau 4 continu de 31 mètres de long. Pour réaliser ce couplage, nous avons comparé les parties communes entre les Panneaux 3-a et 3-b. L'écart entre les résistivités des points communs est donné dans le Tableau 2.3. La moyenne de la différence, 0,6 Ohm.m, est très inférieure à la gamme des résistivités apparentes observées, de 76 à 202 Ohm.m. Précisons que les différences supérieures à 1 Ohm.m ne se rencontrent que sur les bords du panneau 3 et du panneau 4.

Tableau 2.3. Caractéristique de la différence de mesure (en Ohm.m) entre les Panneaux 3-a et 3-b.

Moyenne	Ecart type	Médiane	Min	Max
0,6	1,5	0,3	0,0	24,8

➤ **L'EM31**

La résistivité électrique apparente RHO mesurée à l'EM 31 est égale à l'inverse de la conductivité. On exprime RHO en Ohm.m soit :

$$RHO = 1000 \times \frac{1}{Q}$$

Avec Q la conductivité du milieu prospecté.

Lors de la mesure à l'EM 31 in situ, nous rencontrons sur les profils de résistivité apparente un certain nombre de points caractérisés par des variations particulières classées en trois catégories suivantes :

- les points négatifs, supprimés,
- les points subissant l'influence d'un corps métallique : béton armé, clôture, abri,
- les points subissant l'influence de la canalisation enterrée.

Les deux derniers groupes d'anomalies se rencontrent essentiellement lors de la prospection électromagnétique de la zone à l'intérieur de l'enceinte clôturée dont le sous-sol est largement anthropisé.

Enfin certains points ont fait l'objet de controverses sur leur représentativité. Ils présentent des variations de la composante en phase significatives mais pas d'écarts particuliers sur la mesure de la conductivité. Il est difficile d'interpréter ces variations qui peuvent traduire l'influence d'un paramètre non reconnu ou être réellement représentatives d'une géomorphologie de type lapiaz qui caractérise la surface du calcaire sub-affleurant.

2.3.4.2 L'outil de modélisation géostatistique

L'acquisition de mesures de résistivité apparente en ligne parallèles (traîné électrique et EM 31) a pour but la création de cartes d'iso valeurs. Le logiciel le plus couramment utilisé pour générer ces cartes est Surfer[®]. Cependant et afin d'acquérir une plus grande maîtrise sur les méthodes d'interpolation mises en œuvre, nous avons utilisé le logiciel de traitement géostatistique : ISATIS[®].

2.3.4.3 Définition de la géométrie du site d'étude à l'aide des prospections géophysiques

A l'est de la grotte de Lascaux, la zone de remplissage comblée de sables et argiles déjà observée par VOUBE (1968) nous semblait pouvoir constituer une limite latérale probablement non étanche. Connaissant mal cette zone tant dans sa géométrie que sa lithologie, notre première étude a consisté en une campagne de profilage électrique (une mesure tous les 3 m avec un dispositif Wenner dont l'espacement α entre électrodes est de 10 m) sur six profils localisés en Figure 2.35 ainsi que 4 sondages électriques verticaux. Les mesures ont été réalisées fin juin 2005, postérieurement à une longue période sèche. Ces mesures ont été couplées à des données provenant de trois forages à la tarière (T1, T2 et T3) et neuf sondages au pénétromètre (de P1 à P9) dont la position est repérée en Figure 2.19 et en Figure 2.39 a).

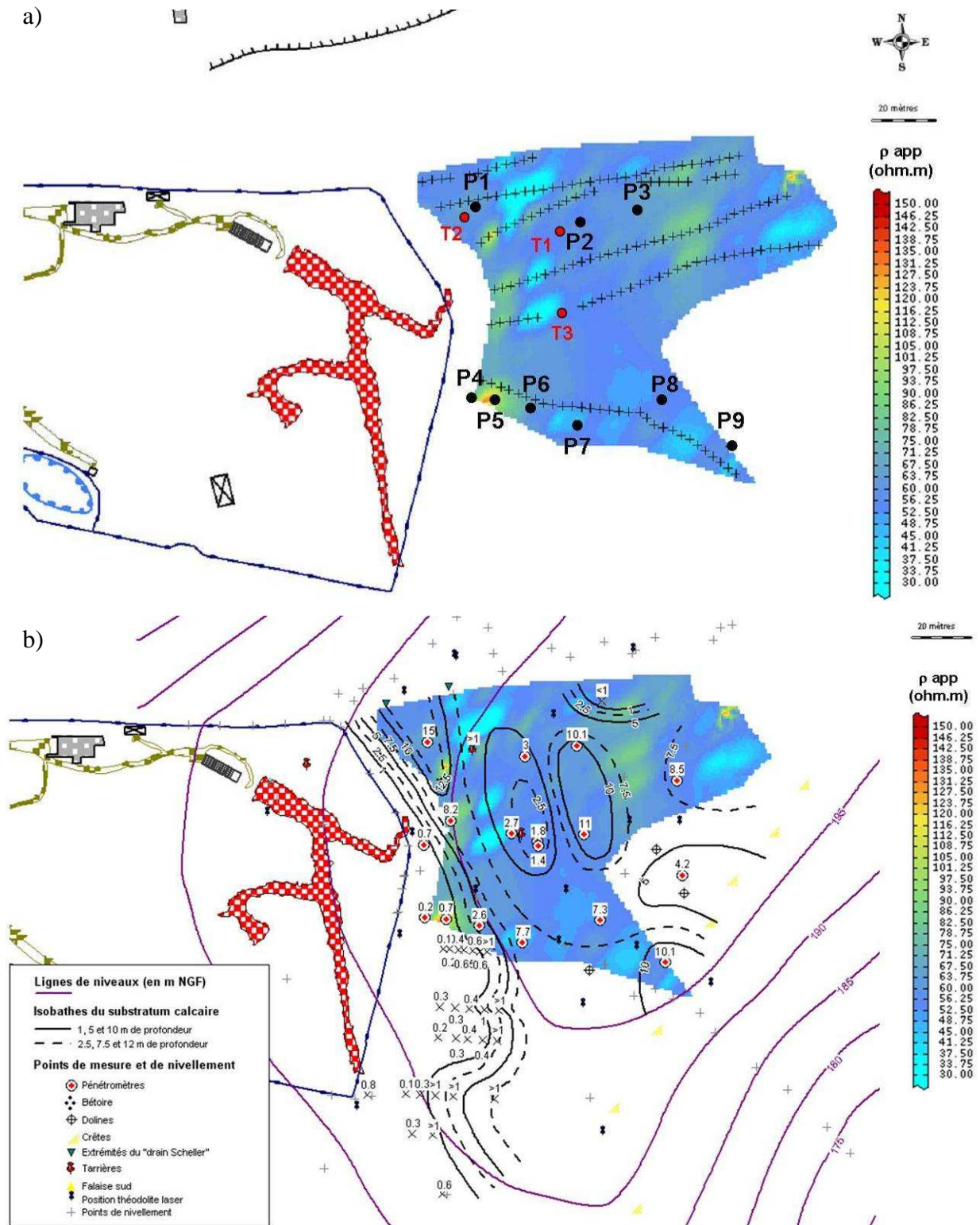


Figure 2.39. Carte des résistivités apparentes en Ohm.m dans les formations de remplissages mesurée par traîné électrique. a) Résistivité apparente, lignes de mesures, et position des pénétrètres P1 à P9 et des tarières T1 à T3. b) Même carte avec les points de reconnaissance directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement, les isobathes du substratum calcaire et les lignes de niveau.

En première analyse, les mesures au traîné (profondeur d'investigation = 4,5 m environ) confirment bien les limites latérales déjà identifiées par VOUBE (1968), au nord-est et sud-ouest de la zone étudiée (Figure 2.39). Le calcaire bioclastique dont la résistivité électrique a été mesurée par sondage électrique vertical au droit de la grotte, voit ses valeurs comprises entre 130 et 150 Ohm.m, il se manifeste sur les traînés électriques quand la couverture est faible (< 0,5 m) par une résistivité apparente supérieure à 100 Ohm.m. Les pénétrètres P4 à P9 alignés montrent un approfondissement du toit du calcaire qui passe de 20 cm à 2,6 m entre les pénétrètres P4 et P6 puis plonge à 8 m au P7 et à 10 m au P 9. La carte d'isorésistivité est cohérente avec cette décroissance. La zone de remplissage plus argileuse montre des résistivités globalement inférieures à 70 Ohm.m. Nous constatons au cœur de la zone de remplissage des zones de résistivité électrique plus élevée (entre 70 et 100 Ohm.m). Un arbre abattu contenant des blocs calcaires dans ses racines a été observé dans cette zone centrale. Cependant, un modèle électrique bicouche résistant pour le calcaire et conducteur pour le remplissage n'est pas apparu adapté à nos mesures. La profondeur des calcaires sous remplissages est trop importante pour être détectée par la méthode du traîné électrique. Ainsi le pénétrètre P2 montre un refus à 3 m alors que les pénétrètres P1 et P3 montrent un refus à 15 et 10 m. La carte de résistivité, quant à elle, montre une résistivité voisine de 50 Ohm.m pour le P2 et de 80 Ohm.m pour les P1 et P3. Les calcaires n'ont donc pas été détectés.

Cette première campagne de prospection géoélectrique nous a donc renseigné sur l'hétérogénéité des remplissages en sub-surface et a montré la nécessité de travailler avec une méthode à profondeur d'investigation plus importante. Nous avons poursuivi les campagnes de prospection avec une méthode électromagnétique dont la mise en œuvre est plus aisée, qui propose une liberté d'action plus importante et dont l'acquisition des données est plus rapide.

Cette méthode est la prospection électromagnétique à l'EM31 dont le principe est exposé au chapitre 2.3.2. La prospection électromagnétique du site d'étude s'est déroulée en deux phases, la prospection de la zone de remplissage à l'est de la cavité dans un premier temps (avril 2006) et la prospection de la zone à l'intérieur de l'enceinte clôturée dans un deuxième temps (avril 2007). Les conditions d'humidité du sol et du sous-sol durant les deux campagnes étant comparables, nous avons couplé les deux cartes d'isorésistivités mesurées à l'EM 31 afin de donner une image d'ensemble de cette caractéristique du sol sur la globalité

du site. Deux cartes sont alors dessinées en Figure 2.40 : la résistivité apparente à 2 m de profondeur environ par la mesure en champ horizontal et la résistivité apparente à 5 m de profondeur environ grâce à la mesure en champ vertical.

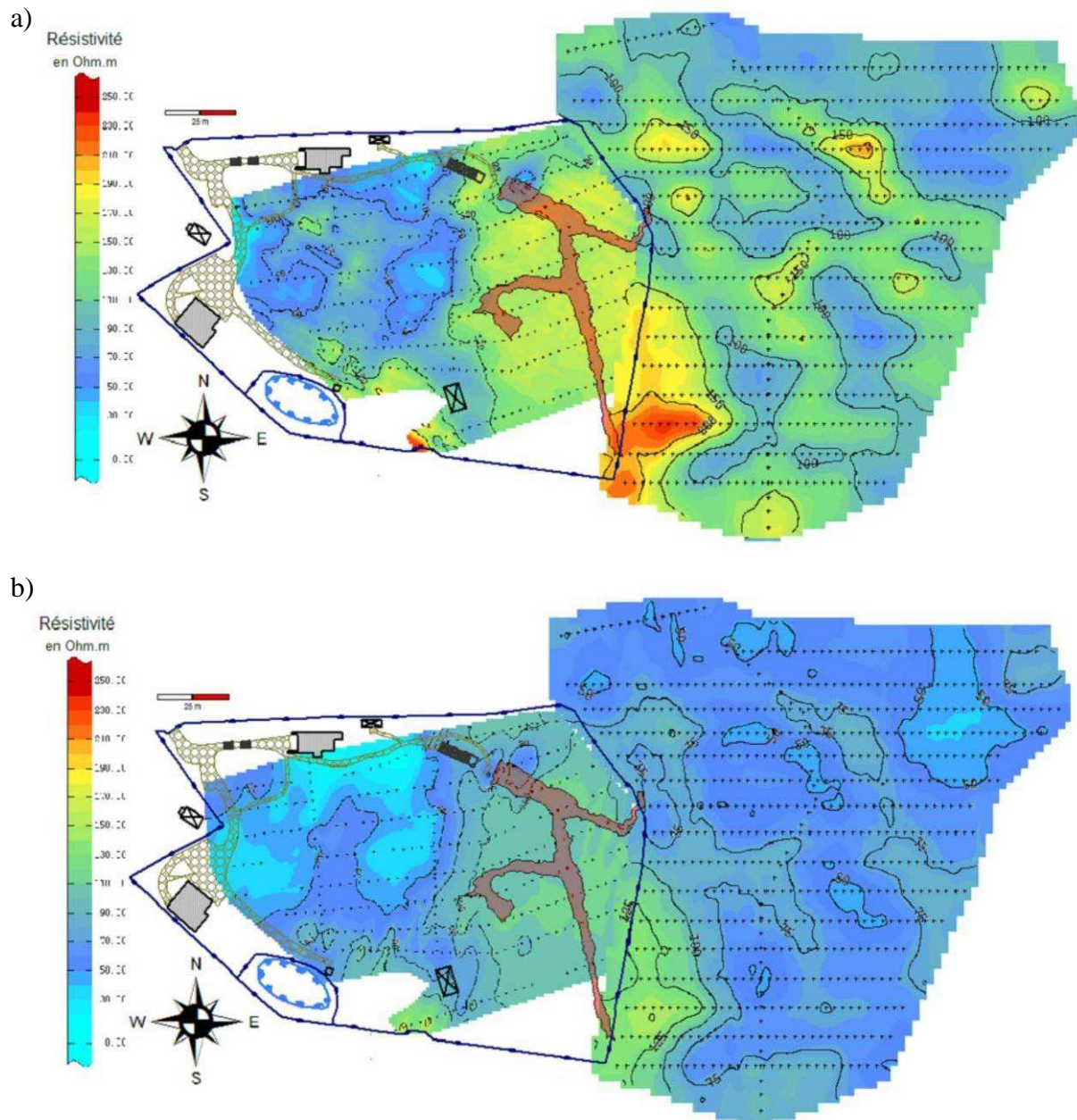


Figure 2.40. Carte d'isoresistivité EM 31 a) en champ horizontal (profondeur d'investigation \approx 2 m) b) en champ vertical (profondeur d'investigation \approx 5 m).

La multiplication des points de mesure a nettement amélioré la discrimination de la résistivité apparente des terrains après traitement géostatistique. L'extension de la zone de prospection

vers le Sud par rapport au traîné électrique laisse apparaître clairement l'extrémité sud-est du promontoire calcaire dont les résistivités évoluent au-dessus de 120 Ohm.m en champ horizontal. Globalement, on remarque que les résistivités mesurées en champ horizontal sont plus élevées que celles obtenues en champ vertical. Or nous avons vu que la sensibilité de la mesure est plus grande de 0 à 3 m par rapport aux bobines en champ horizontal et de 3 à 6 m en champ vertical. Ainsi, le premier milieu rencontré est l'air, infiniment résistant et la mesure horizontale est plus influencée par ce milieu. Il en résulte une gamme de résistivité plus forte en champ horizontal qu'en champ vertical de sorte qu'il existe une majoration de 33 Ohm.m en moyenne.

Les mesures électriques faites dans les formations détritiques montrent une forte hétérogénéité de la résistivité apparente de ces terrains. Les remplissages sont caractérisés par des plages conductrices décamétriques, où la résistivité apparente est inférieure à 50 Ohm.m, qui alternent avec des zones plus résistantes dont la gamme de résistivité évolue entre 80 et 110 ohm.m. Nous interprétons ces résultats par la présence de lentilles argileuses conductrices dans les formations de comblement. Les taches plus résistantes, en vert et jaune sur la carte en champ horizontal (Figure 2.40) correspondraient à une lithologie plus sableuse des remplissages. Ces formations s'organisent suivant des directions de structuration déjà reconnues sur la colline de Lascaux, les talwegs qui viennent entailler ce massif calcaire possédant en effet une orientation armoricaine moyenne N160 similaire. Cette orientation est aussi celle du sillon reconnu à la tatière et celle de l'escarpement que forme le promontoire calcaire à l'est de la cavité ornée. Le diverticule de droite de la grotte de Lascaux possède lui aussi une orientation quasiment identique.

En zone de remplissage, nous constatons que la mesure à l'EM31 ne permet pas de reconnaître le piton calcaire mis en évidence lors de la reconnaissance directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement. Les terrains qui le surplombent doivent être très argileux, et donc très bons conducteurs, de sorte que le courant électrique reste préférentiellement dans cet horizon sans pouvoir pénétrer dans les calcaires sous-jacents. Nous avons pourtant reconnu dans cette zone, à une profondeur inférieure à 2 m, un horizon compétant correspondant aux calcaires ; ceci grâce aux pénétromètres dynamiques P11, P11bis et P11ter dont les profils sont consultables en Annexe 2.

Dans la zone du promontoire calcaire dans lequel la grotte de Lascaux s'est développée, la résistivité est comprise entre 100 et 120 Ohm.m en champ vertical et 150 et 170 Ohm.m en champ horizontal. La limite entre ces deux secteurs du terrain d'étude est très marquée et fait penser à une interface abrupte entre le calcaire et le remplissage. On rejoint ici l'idée de canyons dans un paléokarst « lapiazé » et comblé ce qui explique les variations brutales de lithologie. Cette observation est en accord avec les travaux de reconnaissance (sondages) de VOUBE (1975). Cette limite est nettement marquée sur la carte en champ horizontal et s'oriente approximativement nord sud sur un axe « entrée de la cavité-fouille Vouvé ». La limite épouse assez bien la forme de la grotte notamment par son incurvation vers l'ouest au niveau du puits du sorcier ; on peut discuter sur ce point de l'influence de la grotte sur la mesure de la résistivité : la grotte est pleine d'air, un milieu très résistant et située à une profondeur qui évolue entre 6,7 m à l'aplomb du Sas1 Compartiment3 et une quinzaine de mètres pour le plafond de la Galerie Mondmilch. Cependant une petite extension latérale du même acabit est observable sur la même carte plus au nord sans que la cavité ne puisse être mise en cause. Au sud-est, les valeurs augmentent légèrement au niveau de la galerie Mondmilch.

Il est à noter, sur les mêmes cartes, une deuxième zone résistante située entre la réserve d'eau figurée en trait bleu ciel et la fouille Vouvé dessinée en rectangle noir avec une croix, affichant des résistivités de 150 Ohm.m à 250 Ohm.m selon l'orientation du champ. On attribue ces valeurs à un deuxième promontoire calcaire que nous appellerons le promontoire secondaire par opposition avec le promontoire contenant la grotte appelé promontoire principal. Ces deux promontoires sont séparés par une zone faiblement résistante qui correspond vraisemblablement à un deuxième remplissage détritique. Les variations de lithologie paraissent importantes comme celles observées dans la zone de remplissage à l'est de la cavité. Nous savons de plus que cette zone est fortement anthropisée. Il y circule des canalisations qui doivent largement influencer la réponse électromagnétique du sol mesurée. Ce remplissage semble tout de même largement similaire en lithologie à celui présent à l'est du promontoire calcaire principal. Seulement, la transition entre les remplissages à l'ouest du promontoire principal et ce dernier est différente de celle entre ces mêmes remplissages et le promontoire secondaire reconnue au sud ouest de la zone étudiée. On ne peut affirmer avec certitude que cette transition, bien définie comme abrupte du côté du promontoire principal, soit plus douce en progressant vers le promontoire secondaire comme le laisse supposer la carte en Figure 2.40 a), le long du LASB_2 particulièrement où des résidus à résistivités assez élevées s'étiolent vers le nord. On touche ici aux limites de la corrélation entre résistivité et

lithologie et on ne peut remonter avec certitude à la morphologie du calcaire compte tenu du faible écart de résistivité entre ce dernier et les remplissages à dominante sableuse.

Comme pour la campagne de prospection électromagnétique à l'EM 31, Les tomographies électriques ont été réalisées en deux phases : La prospection de la zone de remplissage par les panneaux nommés Pan 1 et Pan 2 dont l'implantation est visible en Figure 2.37 et la prospection de la zone située entre l'émergence épikarstique du Sas1 et le paléo canyon à l'est par les panneaux nommés Panneau 1, Panneau 2 et Panneau 4 (Figure 2.38).

Les tomographies électriques de résistivité implantées dans la zone de remplissage, nous ont permis de confirmer l'organisation de type remplissage de paléo-canyon. La Figure 2.41 montre le résultat de l'inversion réalisée à l'aide du logiciel RES2DINV (LOKE, 1999) pour le Pan 1 en dispositif Pôle-Dipôle et la Figure 2.42 montre le résultat du même traitement pour le Pan 2 effectué en dispositif Pôle-Pôle. L'interprétation géologique de chaque panneau électrique est présentée sur chacune des figures.

Le Pan 1, réalisé perpendiculairement à l'allongement du paléo canyon comblé confirme la structure reconnue grâce à la prospection géotechnique de la même zone. Nous distinguons sur ce panneau électrique l'extrémité du promontoire calcaire dans lequel est creusée la cavité et dont la réponse en résistivité correspond aux valeurs comprises entre 400 et 1000 Ohm.m visible à l'origine du panneau. Les mesures ont de plus recoupé le piton calcaire déjà reconnu en reconnaissance directe par le pénétromètre P11. Les valeurs de résistivités sont plus faibles que celles qui correspondent aux calcaires francs du promontoire et s'établissent entre 200 et 500 Ohm.m. Celui-ci est visible sur le Pan 1 entre 72 et 96 m de distance à l'origine du dispositif. Un autre piton semble se dessiner vers l'est après le paléo canyon reconnu en P15. Ce nouveau piton n'avait pas été rencontré lors de la prospection géotechnique. Le reste de la formation détritique est plus conductrice, comme nous l'avons déjà noté avec les mesures en électromagnétique. La variabilité de lithologie est confirmée par la large gamme de résistivité (de 0 à 150 Ohm.m) qui caractérise ces formations de remplissage et on peut interpréter les valeurs de plus fortes résistivités dans ces formations par la présence de passées plus sableuses.

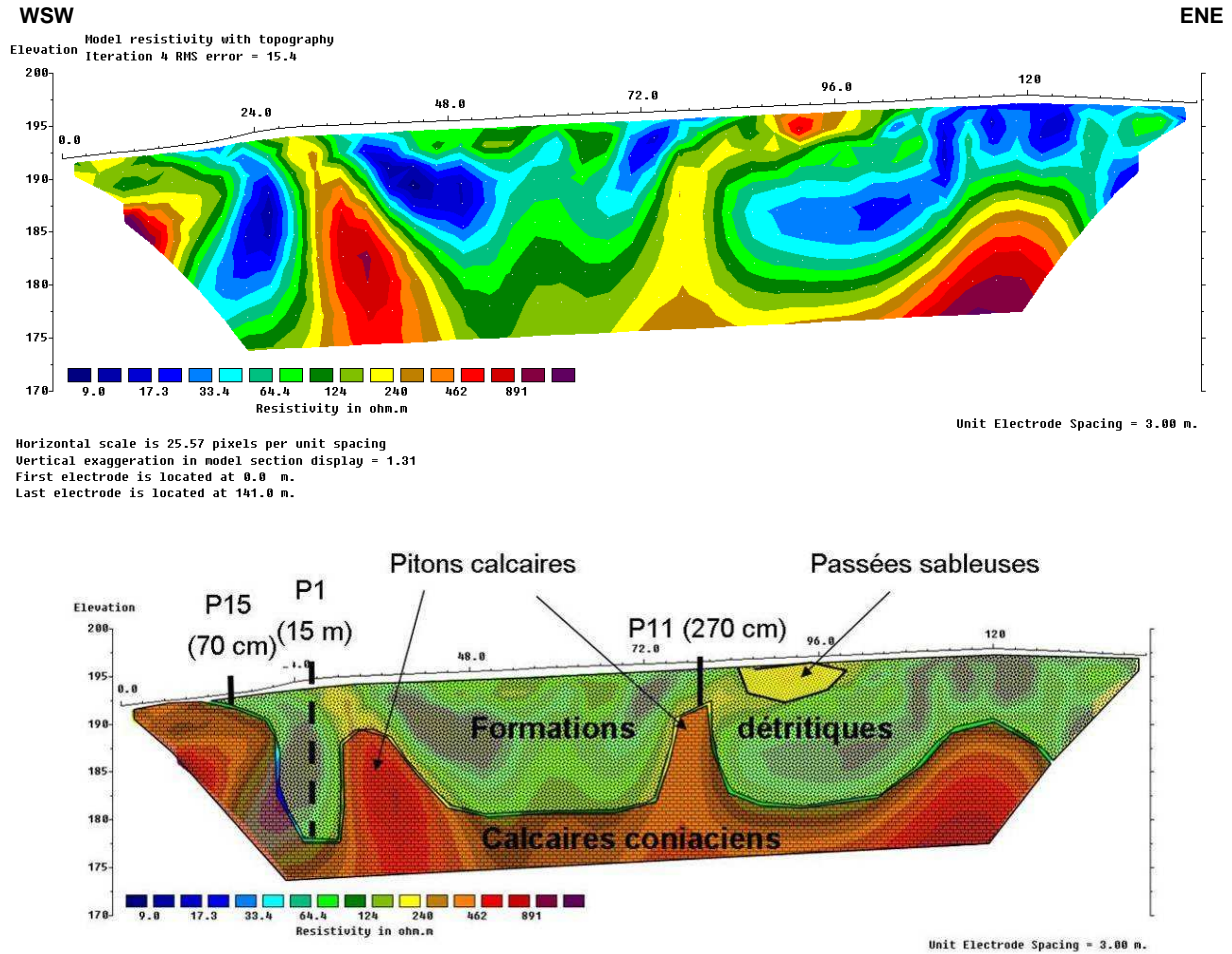


Figure 2.41. Image de résistivité correspondant au Pan 1. Dispositif Pôle-Dipôle. Interprétation géologique.

Le Pan 2 (Figure 2.42) situé plus au nord, de l'autre côté de la route qui longe au nord l'enceinte clôturée propose une image du remplissage plus homogène. Nous distinguons clairement sur ce panneau électrique les calcaires francs de résistivité comprise entre 400 et 1000 Ohm.m. Ils forment la paléo falaise vers l'ouest et sont présents sous recouvrements détritiques à une profondeur oscillant entre 15 et 20 m environ qui semble cohérente avec la profondeur des calcaires mesurée au pénétromètre P1 situé 20 m plus au sud (15 m). La limite entre ces deux formations est très nette, presque parallèle à la topographie. Une zone plus résistante se dégage dans ces remplissages, située entre 96 et 130 m de l'origine du dispositif et qui correspond sur le terrain à un arbre déraciné dont la souche contient des plaquettes calcaires. Il s'agit probablement d'une zone où le calcaire est fortement délité et altéré.

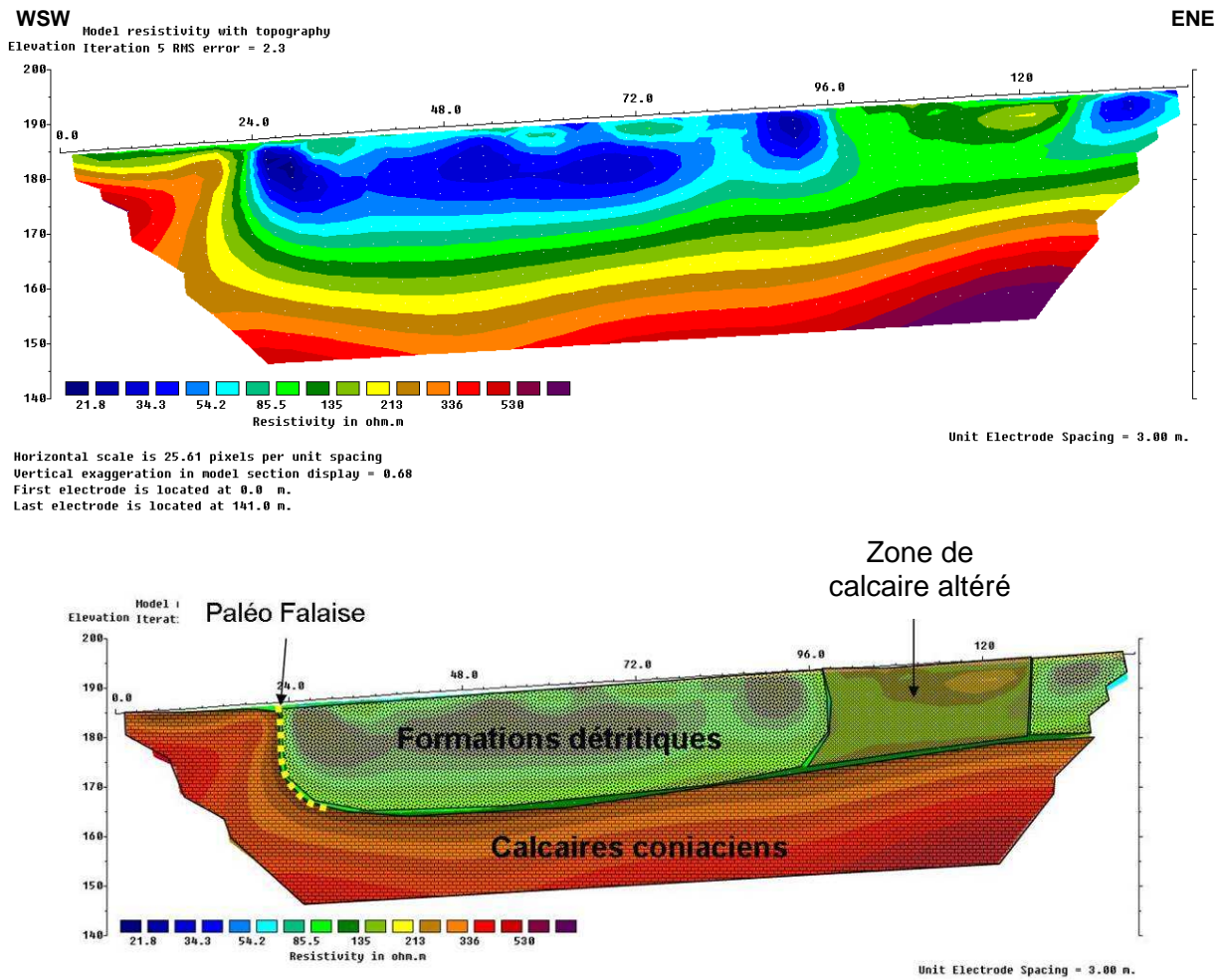


Figure 2.42. Image de résistivité correspondant au Pan 2. Dispositif Pôle-Pôle. Interprétation géologique.

L'utilisation des panneaux électriques dans un contexte d'épikarst est nouvelle. Dans la zone du promontoire calcaire, l'objectif est de déterminer l'épaisseur des calcaires altérés qui forment l'épikarst et de mettre en évidence des zones d'écoulements préférentiels si elles existent.

Nous commenterons ici les trois panneaux de 48 électrodes chacun (0,5 m d'espacement entre les électrodes pour les panneaux 1 et 4 et 1 m pour le Panneau 2) avec une insistance marquée pour les deux panneaux parallèles : le Panneau 2 et la Panneau 4. Les résultats de l'inversion par le logiciel RES2DINV sont visibles en Figure 2.43 pour le Panneau 1, en Figure 2.44 pour le Panneau 2 et en Figure 2.45 pour le Panneau 4 qui correspond au couplage des panneaux 3-a et 3-b (Figure 2.38).

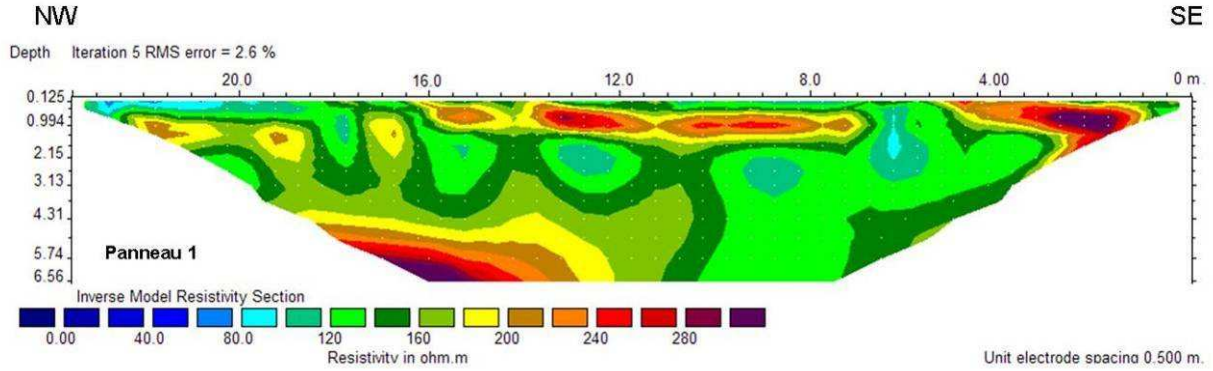


Figure 2.43. Image de résistivité correspondant au Panneau 1. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 0,5 m.

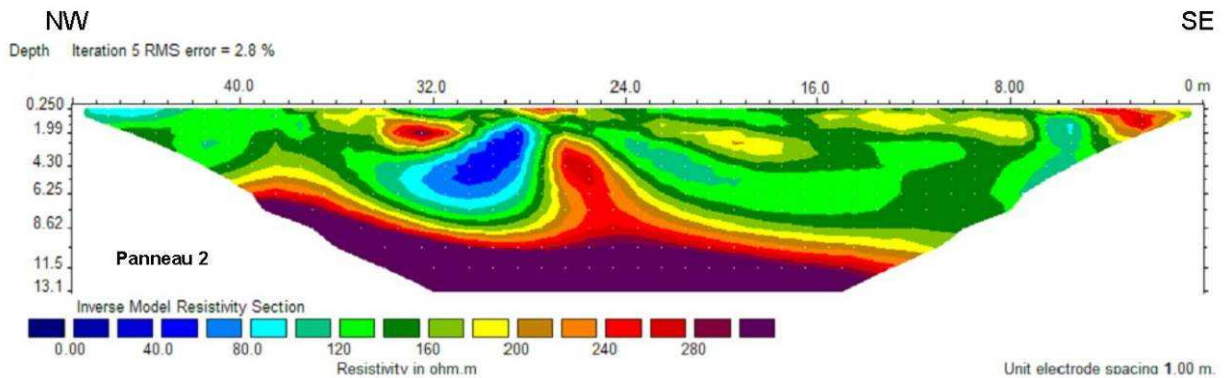


Figure 2.44. Image de résistivité correspondant au Panneau 2. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 1 m.

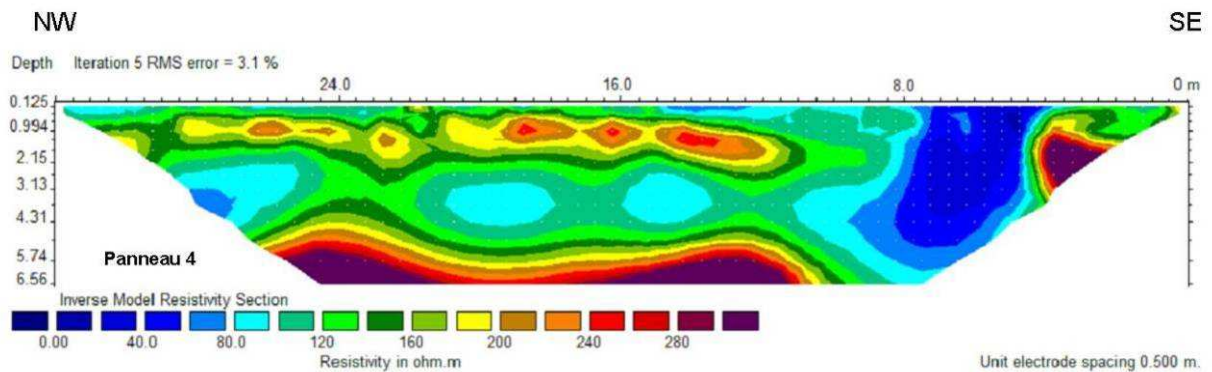


Figure 2.45. Image de résistivité correspondant au Panneau 4. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 0,5 m.

Tout d'abord, aucun des panneaux ne met en évidence l'existence d'une zone à faible conductivité susceptible d'être imputée à l'interbank marneux visible dans la cavité à la base de l'émergence du Sas1. Les raisons principales de cette absence sont la faible épaisseur de ce

niveau estimé à quelques centimètres et sa profondeur de plus de 6 m. Le dispositif utilisé, sensé faire un compromis entre profondeur et résolution ne peut détecter cette formation.

Les 3 panneaux montrent une répartition des résistivités en fonction de la profondeur :

- une couche fine, de 0.5 à 2 m d'épaisseur alternant horizontalement des résistivités assez élevées entre 150 et 200 Ohm.m et très faibles autour de 40 Ohm.m.
- une couche assez épaisse avec des résistivités plus faibles, entre 110 et 140 Ohm.m
- une zone de hautes résistivités pouvant atteindre 500 Ohm.m

En profondeur se rencontre un niveau fortement résistant, de 300 à 700 Ohm.m. L'échelle de résistivité des panneaux a été volontairement limitée à 300 Ohm.m pour privilégier l'information de 0 à 300 Ohm.m. Ce niveau est bien observable sur les deux plus grands dispositifs, le Panneau 2 et le Panneau 4, et dans une moindre mesure sur le Panneau 1.

On l'associe, compte tenu de sa résistivité, au calcaire massif visible dans la cavité. Sa profondeur est assez variable : sur le Panneau 2 il remonte d'une profondeur de 10 m au sud-est à une profondeur d'environ 6 m au nord-ouest. On le retrouve à cette profondeur de 6 m sur le Panneau 4, avec deux remontées à 5 m. D'un point de vue morphologique on est attiré par la forme observable au droit de l'électrode à 27 m sur le second panneau. Il serait tentant de relier cet ergot à un piton tel qu'on peut en rencontrer en zone de remplissages ou bien sur le site du Régourdou à proximité de Lascaux (Figure 2.22). On peut également envisager la présence d'une zone plus sèche ou comportant plus de vides mais on ne peut écarter un artefact dû à la méthode d'inversion..

Au sud-est du Panneau 4 existe une autre zone résistive à plus de 300 Ohm.m. Du fait de sa proximité du bord du dispositif cette partie doit être considérée avec prudence. Cependant, une influence de la cavité à l'extrémité du diverticule axial, ne peut être retenue à cette distance et une remontée subite du niveau de calcaire massif est également peu probable.

La profondeur de ce calcaire massif est un sujet de discussion ; La méthode des panneaux électriques permet-elle, seule, de déterminer la profondeur exacte de la transition entre les deux gammes de résistivité observées ? On remarque en effet une variabilité importante entre les Panneaux 1 et 2 pourtant superposés : d'une profondeur de 5 mètres au droit de l'électrode 16 pour le Panneau 1, l'interface passe à 9 m au même point pour le Panneau 2. De plus, sur le Panneau 2, la zone à forte résistivité montre des variations d'altitude importantes, de 11,5 m à 6 m de profondeur en seulement 15 m horizontaux.

Au dessus de ce niveau de calcaire en banc massif se trouve ce que nous avons associé aux calcaires délités décrits par SCHOELLER (1965). Cependant on ne connaît pas l'épaisseur ni la cote du toit de ces calcaires. Ils se présentent en deux niveaux :

- Une zone à résistivités moyennes, entre 120 et 180 Ohm.m mais groupée sur 140 Ohm.m. Rappelons que ces valeurs coïncident avec celles relevées lors de campagnes précédentes (SIRIEIX *et al.*, 2006 ; LOPEZ *et al.*, 2006b). Cette zone s'étend sur le Panneau 2 de 5 à 24 m puis de 35 à 47 m en partant de l'origine du panneau au sud-est et, plus globalement sur le Panneau 4 de 12 à 25 m depuis l'origine de ce dispositif. Elle remonte jusqu'à 2 mètres de profondeur en moyenne.

- Une zone à résistivités supérieures, entre 180 et 260 Ohm.m observable sur presque toute l'étendue des deux panneaux sur une épaisseur de 1 à 2 m depuis la surface. D'un point de vue géologique et hydrogéologique ces variations sont riches d'informations. Deux hypothèses sont avancées pour les expliquer :

i) au dessus du banc massif se trouve le niveau de calcaire lité. Ces calcaires sont altérés, délités, en surface. La porosité d'interstice est remplie d'air résistant ce qui expliquerait les valeurs relevées sur les deux premiers mètres. Les calcaires délités non altérés contiennent une fraction argileuse dans les discontinuités de la stratification, ces argiles conductrices feraient baisser la résistivité globale des calcaires. Cette hypothèse reste envisageable compte tenu de l'état d'altération de l'épikarst et de la présence de grandes zones de remplissages argileux autour du promontoire calcaire.

ii) l'autre interprétation s'appuie sur la mise en place d'une réserve d'eau temporaire au sein des calcaires délités. Cette nappe se mettrait en place à la faveur d'une différence de perméabilité entre les calcaires délités et les calcaires massifs lors des périodes de recharge. Ainsi le mur de cet aquifère ne serait pas l'interbanc marneux visible au Sas1 Compartiment3 mais le niveau de calcaires massifs. Lors de la réalisation des panneaux, en fin de période d'écoulement, on pourrait supposer que les calcaires de surface plus résistants témoignent d'un niveau plus sec. On visualiserait alors la limite entre la zone saturée et la zone non saturée d'un aquifère épikarstique qui contiendrait une nappe temporaire. Nous sommes dans cette hypothèse dans le cas décrit par MANGIN (1975). Cette réserve serait par la suite drainée pour partie par les calcaires sous jacents via des discontinuités (fractures et joints) et, pour une autre part elle s'écoulerait dans la cavité par l'émergence du Sas1.

On peut aussi envisager une solution intermédiaire avec des zones plus ou moins saturées, drainées par les fractures et en surface, des calcaires délités plus secs.

En plus de ces considérations, des variations de résistivités élevées en surface observées sur le Panneau 1 se retrouvent sur le panneau 2. On trouve d'est en ouest :

- une chute de résistivité à 6,5 m
- une zone à résistivité intermédiaire de 7 à 16 m
- une autre zone à résistivité intermédiaire avec en couverture un mince horizon plus conducteur de 17 à 24 m. Au-delà de 24 m depuis l'origine du panneau on retrouve une couverture à résistivités élevées puis les calcaires à résistivités moyennes affleurent jusqu'à la surface. Les observations sur les Panneaux 1 et 2 à propos des résistivités ne peuvent pour l'instant pas être reliées à des variations de lithologie avec certitude. Les zones conductrices sont elles dues à une infiltration récente ou à un niveau plus argileux ?

Un autre point intéressant est dévoilé par le Panneau 2 : l'existence d'une zone à faible résistivité parfaitement identifiable, située entre 28 et 32 m depuis l'origine du Panneau 2 au sud-est et entre 2 et 6,5 m de profondeur. La résistivité de cette zone varie de 60 à 80 Ohm.m au lieu des 140 Ohm.m des calcaires environnants. La délimitation de la zone ne peut être définie avec plus de précision, car le logiciel a tendance (stipulée dans la notice de RES2DINV[®]) à lisser les limites en favorisant des transitions progressives plutôt que des limites contrastées.

La forme de cette zone à faible résistivité nous inciterait à y voir un conduit karstique de grosse taille. Cette hypothèse peu probable car un tel conduit, s'il était rempli d'air, apparaîtrait comme très résistant et, s'il était rempli d'eau, provoquerait des écoulements beaucoup plus importants dans la cavité.

On peut également envisager la présence d'un conduit colmaté par des remplissages sablo-argileux, la gamme de résistivité restant cependant trop élevée pour un remplissage uniquement argileux. On serait en accord avec l'hypothèse de la présence d'argile dans les discontinuités des calcaires délités évoquée plus haut pour expliquer leurs valeurs assez faibles de résistivité.

Cette zone à faible résistivité semble alors être la manifestation d'une zone fracturée au sein des calcaires du promontoire avec la présence fortement envisagée d'un écoulement. Les fractures constitueraient un chemin d'écoulement préférentiel de l'eau et draineraient les calcaires humides voire saturés, alentours. La forte teneur en eau induirait la chute des résistivités. La mesure est réalisée en avril 2007, période durant laquelle un pic de débit est observé à l'émergence du Sas1 (Figure 4.10). Cette hypothèse est donc compatible avec les observations faites sur le site à cette période.

L'idée d'une zone fracturée plutôt que d'un conduit karstique se trouve confirmée par le Panneau 4. On y observe deux zones à faible résistivité. La troisième zone, à très faible résistivité au sud-est sera détaillée par la suite. La première de ces deux zones (zone A) se situe entre 13 et 21,5 m depuis l'origine au sud-est et entre 2,5 et 4,5 m de profondeur. Elle montre des résistivités de 80 à 100 Ohm.m. La seconde (zone B) de 27 à 29 m et à 3,5 m de profondeur concerne des valeurs autour de 60 Ohm.m. Cette dernière doit être prise avec précaution car elle se situe en limite de panneau et comporte de ce fait une certaine incertitude. L'étendue de la zone A tend à confirmer l'hypothèse d'une zone fracturée et non d'un conduit karstique.

L'interpolation du comportement de la zone fracturée entre les deux panneaux nous laisse face à deux possibilités telles qu'elles sont illustrées par la Figure 2.46 :

- i) Soit la zone à faible résistivité du Panneau 2 constitue la prolongation de la zone B du Panneau 4. On aurait alors une orientation N170 de cette zone fracturée c'est à dire la même direction que la famille de fractures F1 recensée au paragraphe 2.1.4 et que le diverticule de droite.
- ii) Soit la zone à faible résistivité du Panneau 2 est la prolongation de la zone A du Panneau 4. On aurait alors une orientation N55 qui guiderait cette zone fracturée vers l'émergence du Sas1. La carte d'isorésistivité obtenue à l'EM 31 en champ horizontal (Figure 2.40) semble confirmer cette deuxième hypothèse, une zone plus conductrice se dégageant nettement entre la position de l'émergence du Sas1 et le remplissage détritique vers l'est en suivant une direction N55 environ.

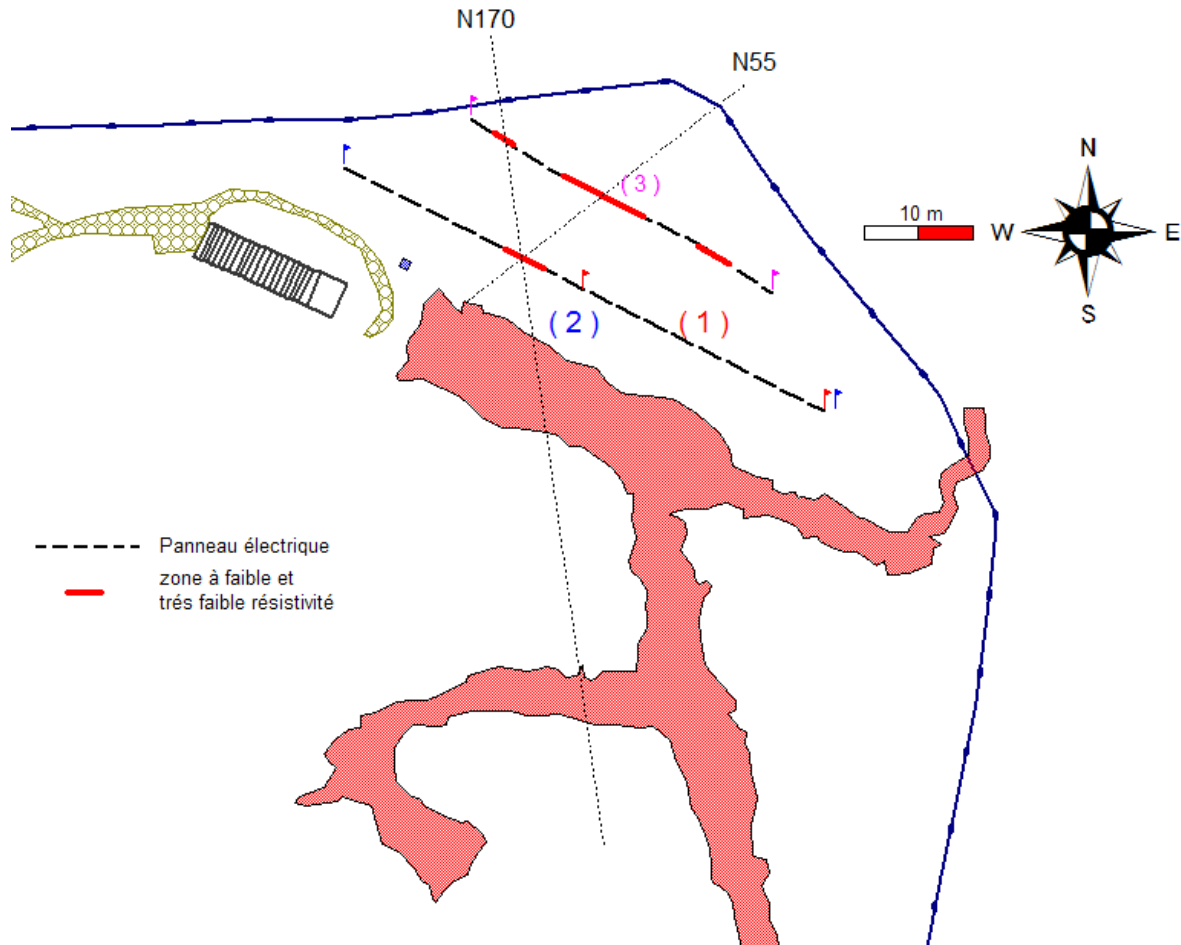


Figure 2.46. Position des zones à faible et très faible résistivité.

2.3.4.4 Pertinence de l'utilisation des méthodes géoélectriques pour la prospection du site de Lascaux

Les méthodes électromagnétiques et électriques semblent pertinentes pour la reconnaissance de formes géomorphologiques de type karstique. Les lithologies des formations rencontrées dans ce type d'environnement sont en effet caractérisées par des valeurs de résistivités apparentes globalement bien différentes :

- les calcaires coniaciens sub-affleurants montrent des résistivités apparentes comprises entre 120 et 300 Ohm.m ; ces valeurs correspondent à des grès à ciment calcaires (Figure 2.29), véritable lithologie de ces formations,
- les argiles dans les remplissages sont conductrices et caractérisées par des valeurs de résistivité apparentes inférieures à 50 Ohm.m,

- des zones à résistivités apparentes comprises entre 80 et 110 Ohm.m pourraient correspondre à des passées plus sableuses et/ou calcaires dans les formations détritiques.

Nous avons pu ainsi montrer une forte hétérogénéité des remplissages du point de vue lithologique. L'hétérogénéité ainsi que la répartition spatiale de ces formations rendent difficile l'interprétation en côte ou en épaisseur. Ceci est dû à la mesure de type volumique qui englobe, à cette échelle, ces variations. Cette hétérogénéité impose de plus la multiplication des points de mesure afin de contraindre au mieux l'analyse géostatistique. La prospection électromagnétique à l'EM31, qui propose une mobilité plus importante, une mise en œuvre et une acquisition de données rapides, nous est alors apparue la plus adaptée à ces contraintes ainsi qu'à la typologie de la zone d'étude.

Seulement, la mesure électromagnétique à l'EM31 permet difficilement de voir le substratum calcaire dès que des argiles le surmontent, même en faible épaisseur et profondeur. La tomographie électrique semble alors plus performante dans ce type d'exercice.

2.3.4.5 Synthèse des prospections géotechnique et géophysique

Les différentes campagnes de prospections menées sur le site de Lascaux durant cette étude ont montré que l'environnement de la grotte est constitué d'un calcaire entaillé par de grands sillons de type lapiaz, comblée par des remplissages hétérogènes du point de vue lithologique. Ces formations s'organisent suivant des directions armoricaines qui correspondent à la structuration du massif calcaire qui compose la colline de Lascaux et que nous retrouvons dans la région. Les formations de remplissages sont constituées de zones dont la perméabilité semble suffisante pour des circulations d'eau et pour la constitution d'un stock en période de recharge. La campagne de géophysique a rempli son objectif et trouvé sa justification principale : les résultats qui découlent des prospections électromagnétiques et électriques sont en effet primordiaux pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système karstique de Lascaux. Le couplage des informations acquises en prospections géophysiques a mis en évidence une zone particulière située entre la position de l'émergence épikarstique du Sas1 de la cavité et le remplissage détritique à l'est, de direction N55, qui pourrait correspondre à une zone de fracturation importante dans les calcaires. Cette information prend un sens tout particulier pour l'étude du fonctionnement de l'épikarst car cette zone pourrait constituer un axe de drainage privilégié d'eau potentiellement stockée dans les remplissages.

Sous cette hypothèse forte, le système hydrogéologique serait alors plus important que l'idée jusque là admise d'une alimentation unique de la cavité par le seul promontoire calcaire dans lequel elle est située. Les remplissages, ou du moins des zones particulières dans les remplissages, pourraient être impliqués dans le stockage d'eaux qui pourraient être drainées, sous certaine condition de recharge et de continuité hydraulique dans le système, par l'émergence du Sas1 compartiment3. Ces hypothèses sont testées lors de l'étude hydrogéochimique des eaux collectées dans la cavité.

Chapitre 2.4 Bilan des prospections géologiques, physiographie de l'épikarst et contexte hydrogéologique régional et local

2.4.1 Physiographie de l'épikarst de Lascaux et généralisation régionale : des impluviums compartimentés et fossilisés par des formations détritiques de recouvrement

L'ensemble des travaux de prospection menés in situ nous a permis d'établir des coupes géologiques dans l'épikarst de Lascaux (Cf. paragraphe 2.2.3). Le site peut se définir comme un massif de grès à ciment calcaire du Coniacien Santonien, karstifié et lapiazé, creusé de profonds sillons de direction armoricaine postérieurement comblés par des épandages détritiques sablo argileux, probablement fluviaux, datant du Tertiaire et/ou du Quaternaire ancien. Cet environnement hétérogène constitue la zone d'alimentation, au travers d'un système épikarstique complexe, de l'aquifère carbonaté captif du Turonien sous-jacent.

La Figure 2.47 montre un schéma conceptuel de l'organisation du système karstique tel que nous l'imaginons à Lascaux. Sur la figure, on distingue les trois compartiments principaux qui composent l'aquifère karstique : le sol pédologique, la zone vadose ou zone non saturée (ZNS) et la zone noyée. La zone non saturée est divisée en deux compartiments : l'épikarst et la zone d'infiltration. La cavité est placée à l'interface entre l'épikarst et la zone d'infiltration comme c'est le cas à Lascaux. L'épikarst est composé de grès à ciment calcaire, érodés et délités en plaquettes décimétriques largement fissurées. On suppose qu'il existe au sein de ces formations des zones plus fracturées qui favorisent la circulation des eaux d'infiltration. De plus, on note la présence des formations de comblement du paléo relief karstique qui viennent largement entailler l'épikarst jusqu'à atteindre, par endroit, la zone d'infiltration. On a montré que les circulations d'eau sont possibles dans ces formations détritiques avec la création de zones plus saturées temporaires qui peuvent, dès lors, constituer un stock disponible pour l'alimentation du système. La zone d'infiltration est constituée de calcaires sains où les écoulements s'organisent le long de zones de fractures qui guident les circulations les plus rapides vers la zone noyée du karst. Sur le schéma de la Figure 2.47, et contrairement au cas de Lascaux, la zone noyée est représentée ici par un aquifère libre à drain bien développé.

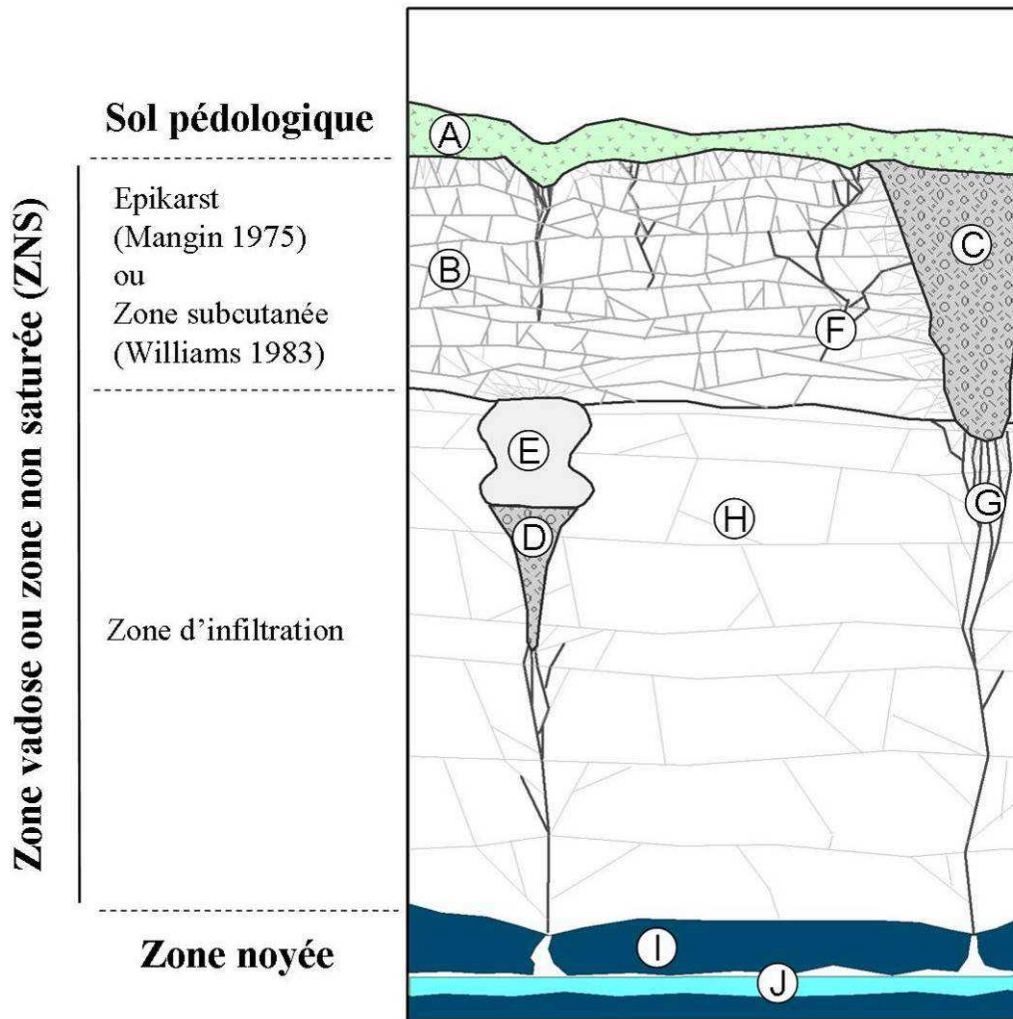


Figure 2.47. Représentation schématique du système karstique avec ses différents sous systèmes : A) sol pédologique ; B) calcaires érodés et délités en plaquettes formant l'épikarst ; C) formations détritiques hétérogènes de comblement du paléorelief karstique ; D) formations de remplissage de la cavité ; E) cavité à l'interface epikarst – zone d'infiltration ; F) et G) zones préférentielles d'écoulement dans les calcaires ; H) calcaires sains et massifs de la zone d'infiltration ; I) zone noyée représentant l'aquifère karstique ; J) drain de la zone noyée.

Ce type d'organisation géomorphologique ne semble pas être un cas isolé, mais au contraire, il semblerait que la physiographie du site de Lascaux soit représentative de l'ensemble des aires d'alimentations des aquifères majeurs du Jurassique et du Crétacé dans la région et sur toute la bordure nord et nord-est du Bassin Aquitain. En effet, l'extrait de la carte géologique au 1/50000 présenté en Figure 2.48 montre que l'ensemble des reliefs calcaires qui surplombe la Vézère sont fossilisés par des épandages détritiques qui peuvent être de plusieurs natures. On distingue en effet les formations détritiques issues de l'érosion du Massif Central de celles

issues du démantèlement des assises préexistantes durant le Tertiaire et le Quaternaire ancien, à savoir :

- les altérites et colluvions du Santonien, représentés par des argiles sableuses brun-rouge à silex,
- les sables résiduels brun-jaune, issus des faciès gréseux du crétacé
- des formations à faciès sidérolithique constituées d'argiles ferrugineuses et de sables dont la datation n'est pas aisée.

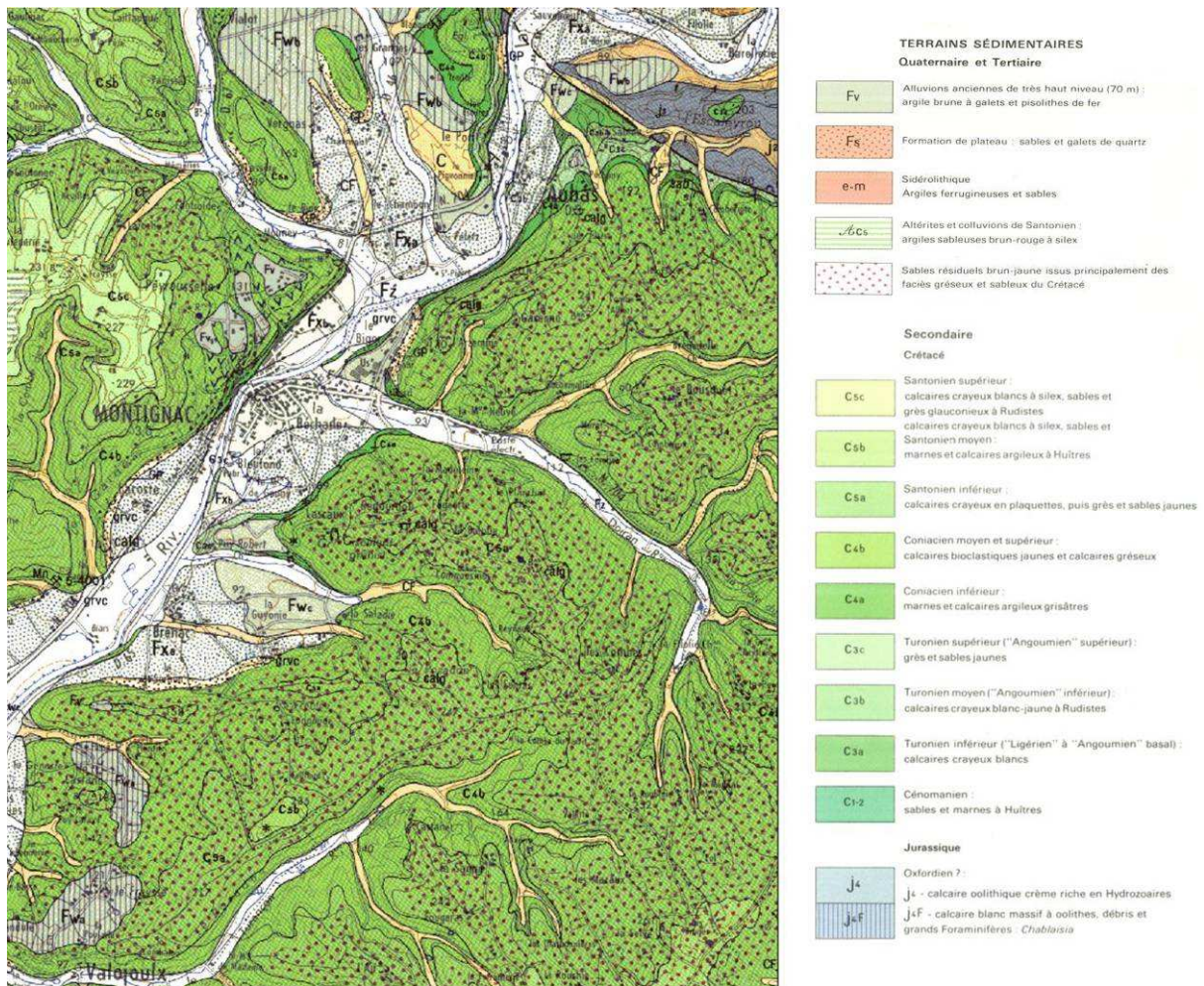


Figure 2.48. Extrait de la carte géologique de Terrason au 1/50000.

Sur l'ensemble du département de la Dordogne, les affleurements crétacés se développent sur 4800 km² dont 1500 km² environ sont affectés par des formations de recouvrement. On peut donc estimer qu'un tiers de la surface d'alimentation des aquifères crétacés en Dordogne est constitué par des épandages détritiques qui recouvrent la surface des massifs calcaires. Or, les aires d'alimentations des aquifères du Crétacé supérieur représentent environ 12 % de la

surface totale du Bassin Aquitain comme le montre la Figure 2.49. L'intérêt que l'on porte à ces zones d'alimentations particulières revêt donc une importance capitale tant par la surface concernée par nos travaux que par l'importance des ressources que constituent les réservoirs du Crétacé supérieur dans la région.

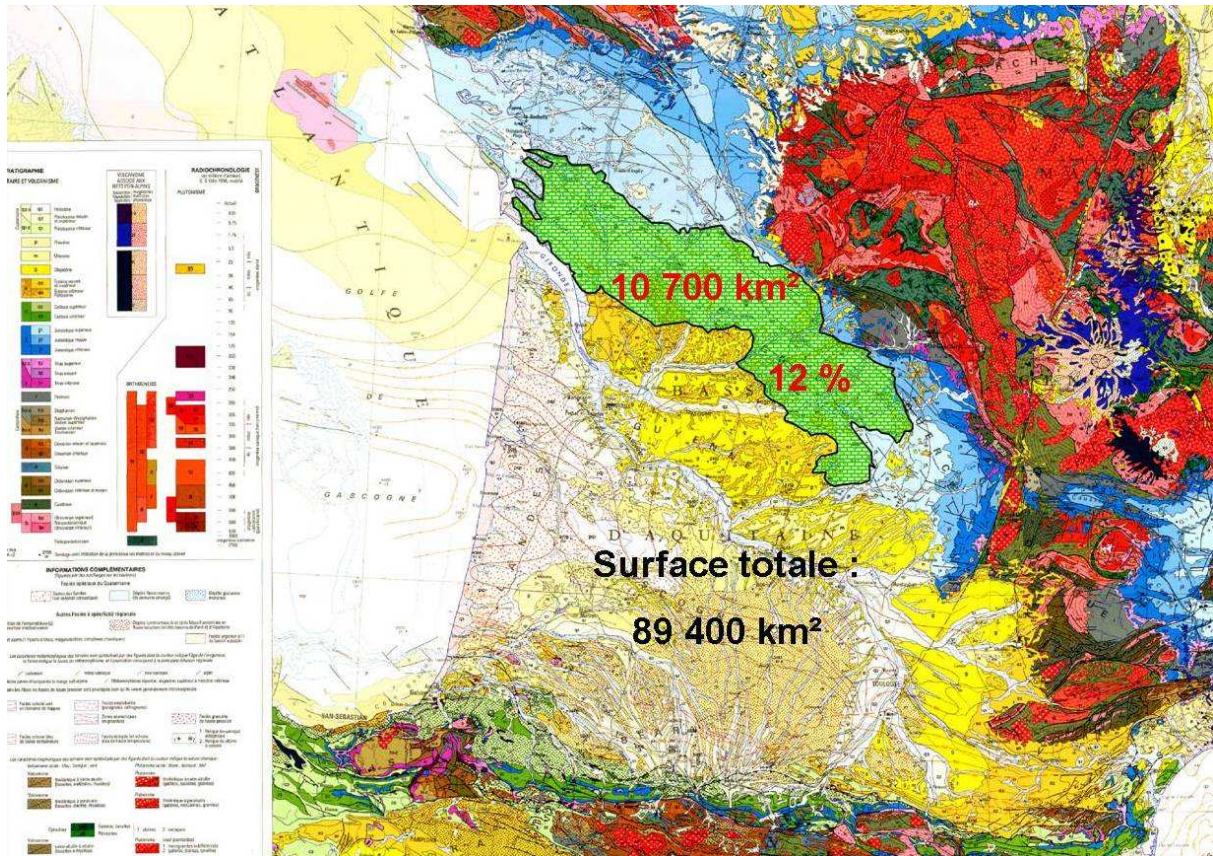


Figure 2.49. Surface d'alimentation des aquifères du crétacé supérieur au nord du Bassin Aquitain.

Toutefois, si la physiographie des aires d'alimentations apparaît similaire quelle que soit la formation qui vient combler le relief, il demeure difficile et hasardeux, à ce stade de l'étude, de déterminer si le rôle des épandages sur le fonctionnement hydrogéologique du système karstique est identique quelque soit le contexte géologique et hydrogéologique.

2.4.2 Contexte hydrogéologique local de l'étude

La colline de Lascaux est donc une butte témoin formée de calcaires et de grès à ciment calcaire du Coniacien au Santonien inférieur dans lesquels circulent les eaux que nous nous

proposons d'étudier. Globalement, les calcaires marneux du Coniacien inférieur constituent à la fois la base de la colline et le mur de cet aquifère. Même si leur qualité d'imperméable semble médiocre (présence de nombreuses fractures et fissures dans la série), le contraste de perméabilité avec les terrains supérieurs est suffisant pour permettre la création de réserves pérennes dont nous suivons un des exutoires principaux : la source de la Haute Fageotte d'altitude 120 m NGF localisée sur la Figure 2.50. D'autres exutoires plus diffus soulignent cette discontinuité hydraulique notamment au lieu dit La Madeleine et sur le flanc sud de la colline, au bas du lieu dit La Ballutie. Toutes ces sources présentent des débits faibles qui peuvent être estimés à moins de 5 l.s^{-1} en moyenne tout au long du cycle.

Des phénomènes de drainance descendante doivent vraisemblablement s'établir au niveau de ces formations calcareo-marneuses semi-imperméables, la colline de Lascaux constituant ainsi une zone d'alimentation tampon de l'aquifère régional du Turonien supérieur. Les sources observées plus bas dans la vallée (La Fageotte et Bleue Font) proposent des débits nettement plus importants et surtout une température plus élevée de $2 \text{ }^\circ\text{C}$ présageant un stockage d'importantes réserves d'origine profonde, turonienne voire jurassique, dont les aires d'alimentation sont situées plus au nord (Figure 2.49). Les alluvions de la Vézère constituent une zone d'échanges avec ces grands systèmes aquifères carbonatés régionaux.

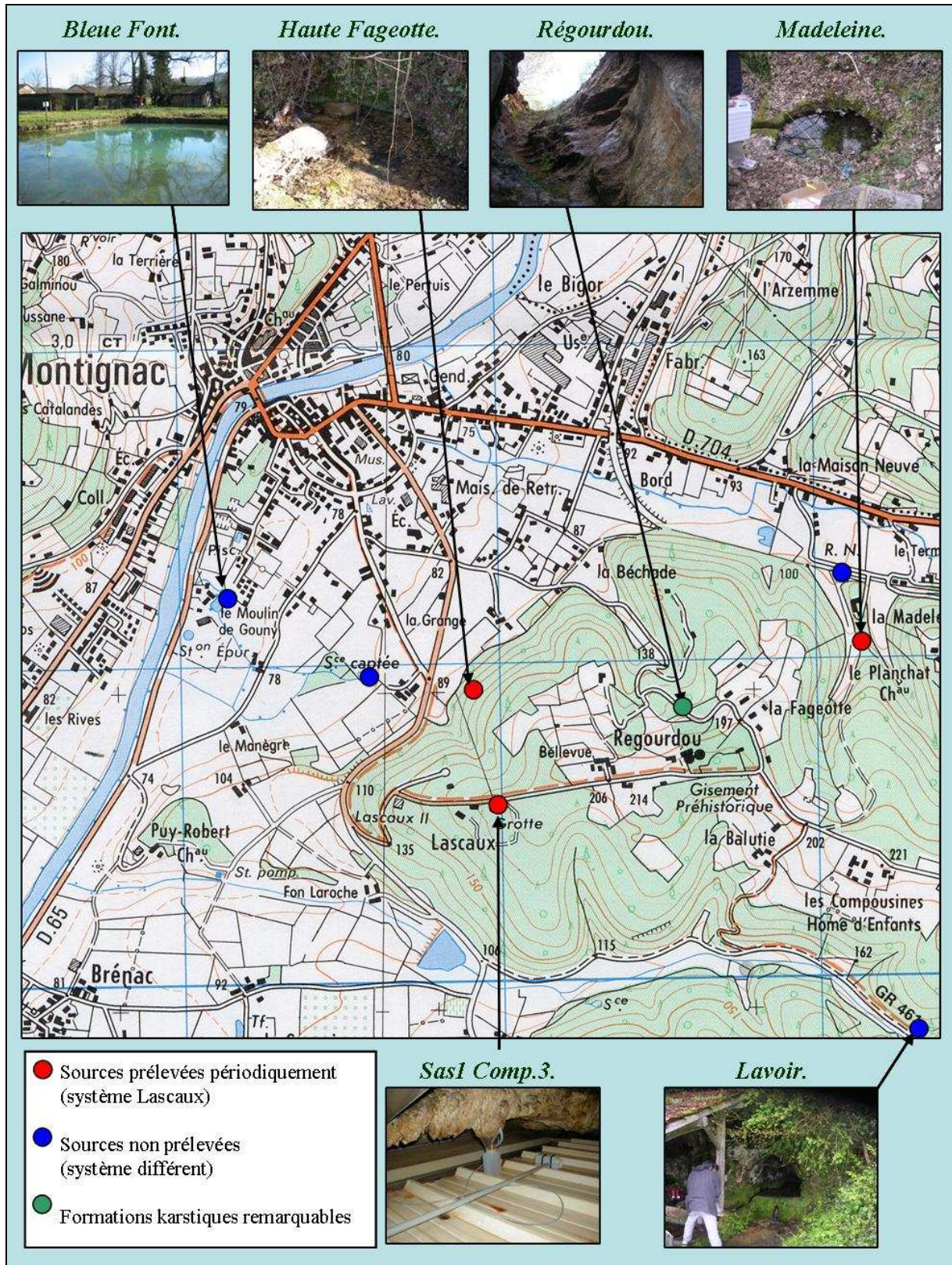


Figure 2.50. Localisation des sources, prélevées ou non, dans l'environnement géologique de la cavité de Lascaux.

La source suivie au toit du Sas1 Compartiment3 de la grotte de Lascaux (Figure 2.5 et Figure 2.51 ; alt. : 186 m NGF) constitue l'exutoire d'un système épikarstique séparé des terrains sous-jacents par un interbanc discontinu plus marneux, d'épaisseur 5 cm environ, visible sur la Figure 2.51. Ce dernier ne semble pas être suffisamment continu et épais pour constituer une barrière hydraulique aux écoulements épikarstiques mais la différence de perméabilité entre les calcaires gréseux et altérés constitutifs de l'épikarst et les calcaires massifs sous-jacents semble suffisante pour la création d'un aquifère épikarstique temporaire. La puissance des terrains carbonatés présents au-dessus de cette discontinuité hydraulique évolue entre 7 et 8 m (relevé 3D de la grotte de Lascaux et de ses environs). Ces calcaires sont fissurés, mais les fractures semblent peu nombreuses et majoritairement comblées par les formations de recouvrement.

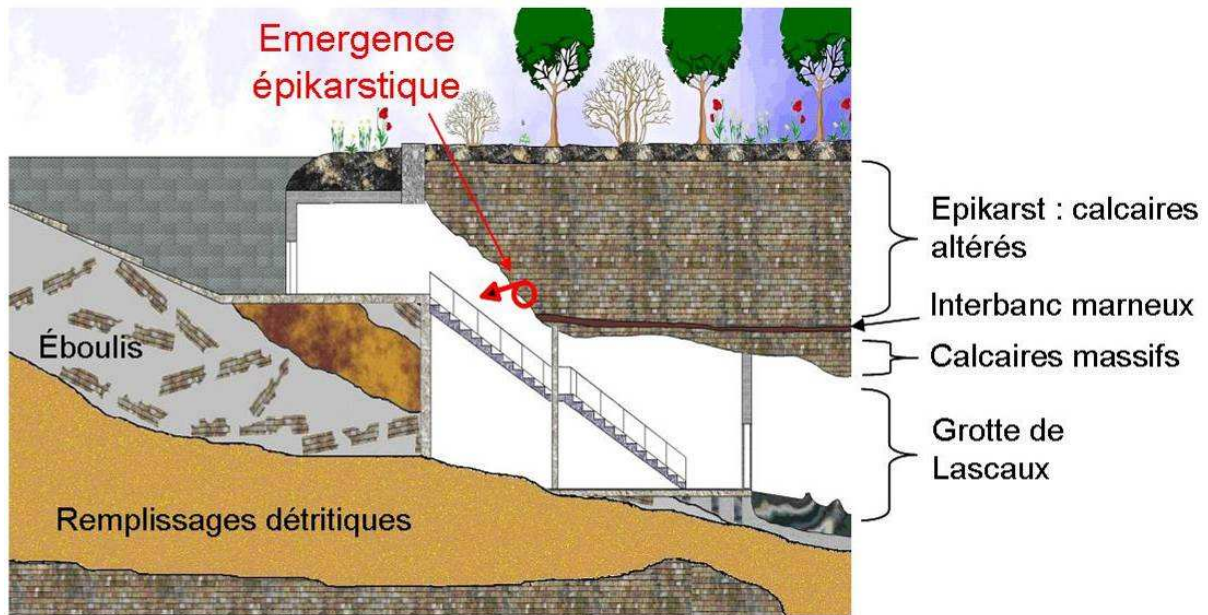


Figure 2.51. Coupe NW-SE de l'entrée actuelle de la grotte de Lascaux.

Il apparaît complexe de déterminer, par la simple étude géologique du site, l'origine exacte des écoulements que draine l'émergence du Sas1 et donc de définir son impluvium. Il semblerait en effet peu judicieux de limiter le système épikarstique à la seule dalle calcaire du Coniacien moyen dans laquelle est développé le « paléoconduit karstique » de Lascaux. SCHOELLER (1963) avait estimé la surface du bassin d'alimentation entre 1262 m² (méthode des chlorures) et 1590 m² (rapport pluie – débit) ce qui correspond approximativement à la surface des affleurements localisés entre la source du Sas1 et les épandages situés en amont.

Cependant, ce calcul ne renseigne en rien sur la distribution spatiale de l'alimentation de cette réserve épikarstique non pérenne. Or, dans un karst, l'alimentation peut être très localisée, se limitant à des discontinuités structurales qui constituent des zones d'infiltration privilégiées. Ces considérations sont approfondies au paragraphe 3.2.5.2. De plus, le suivi des teneurs en eaux dans les formations de remplissages a révélé la progression de fronts d'infiltrations en période de recharge. Nous ne pouvons donc, à ce stade de l'étude, qu'émettre différentes hypothèses sur le fonctionnement hydrogéologique et les conditions aux limites du système épikarstique drainé par l'émergence du Sas1 :

i) Les écoulements ne s'effectueraient que dans les terrains calcaires du Coniacien supérieur. L'aire d'alimentation correspondrait approximativement aux affleurements de ces formations matérialisés par la clôture de protection du site. La paléo falaise localisée en amont de la grotte constituerait une limite à flux nul, considérant que le contraste de perméabilité entre les terrains carbonatés et les sables argileux des remplissages serait trop important pour permettre l'établissement d'un flux significatif.

Dans cette configuration hypothétique, le comportement attendu de la source du toit du Sas1 serait celui d'un épikarst classique, où la présence des discontinuités hydrauliques entraînerait une forte hétérogénéité hydrochimique, isotopique et thermique des eaux à l'exutoire en fonction des conditions météoriques. Sans flux hydriques et gazeux entre les calcaires et les remplissages, le potentiel de karstification des eaux correspondrait à la mise en solution du CO₂ produit par le sol au-dessus du promontoire calcaire. La minéralisation mesurée à l'exutoire serait donc en rapport direct avec les teneurs en CO₂ mesurées dans le sol.

ii) Les eaux drainées par la source du toit du Sas1 proviendraient à la fois des terrains calcaires du Coniacien supérieur et des formations de remplissages. Les flux hydriques et gazeux seraient donc possibles à l'interface « calcaires – remplissages » représentée par la paléo falaise précédemment citée.

Il faudrait alors distinguer les périodes d'étiage où les lentilles sableuses, moins transmissives, alimenteraient les calcaires, des périodes de hautes eaux où ce schéma s'inverserait. Les formations de remplissages présenteraient en effet une inertie plus importante à la recharge et au tarissement que les calcaires du Coniacien. La capacité de stockage des terrains de comblement permettrait la mise en réserve d'une eau à plus long temps de séjour et où les mélanges pourraient se réaliser. Ce couple « calcaires transmissifs – sable argileux

capacitifs » fonctionnerait sur un modèle particulier où les eaux évolueraient en milieu confiné dans un premier temps avant de traverser des terrains plus ouverts sur l'atmosphère du sol.

La suite de l'étude repose donc sur la compréhension du comportement hydrodynamique du système épikarstique à la fois d'un point de vue dynamique (Cf. PARTIE 3) et d'un point de vue des transferts de masses (Cf. PARTIE 4). Les hypothèses citées précédemment constituent dès lors la base des réflexions menées par la suite.

PARTIE 3 Fonctionnement dynamique du système épikarstique

Il existe deux manières différentes, et néanmoins complémentaires, d'aborder le fonctionnement d'un système hydrogéologique. La première, l'approche dynamique, concerne les transferts d'énergie dans le système. Elle repose sur l'étude de la relation qui lie l'évènement pluvieux à la réponse en débit à l'exutoire. Cette approche permet de rendre compte de la vitesse avec laquelle les ondes énergétiques se propagent dans le système suite à une impulsion d'entrée, la pluie. La deuxième approche est l'étude des transferts de matières qui ont lieu dans le milieu. Cette seconde approche, l'étude des transits (PARTIE 4), s'intègre dans un axe de recherche particulier sur les traçages naturels et artificiels des eaux qui circulent dans le système.

Nous abordons, dans cette partie, l'étude des transferts énergétiques dans l'épikarst de Lascaux. L'étude dynamique commence par la caractérisation du climat de la zone d'étude qui définit les particularités de la recharge. Cette dernière dépend à la fois des précipitations, des températures et des caractéristiques du sol du site d'étude. L'étude du signal de recharge (le signal d'entrée du système) passe par la définition du terme de « pluie nette » dont la valeur est estimée par une simulation du comportement du sol en bilan par un modèle réservoir. L'étude du signal pluie/débit à l'émergence épikarstique par analyse corrélatoire et spectrale permet de rendre compte du comportement dynamique de l'épikarst qui peut alors être simulé par un modèle global à plusieurs réservoirs.

Chapitre 3.1 Caractéristiques du climat de la zone d'étude

Les données de température, de précipitation et d'évapotranspiration potentielle (ou ETP) utilisées pour l'étude proviennent à la fois des bases de données Météo France pour la caractérisation du climat en Dordogne et d'une station météo implantée sur le site même de Lascaux, au-dessus de l'entrée de la cavité. Elle collecte et cumule, à pas de temps bimensuel, les eaux de pluie.

Sur les 129 stations météorologiques créées en Dordogne depuis 1860 (la première fut Bourdeilles ouverte en 1860 et fermée dès 1881) il n'en reste actuellement que 50 en activité. Seulement, les données enregistrées sont rarement complètes en raison de la fermeture de stations ou de leur déplacement. La station la plus ancienne encore en activité est celle de l'institut des tabacs de Bergerac (ouverte en 1903).

Tableau 3.1. Stations météorologiques utilisées pour l'étude.

Indicatif Météo France	Département	Commune	Lieu-dit	X Lambert II Etendu km	Y Lambert II Etendu km	Alt. m NGF	Date de création de la station	Date de fermeture
24291003	Dordogne	MONTIGNAC	AGGLOMERATION	507,2	2007,8	70	01/01/1913	31/12/1920
24291001	Dordogne	MONTIGNAC	GENDARMERIE NATIONALE	507,9	2007,8	70	01/04/1956	Ouverte
24037001	Dordogne	BERGERAC	INSTITUT DES TABACS	456,5	1984,9	33	01/01/1903	Ouverte
24037003	Dordogne	BERGERAC	PETIT SEMINAIRE	453,4	1985,2	33	01/06/1918	31/10/1944
24037004	Dordogne	BERGERAC	SMMA	453,4	1985,2	39	01/01/1940	31/12/1947
24037002	Dordogne	BERGERAC	AERODROME DE ROUMANIERE	453,4	1985,2	51	01/03/1972	28/02/1978
24037005	Dordogne	BERGERAC	ROUMANIERE	455,9	1981,7	51	01/03/1988	Ouverte
24035001	Dordogne	BELVES	VILLE	494,7	1975,6	90	01/04/1956	Ouverte
46127001	Lot	GOURDON	GRIMARDET	525,4	1972,2	259	01/02/1961	Ouverte
46066001	Lot	CAZALS	PARC-DDE	512,2	1962,5	182	01/10/1930	Ouverte
46215001	Lot	PAYRAC	LA VAYSSE	531	1977,1	272	01/04/1947	Ouverte

La description du climat sur la zone étudiée, i.e. la vallée de la Vézère, s'appuie sur les chroniques de plusieurs stations météorologiques du réseau Météo France présentées dans le Tableau 3.1. La Station météorologique du site de Lascaux (qui n'est pas inscrite dans le réseau Météo France) se situe à une altitude de 188,5 m NGF et ses coordonnées en Lambert II kilométrique sont respectivement pour X et Y : 508,17 km et 2006,58 km. Elle est située

au-dessus de l'entrée de la cavité et sa mise en service fut effective le 1^{er} janvier 1965, et l'enregistrement des chroniques de pluies est pratiquement continu depuis ce jour.

Dans l'ouvrage *La météo de la France* (1986), les météorologues Jacques Kessler et André Chambraud considèrent que *le climat de la Dordogne est plutôt agréable, chaud en période estivale, et très peu venté. Le soleil y brille environ 2000 heures par an.* Ils regrettent qu'aucune mesure réelle ne vienne confirmer cette estimation mais ils estiment que *les analogies entre le Périgord et le Quercy sont suffisantes pour que l'on puisse utiliser les données climatiques de Gourdon (46, Lot) tout proche du Sarladais.* La station de Gourdon a été ouverte en 1881, déplacée en 1961; elle est toujours active. A Bergerac, deux stations sont en activité, la station de l'institut des tabacs et celle de Roumanière ouverte en mars 1988.

3.1.1 Les précipitations

Les données de pluviométrie sont essentielles à la compréhension du fonctionnement des aquifères. La pluie est en effet utilisée comme « signal d'entrée » des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques. C'est une donnée facilement accessible, soit en interrogeant le service de Météo France qui facture ce service, soit en installant sa propre station météo, en tâchant toutefois de respecter des normes précises d'installation. Seulement, la pluie brute ne peut être utilisée comme signal d'entrée des systèmes hydrogéologiques sans traitements préalables. L'alimentation d'un aquifère ne correspond pas, en effet, à la totalité de la pluie qui tombe toute l'année sur sa zone d'alimentation. La pluie brute ne peut être considérée que comme le signal d'entrée d'une fonction de transfert caractéristique du sol, dont le signal de sortie forme à son tour le signal d'entrée réel des systèmes hydrogéologiques et, pour ce qui nous intéresse, de l'épikarst.

Parmi les chroniques de pluviométrie disponibles auprès de Météo France nous avons choisi de présenter les données provenant des stations de Gourdon, Montignac et Bergerac. Ce choix repose sur une série de tests d'homogénéisation des données de pluviométrie réalisés entre un panel important de stations de la région. Nous avons pu montrer que les chroniques des trois stations précitées dessinent des comportements homogènes entre eux et avec l'évolution des pluies enregistrée sur le site de Lascaux. Ces quatre stations météorologiques (appelées *stations représentatives* par la suite) nous ont permis de dresser un bilan pluviométrique consultable en Tableau 3.2. Dans la région, il pleut en moyenne (de 1966 à 2006) 860 mm par

année. Cette valeur classe cette région, selon Météo France, dans les *zones avec pluviométrie moyenne où le risque de sécheresse est moyen et où la récupération des eaux de pluies peut s'avérer nécessaire*. Depuis l'année 1966 et comme le montre la Figure 3.1, des années très pluvieuses où le cumul annuel de pluie a dépassé les 1100 mm à Lascaux (1966, 1977, 1994 et 2001) ont alterné avec des périodes plus sèches où les pluies annuelles furent inférieures à 600 mm (1976, 1989 et 1990, et 2005 dans une moindre mesure). Sur la période d'analyse des données de pluies, il n'y a pas de tendance générale d'évolution, ni à la hausse, ni à la baisse. Les années 1989 et 1990 constituent une période de sécheresse exceptionnelle où le cumul de pluie sur les deux années n'a pas dépassé 1100 mm à Lascaux. Cet événement particulier a eu des répercussions sur l'ensemble de la région et reste encore aujourd'hui dans les mémoires de beaucoup d'usagers de l'eau.

Tableau 3.2. *Pluviométrie annuelle moyenne (de 1966 à 2006) des stations représentatives de la zone d'étude.*

Stations météorologiques	Précipitations annuelles moyennes (mm)	Précipitations annuelles minimales (mm) [année]	Précipitations annuelles maximales (mm) [année]
Gourdon	877	647,4 [2005]	1234,8 [1966]
Montignac	893	537,8 [1987]	1222,1 [1966]
Bergerac	796	585,2 [1989]	1027,1 [1981]
Lascaux	881	446,5 [1990]	1227,5 [1977]
Moyenne (mm)	862		
Médiane (mm)	862		
Ecart type	148		
Coefficient de variation	17 %		

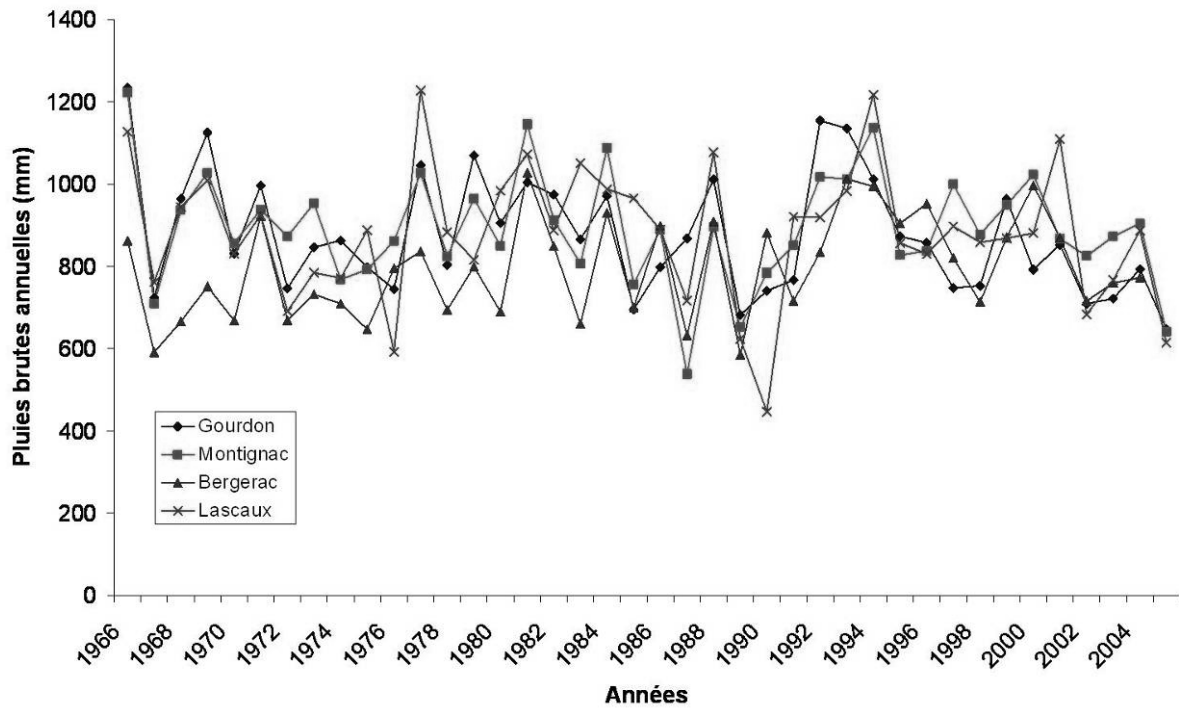


Figure 3.1. Chronique des cumuls annuels de pluie de 1966 à 2005 pour les stations météorologiques de Gourdon (47), Montignac (24), Bergerac (24) et Lascaux (24).

La Figure 3.2 qui représente les précipitations mensuelles et le résumé statistique présenté dans le Tableau 3.3 sont obtenus à partir des données mensuelles moyennes (de 1966 à 2006) des quatre stations météorologiques citées dans le Tableau 3.2.

Tableau 3.3. Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la région de la vallée de la Vézère (de 1966 à 2006). Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	72,9	68,9	61,3	75,5	84,7	62,5	56,5	68,3	74,7	78,8	75,8	79,5
Méd.	69,4	68,4	55,4	61,5	76,3	54,0	50,2	56,4	63,3	74,6	71,6	68,2
Ec. Type	41,0	33,5	31,4	48,4	41,1	42,2	34,8	43,4	48,6	45,4	41,1	49,6
Min.	5,0	5,6	7,0	1,2	3,0	0,0	1,9	6,3	1,0	0,6	0,5	0,0
Max.	196,5	158,5	148,8	197,2	210,7	210,4	207,0	209,1	234,0	214,6	242,8	238,5
Coef. Var.	56,2%	48,6%	51,2%	64,1%	48,5%	67,5%	61,7%	63,6%	65,1%	57,7%	54,2%	62,4%
Ec. Rel.	4,8%	0,7%	9,6%	18,5%	9,9%	13,6%	11,1%	17,4%	15,3%	5,3%	5,5%	14,2%

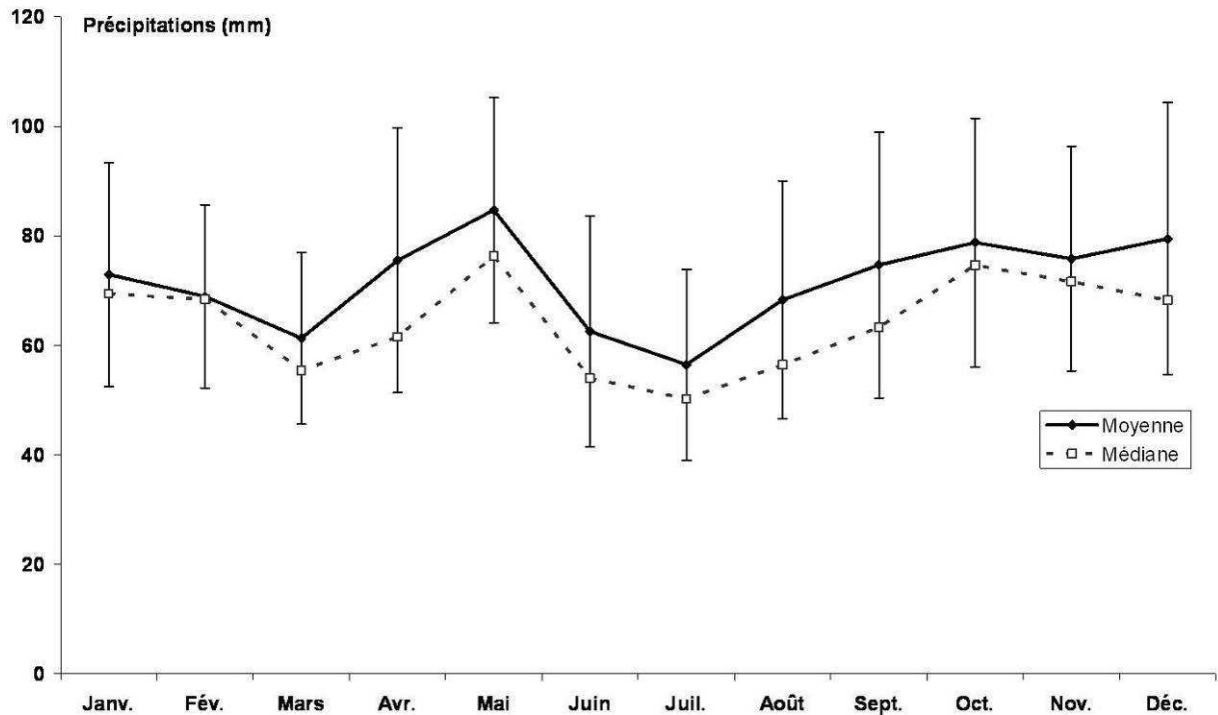


Figure 3.2. Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir des stations représentatives de 1966 à 2006.

Le climat dans la région de la vallée de la Vézère se caractérise par un printemps pluvieux, particulièrement les mois d'avril et de mai (75 et 85 mm en moyenne) et des étés relativement secs (Tableau 3.3). Les moyennes des pluies sont généralement supérieures aux médianes, ce qui tend à montrer que le régime de précipitation est caractérisé par moins de pluies de forte intensité que de petites pluies de longue durée. La pluviométrie aux mois de juin, juillet (le moins pluvieux de l'année avec 56,5 mm en moyenne) et août n'est due qu'à des événements pluvieux de forte intensité mais de courte durée de type orageux. Ces pluies n'ont probablement qu'une efficacité limitée pour recharger de manière effective le système épikarstique. Les mois d'octobre, novembre, décembre et janvier sont globalement des mois pluvieux avec des moyennes mensuelles d'environ 75 mm. Ces pluies sont d'une intensité plus faible que les pluies d'été mais s'étalent plus significativement dans le temps. Cette première analyse factuelle des pluies présume de périodes de recharge à Lascaux les mois d'automne et du début de l'hiver.

D'une manière générale, l'analyse statistique montre des coefficients de variations élevés pour l'ensemble des moyennes mensuelles traitées (Tableau 3.3). Cependant, l'écart relatif,

défini comme le rapport $(\text{moyenne-médiane})/\text{moyenne}$, montre que les mois de janvier, février, octobre et novembre, où cette valeur est inférieure à 5,5%, sont moins influencés par des valeurs extrêmes que les autres mois de l'année. On peut donc penser que se sont ces mois qui présentent la meilleure reproductibilité de cumul de pluie d'une année sur l'autre.

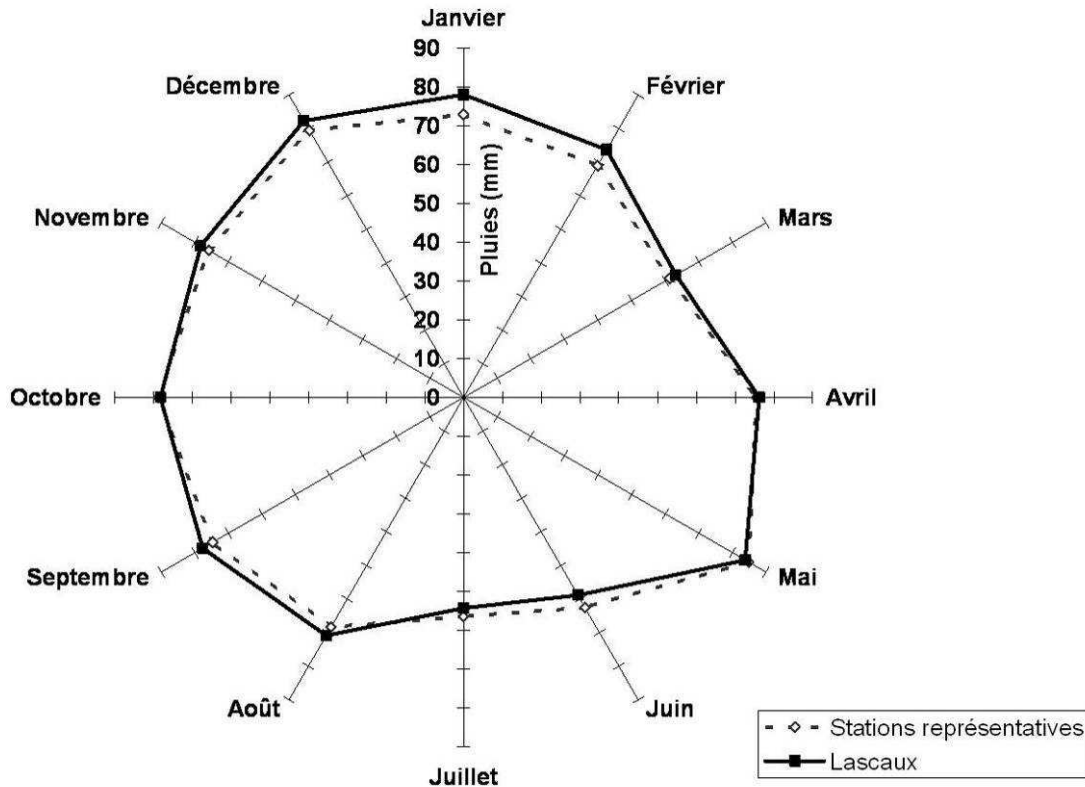


Figure 3.3. Comparaison des pluies mensuelles moyennes de 1966 à 2006 à Lascaux et sur l'ensemble du territoire.

Enfin, la Figure 3.3 propose une représentation différente, dite *radar*, des pluies moyennes mensuelles à Lascaux et en moyenne sur l'ensemble des quatre stations météorologiques représentatives. Le constat est évidemment le même que par l'analyse faite à partir de la Figure 3.2 tout en montrant qu'en terme de pluviométrie, le site de Lascaux discrimine plus les saisons que la moyenne régionale. En effet, l'hiver semble plus pluvieux (+ 5 mm en janvier et février) et l'été moins pluvieux (- 3 et - 2 mm en juin et juillet respectivement) bien que ces différences ne soient pas statistiquement significatives.

3.1.2 Les températures

L'analyse des températures atmosphériques s'appuie sur les données des stations météorologiques de Gourdon et de Bergerac dont les chroniques des mesures journalières sont disponibles depuis janvier 1930 pour les deux stations, jusqu'à décembre 2004 pour Bergerac et décembre 2006 pour Gourdon. Sur le site de Lascaux, les températures atmosphériques sont mesurées sous abri depuis janvier 1968 selon une méthode un peu différente de celle normalisée par Météo France. Les mesures sont faites manuellement jusqu'en 1996 (pas de temps variable) et l'enregistrement devint automatisé en juin de cette année. L'acquisition est alors réalisée au pas de temps de 10 min qui fiabilise et rend plus robuste les tests statistiques faits sur la période 1996 - 2007.

Le Tableau 3.4 et la Figure 3.4 présentent les températures moyennes mensuelles dans la région d'étude calculées à partir des données des stations de Gourdon (46) et de Bergerac (24) de 1930 à 2004.

Tableau 3.4. Résumé statistique des températures mensuelles (en °C) à Gourdon (46) et à Bergerac (24) de 1930 à 2004. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	5,1	6,2	9,0	11,3	14,9	18,4	20,4	20,2	17,6	13,4	8,5	5,7
Méd.	5,3	6,4	9,0	11,2	14,9	18,2	20,3	20,2	17,7	13,5	8,4	5,7
Ec. Type	1,9	2,2	1,5	1,3	1,3	1,4	1,3	1,5	1,5	1,5	1,6	1,8
Min.	0,2	-4,7	5,3	8,2	12,4	14,8	17,6	17,6	13,6	8,8	5,0	2,1
Max.	9,3	10,8	12,0	14,7	17,9	24,0	24,0	25,6	21,7	17,3	11,6	9,8
Coef. Var.	37,9%	36,0%	16,2%	11,6%	9,0%	7,5%	6,5%	7,2%	8,6%	11,4%	18,8%	31,6%
Ec. Rel.	-3,6%	-3,1%	0,0%	0,8%	0,6%	1,0%	0,4%	0,3%	-0,7%	-0,5%	1,0%	-0,8%

Les mois de juillet et d'août sont, en moyenne, les plus chauds de l'année (20,4 et 20,2 °C respectivement) tandis que les mois de décembre et de janvier sont les plus froids (5,7 et 5,1 °C en moyenne respectivement). Les mois qui présentent une plus grande variabilité sont les mois d'hiver (décembre, janvier et février) où les coefficients de variation dépassent 30 %. Ils

présentent aussi les écarts relatifs les plus importants, nettement négatifs pour les mois de janvier et de février qui sont marqués par des valeurs très faibles des températures. La Figure 3.4 montre en effet une valeur minimale très faible pour le mois de février ($-4,7\text{ °C}$) qui correspond à l'hiver 1956 qui fut particulièrement rude.

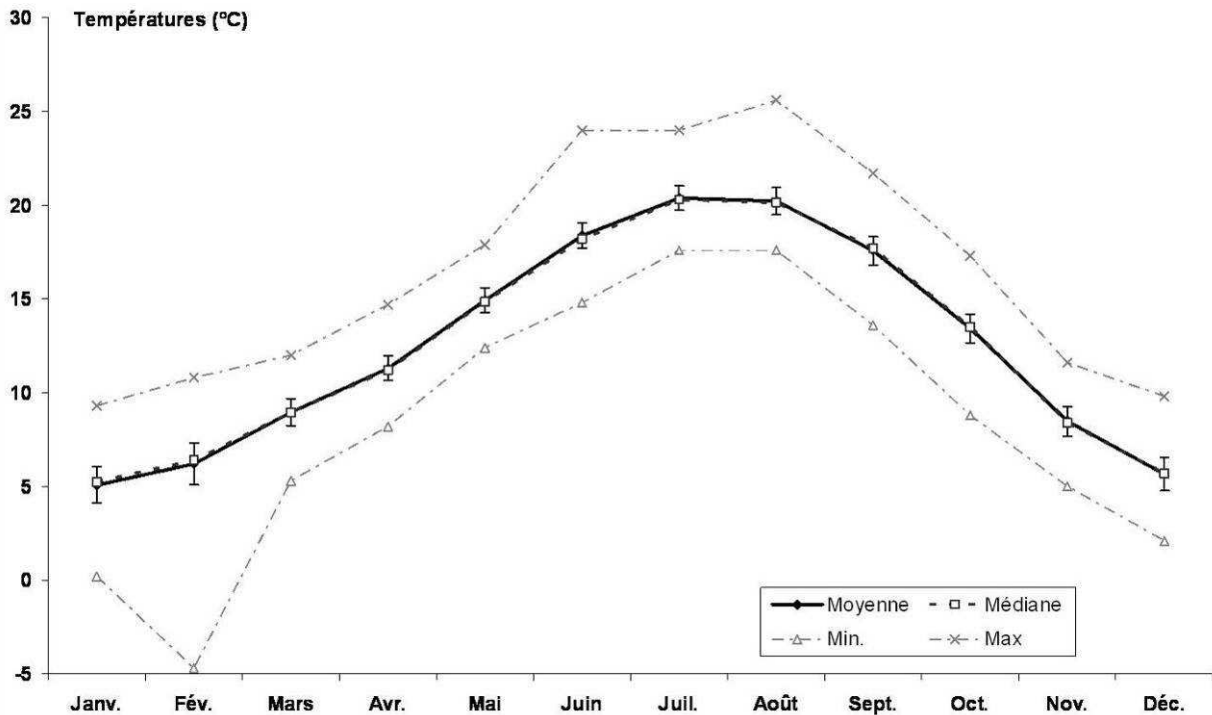


Figure 3.4. Températures moyennes mensuelles (en °C) calculées à partir des stations de Gourdon (47) et de Bergerac (24) de 1930 à 2004.

En comparant les évolutions des températures moyennes mensuelles enregistrées aux stations météorologiques de Gourdon, de Bergerac et de Lascaux (Figure 3.5) on constate que les températures de Gourdon et de Bergerac se superposent presque parfaitement alors que les températures enregistrées à Lascaux sont systématiquement inférieures. La moyenne de cet écart s'établit à $3,6\text{ °C}$ sur l'ensemble de la chronique. Se sont surtout les mois d'hiver qui sont les plus froids à Lascaux malgré une mesure sous abri. L'altitude de Lascaux supérieure à celle de Bergerac peut être un élément qui explique cette différence. Notons de plus une méthode de mesure des températures légèrement différente entre les stations. Néanmoins, les données restent comparables en terme d'évolution du signal et on retrouve bien la même saisonnalité dans les variations pour les trois stations de mesures.

L'étude des paramètres statistiques des données de températures mensuelles moyennes à Lascaux de juin 1996 à juin 2008 (Tableau 3.5) montre la même variabilité des températures

pour les mois d'hiver que précédemment constaté pour les stations de Gourdon et de Bergerac. Les écarts relatifs sont un peu plus élevés en moyenne, surtout pour le mois de janvier dont la température moyenne est affectée par une forte anomalie positive en janvier 2007 où la température moyenne s'établit à 6,7 °C.

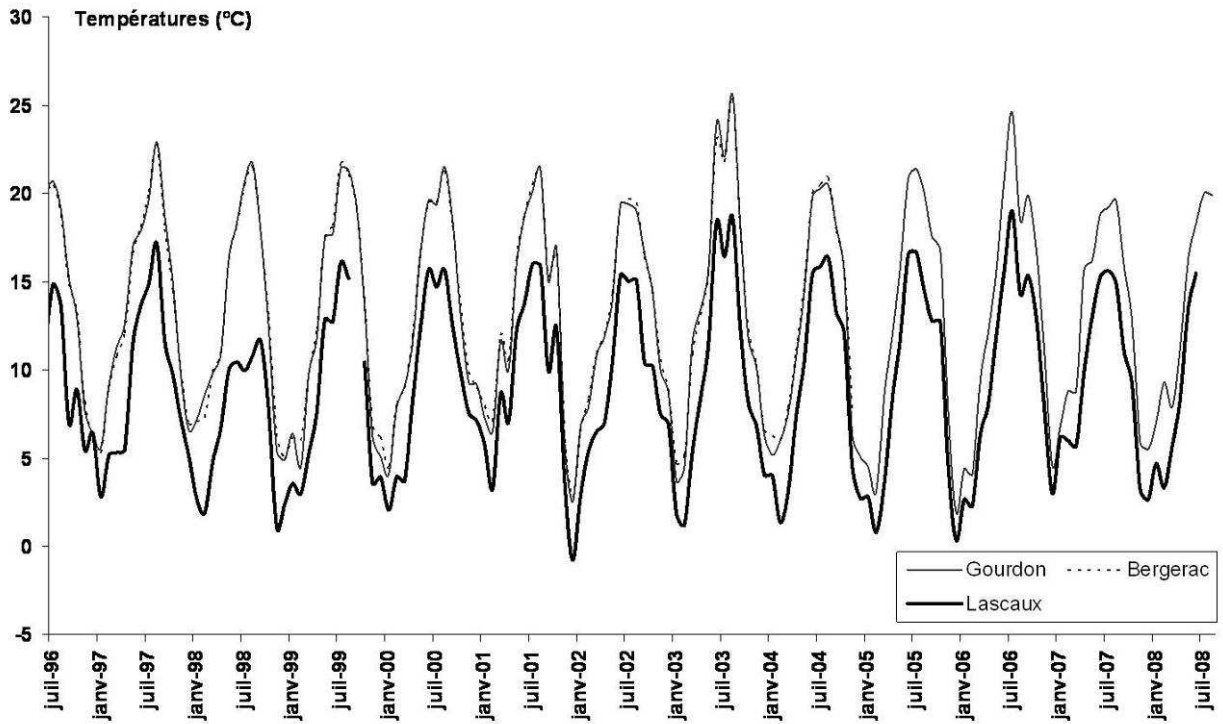


Figure 3.5. Evolution comparée des températures moyennes mensuelles à Gourdon, Bergerac et Lascaux de juillet 1996 à juillet 2008.

Tableau 3.5. Résumé statistique des températures moyennes mensuelles (en °C) à Lascaux de juin 1996 à juin 2008 (pas de temps de 10 min). Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	3,5	3,1	5,3	7,7	11,8	14,6	15,4	15,2	11,6	10,4	5,3	3,7
Méd.	2,8	3,1	5,3	7,8	11,9	15,4	15,8	15,1	11,6	10,1	5,0	3,5
Ec. Type	1,3	1,6	1,4	1,1	1,0	2,1	2,0	1,8	2,0	1,7	2,1	2,4
Min.	1,8	0,8	3,1	5,5	10,0	10,5	10,0	10,8	7,0	7,7	1,1	-0,8
Max.	6,2	6,0	8,7	9,9	13,4	18,4	19,0	18,7	15,3	13,1	8,0	7,1
Coef. Var.	38,2%	52,3%	26,7%	13,7%	8,6%	14,5%	12,9%	12,2%	17,4%	16,7%	39,6%	64,6%
Ec. Rel.	18,5%	0,3%	-0,1%	-1,6%	-8%	-5,4%	-2,1%	0,3%	-0,2%	3,1%	5,0%	4,8%

3.1.3 L'évapotranspiration

3.1.3.1 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 vapeur d'eau 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 comme le montre les valeurs reportées dans le Tableau 3.6.

Tableau 3.6. Importance de l'évapotranspiration à différentes échelles spatiales (valeurs moyennes adaptées de MUSY et HIGY, 2004).

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%

L'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à quantifier précisément et il existe de nombreuses méthodes qui tentent de l'estimer. Suivant les objectifs de l'étude, certaines méthodes sont plus appropriées que d'autres du fait de leur coût ou d'une meilleure adaptation à des échelles de temps et d'espace donnés. En outre, nous pouvons différencier deux types d'approche pour l'estimation de l'évapotranspiration :

- l'approche empirique : méthode basée sur le coefficient cultural, sur l'estimation de l'évapotranspiration d'une culture de référence et sur le bilan hydrique du sol,
- l'approche analytique ou physique : modèle combiné basé sur le bilan énergétique et le transfert de masse tel que l'équation de PENMAN-MONTEITH (Équation 3-1).

$$ET_0 = \frac{R_n \times \Delta + \frac{\rho \times C_p \times \delta_e}{r_a}}{\lambda \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]}$$

Équation 3-1. Formule de PENMAN-MONTEITH (MONTEITH, 1965).

Où ET_0 est l'évapotranspiration de référence ($mm.s^{-1}$), R_n le rayonnement net ($W.m^{-2}$), Δ la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air ($kPa.°C^{-1}$), ρ la densité de l'air à pression constante, C_p la capacité thermique de l'air humide ($kJ.kg^{-1}.°C^{-1}$), δ_e la différence entre la pression de vapeur saturante e_s (kPa) et la pression de vapeur effective de l'air e_a (kPa), r_a la résistance aérodynamique ($m.s^{-1}$), r_c la résistance de la canopée (ou conductivité stomacale en $m.s^{-1}$), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($MJ.kg^{-1}$) et γ la constant psychrométrique ($kPa.°C^{-1}$).

D'un point de vue pratique, ces méthodes ont été établies sur des zones de cultures particulières. Ainsi, leur extrapolation à certaines conditions climatiques nécessite parfois quelques ajustements : la relation proposée par BLANEY et CRIDDLE en 1970 (équation en Annexe 5) permet une estimation de l'évapotranspiration pour les régions arides ou semi-arides mais la surestime pour les climats tempérés. Dans ce type de climat, c'est la formule de TURC (1961) qui semble la mieux adaptée (équation en Annexe 5). THORNTHWAITE et MARHER (1957) ont proposé un calcul basé sur l'indice thermique mensuel dont l'équation est également consultable en Annexe 5. Les différences entre les valeurs d'évapotranspirations calculées suivant les trois méthodes précitées se situent principalement du mois d'avril au mois de septembre, période au cours de laquelle l'évapotranspiration est la plus forte.

PENMAN (1948) fut le premier à proposer un modèle combinant la théorie aérodynamique et les bilans énergétiques pour le calcul de l'évapotranspiration. La formule de PENMAN-MONTEITH (1981), adaptée de l'équation de PENMAN (Annexe 5), constitue l'approche la plus complète de ce processus fondamental car elle inclut la physiologie de la plante par l'intermédiaire de la résistance de surface, ou résistance de la canopée.

Il est important de noter que l'évapotranspiration de référence (ET_0) est depuis longtemps considérée comme une évapotranspiration dite potentielle (ETP). L'ETP est définie couramment comme la somme de l'évaporation par la surface du sol et de la transpiration par le feuillage d'une culture dont les stomates sont entièrement ouverts, lorsque le sol fournit toute l'eau demandée. En France, l'évapotranspiration potentielle est calculée sur une fétuque manade (gazon) de 7 cm de hauteur, couvrant complètement le sol, bien alimentée en eau, en phase active où sont réalisées des mesures météorologiques. L' ET_0 est donc une limite de l'ETP utilisée pour des raisons pratiques. En tant que référence, elle est mesurée et calculée sur le couvert végétal considéré. L' ET_0 correspond donc à une évaporation potentielle dans des conditions hydriques réelles très difficilement mesurables. D'un point de vue physique, la terminologie « potentielle » pose problème car ce qualificatif ne peut s'appliquer à une évapotranspiration calculée à partir de mesures faites dans des conditions météorologiques non « potentielles » (ou théoriques) comme le soulignait LHOMME en 1997. Les données recueillies auprès de Météo France étant des valeurs d'« ETP », ce terme sera toutefois conservé dans le manuscrit pour éviter toutes confusions.

Les données disponibles auprès de Météo France, généralement destinées aux professionnels agricoles, donnent l'évapotranspiration potentielle calculée à partir de l'équation de PENMAN-MONTEITH (Équation 3-1).

3.1.3.2 L'ETP sur la zone d'étude

Les valeurs d'évapotranspirations potentielles (ETP) utilisées pour notre étude sont issues de la station météorologique de Gourdon, la plus représentative du site d'étude comme mentionné en début de PARTIE 3.

Le Tableau 3.7 montre le résumé statistique de l'ETP mesurée de 1965 à 2006 et la Figure 3.6 dessine l'évolution des moyennes et médianes mensuelles de l'ETP à Gourdon calculées sur la même période que précédemment.

Tableau 3.7. Résumé statistique de l'ETP mensuelle (en mm) mesurée à la station de Gourdon de 1965 à 2006. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	24,0	33,2	62,2	82,2	105,6	121,4	140,0	122,5	84,3	55,0	27,9	21,8
Méd.	22,8	33,4	61,2	81,2	106,7	118,1	141,9	121,8	84,8	53,7	26,5	20,5
Ec. Type	5,7	6,7	11,8	15,1	14,4	19,6	19,3	18,2	14,4	12,4	7,2	8,4
Min.	12,2	19,8	36,4	57,0	77,2	86,1	106,3	88,1	60,4	24,2	16,5	9,5
Max.	40,5	50,6	90,5	122,0	151,0	170,5	174,3	179,4	122,7	82,1	45,7	55,1
Coef. Var.	23,6%	20,1%	19,1%	18,4%	13,6%	16,2%	13,8%	14,9%	17,1%	22,5%	25,8%	38,7%
Ec. Rel.	5,0%	-0,4%	1,5%	1,2%	-1,0%	2,7%	-1,4%	0,6%	-0,5%	2,3%	4,9%	6,3%

En moyenne, l'ETP est la plus faible à la fin de l'automne et au début de l'hiver durant les mois de novembre, décembre et janvier (27,9 ; 21,8 et 24 mm respectivement) ; juillet étant clairement le mois où l'ETP est la plus forte avec une valeur moyenne de 140 mm. C'est aussi à la fin de l'automne et au début de l'hiver que la variabilité est la plus importante et où les moyennes mensuelles sont influencées par de fortes anomalies positives comme le montrent les valeurs des écarts relatifs égaux ou supérieurs à 5 % pour les mois de novembre, décembre et janvier. Les valeurs d'ETP sont en revanche moins dispersées à la fin du printemps et en été où les coefficients de variation sont proches de 15 %.

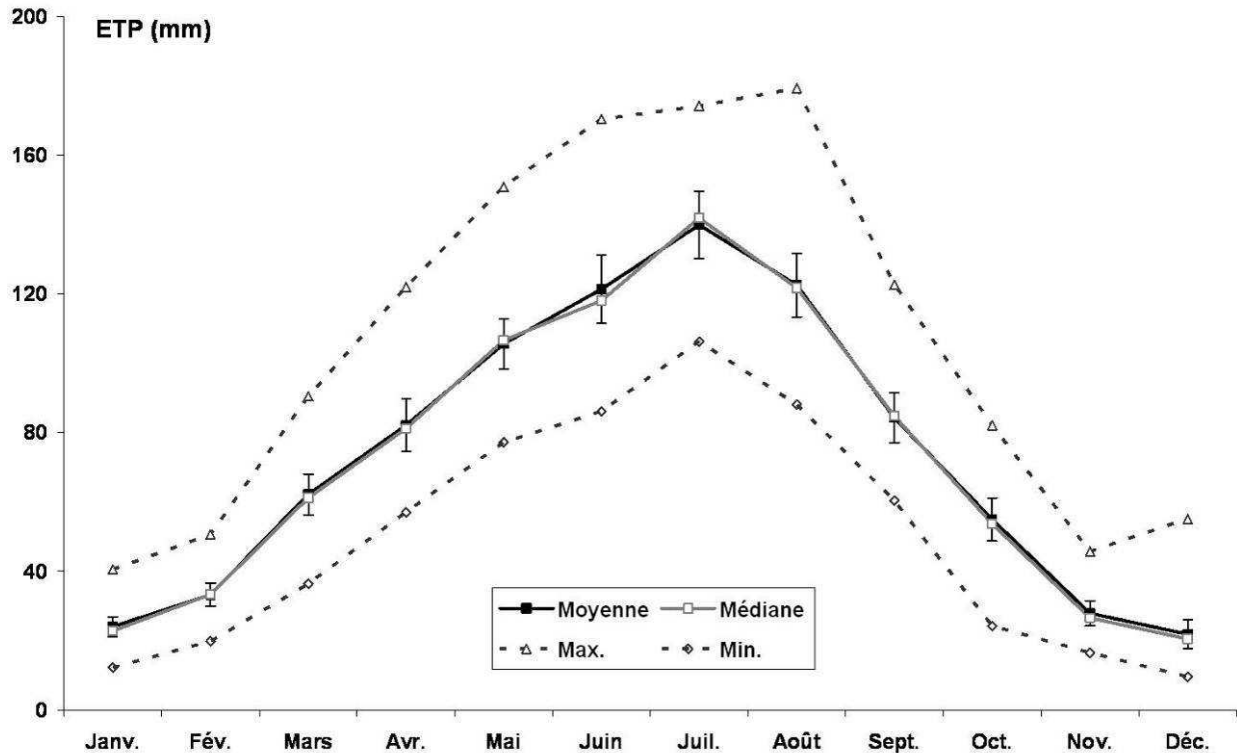


Figure 3.6. Evapotranspiration potentielle mensuelle moyenne à Gourdon de 1965 à 2006.

Nous l'aurons compris, l'ETP est une lame d'eau retranchée au sol qui constitue une perte pour l'infiltration. Cette quantité d'eau perdue peut être importante et il est indispensable de la prendre en compte lorsque l'on réalise des bilans hydriques et que l'on s'intéresse aux signaux d'entrée des systèmes hydrogéologiques. Seulement, l'évapotranspiration n'est pas la seule perte qui intervient dans un bilan hydrique et il faut mentionner qu'une partie non négligeable de l'eau des précipitations est interceptée lors de la chute de la pluie comme nous le verrons au Chapitre 3.2.

3.1.4 Caractéristiques du climat en Dordogne

En première conclusion et en reprenant les termes de Météo France (<http://www.meteofrance.com>) nous pouvons dire que le climat de la Dordogne est à la fois *varié, agréable et vivifiant*. Il est une transition entre le climat océanique aquitain, avec de belles arrières saisons et le climat montagnard des marches occidentales du Massif Central. La douceur de l'hiver et des températures estivales peu élevées caractérisent un climat tempéré pour l'ensemble du Périgord. Nous avons vu que la zone d'étude est assez arrosée avec une

hauteur moyenne annuelle d'eau de 860 mm représentative d'un climat sans excès, se situant nettement au dessus des zones françaises les plus sèches, avec moins de 600 mm (plaine d'Alsace ou de Limagne et même bassin Parisien), et bien en dessous des zones de montagne dont l'arrosage annuel dépasse les 2000 mm (Cantal, Massif vosgien, Alpes du Nord) comme le montre la répartition du cumul annuel de pluies sur l'ensemble du territoire français de 2001 à 2006 en Figure 3.7. La disposition des vallées, le moutonnement des collines, le profil et l'exposition des coteaux et les forêts créent une gamme variée de zones spécifiques.

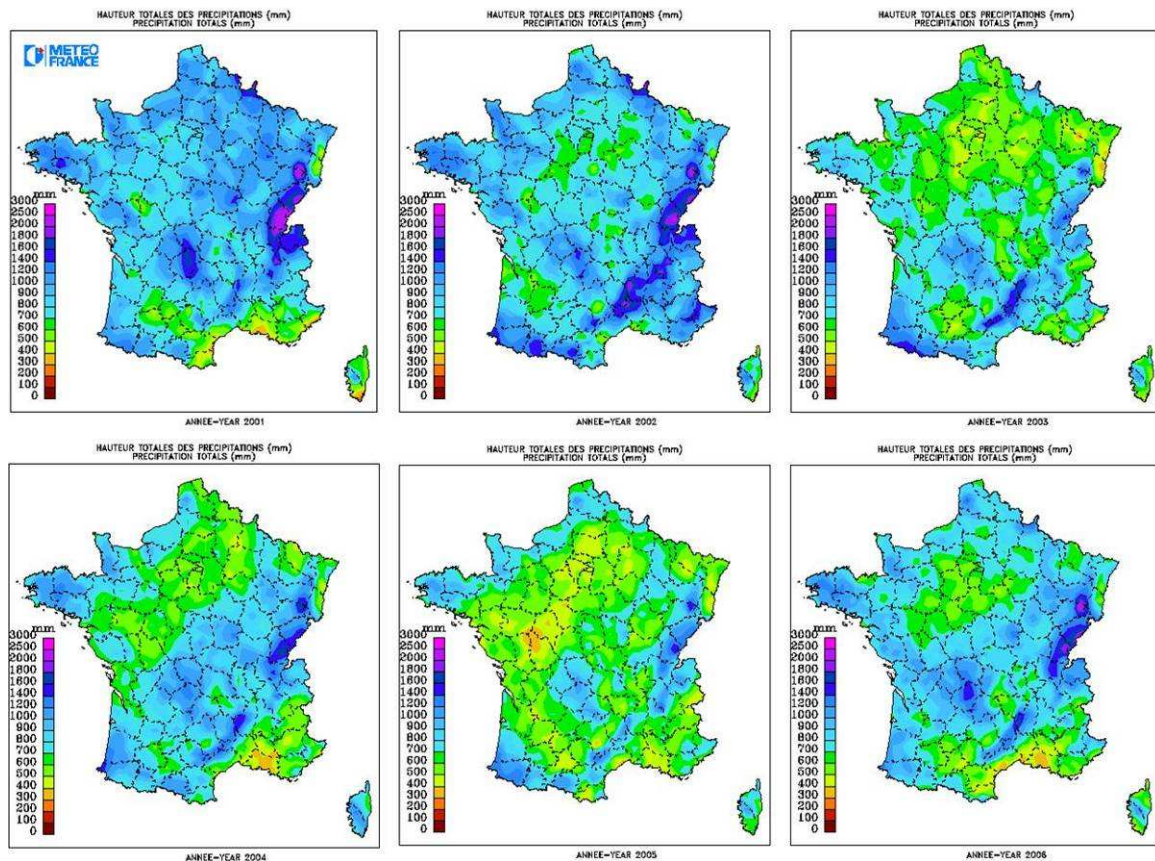


Figure 3.7. Répartition sur le territoire français de la hauteur totale des précipitations annuelles (mm) de 2001 à 2006.

Chapitre 3.2 Etude du signal de recharge de l'épikarst

3.2.1 Bilan hydrique et définitions associées

Les travaux exposés tout au long de ce manuscrit concernent la recharge des systèmes karstiques en s'intéressant aux processus hydrogéologiques qui ont lieu en zone non saturée. S'intéresser à la recharge c'est tout d'abord quantifier l'eau qui atteint réellement l'aquifère karstique. Sur le site de Lascaux, l'origine de cette eau est la pluie exclusivement.

Au cours de son trajet vers le sol, la pluie subit un certain nombre de processus qui ont pour effet une diminution de la quantité d'eau disponible pour les écoulements souterrains. L'eau de pluie peut être en effet restituée à l'atmosphère par les phénomènes d'ETP (paragraphe 3.1.3) mais aussi interceptée par des obstacles au cours de son trajet vertical et horizontal. On sait aujourd'hui qu'il existe par exemple un mécanisme d'interception horizontal des brouillards ou des rosées qui prend toute son importance dans certaines régions du globe (comme les forêts situées à proximité de la côte chilienne par exemple). Sous couvert forestier, comme c'est le cas sur le site de Lascaux, l'interception la plus importante correspond à l'interception verticale de la pluie par la frondaison des arbres et de la litière où l'eau est évaporée sans jamais atteindre le sol. La Figure 3.8 résume les principaux termes du bilan hydrique qui peut s'exprimer comme suit (Équation 3-2), pour une période et un bassin donnés :

$$P + S = R + ET + (S + \Delta S) \text{ [mm]} \text{ ou alors}$$

$$P - (R + ET) = \Delta S \text{ [mm]}$$

Équation 3-2. expression du bilan hydrique.

Où :

- P = précipitations,
- S = lame d'eau stockée dans le sol,
- R = ruissellement,
- ET = évapotranspiration,
- ΔS = variation du stock dans le sol,
- $S + \Delta S$ = ressources accumulées à la fin de la période

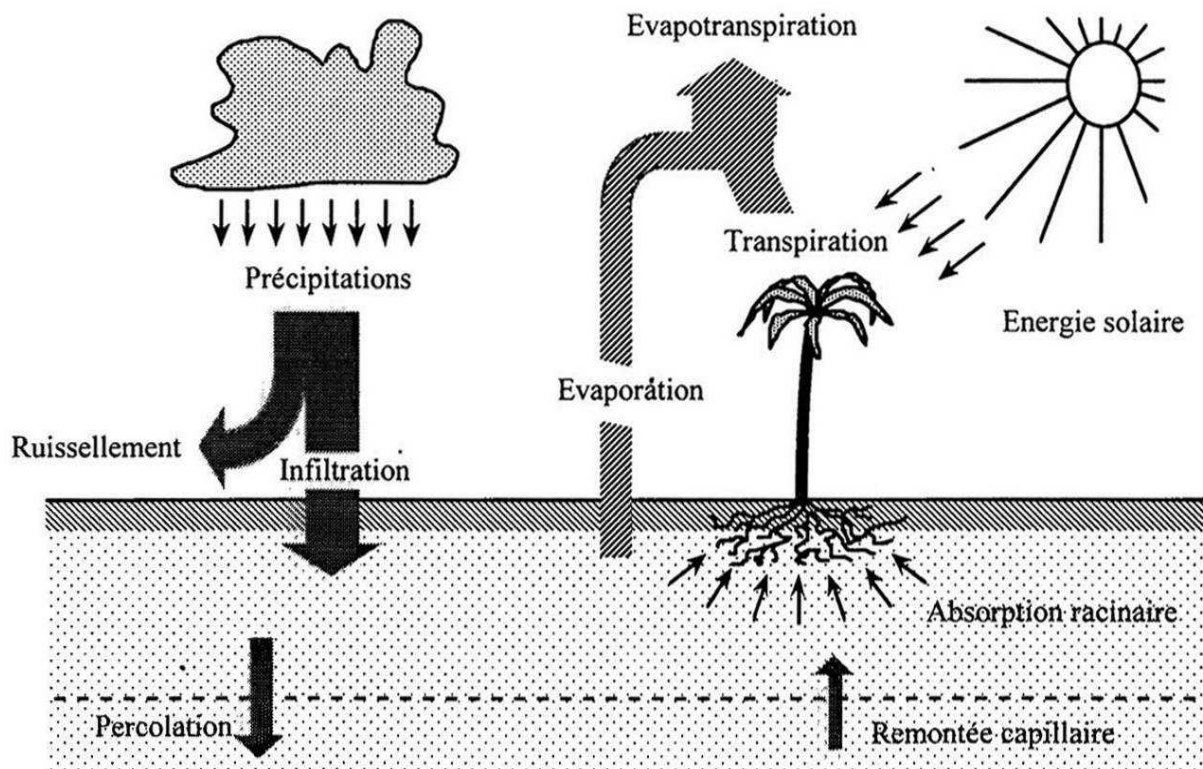


Figure 3.8. Principaux termes du bilan hydrique (Tiré de MUSY et SOUTTER, 1991).

Il est important de proposer une définition précise des termes utilisés pour décrire la recharge. Soulignons avant toute chose qu'il existe une réelle divergence de point de vue entre les hydrologues et les hydrogéologues sur la question de la définition des gains et des pertes ; cette différence s'expliquant par des enjeux bien distincts entre ces disciplines par ailleurs assez proches. En effet, l'hydrologue s'intéresse aux écoulements de surface qui, par définition, ne pénètrent pas le milieu souterrain. Ces écoulements sont donc considérés comme des gains en hydrologie alors qu'ils représentent des pertes pour l'hydrogéologue. Il existe de ce fait une difficulté liée à la sémantique car les deux disciplines utilisent des termes identiques pour définir les différents types de « pluies » dont les processus de génération peuvent être opposés. Les définitions suivantes seront celles utilisées pour l'étude des écoulements dans le système épikarstique de Lascaux :

Pluie totale ou pluie globale, P : elle correspond à la quantité totale de pluie tombée, mesurée à l'air libre au-dessus de la couverture végétale ou au-dessus de la voûte des arbres.

Pluie brute : c'est la pluie totale diminuée de l'interception, c'est-à-dire la pluie qui arrive au sol ($P-I$). Cette pluie pourrait correspondre à celle mesurée par la station météo sur le site

Lascaux qui se situe au-dessous du niveau de la voûte des arbres mais en milieu relativement bien dégagé.

Pluie efficace, P_{eff} : elle est définie comme la pluie brute diminuée de l'ETP. Cette valeur est très souvent utilisée en hydrogéologie pour estimer la pluie qui alimente l'aquifère notamment en modélisation. C'est une valeur facilement accessible que l'on assimile souvent (volontairement ou involontairement) à la recharge de l'aquifère.

Pluie nette, P_n : contrairement aux hydrologues qui regroupent sous ce terme la pluie qui provoque les écoulements de surface (MUSY et HIGY, 2004) nous définirons la pluie nette comme la pluie qui alimente réellement le système hydrogéologique, déduction faite de la perte par interception, par transpiration stomacale, par ruissellement et par évaporation du stock disponible dans le sol pédologique. Il faut de plus atteindre une certaine teneur en eau dans le sol pour qu'il y ait création d'écoulements gravitaires. La pluie nette serait à rapprocher du concept de percolation, d'infiltration (MUSY et HIGY, 2004) ou encore d'humidification (EAGLESON, 1970) des hydrologues. Seulement, en hydrogéologie, il serait restrictif de limiter l'infiltration à la seule traversée de la surface du sol par l'eau excluant alors le mouvement de l'eau en milieu non saturée.

Infiltration : passage de l'eau à travers la surface du sol (pénétration dans le sol) et mouvement descendant de l'eau dans la zone non saturée jusqu'à la zone saturée du système karstique.

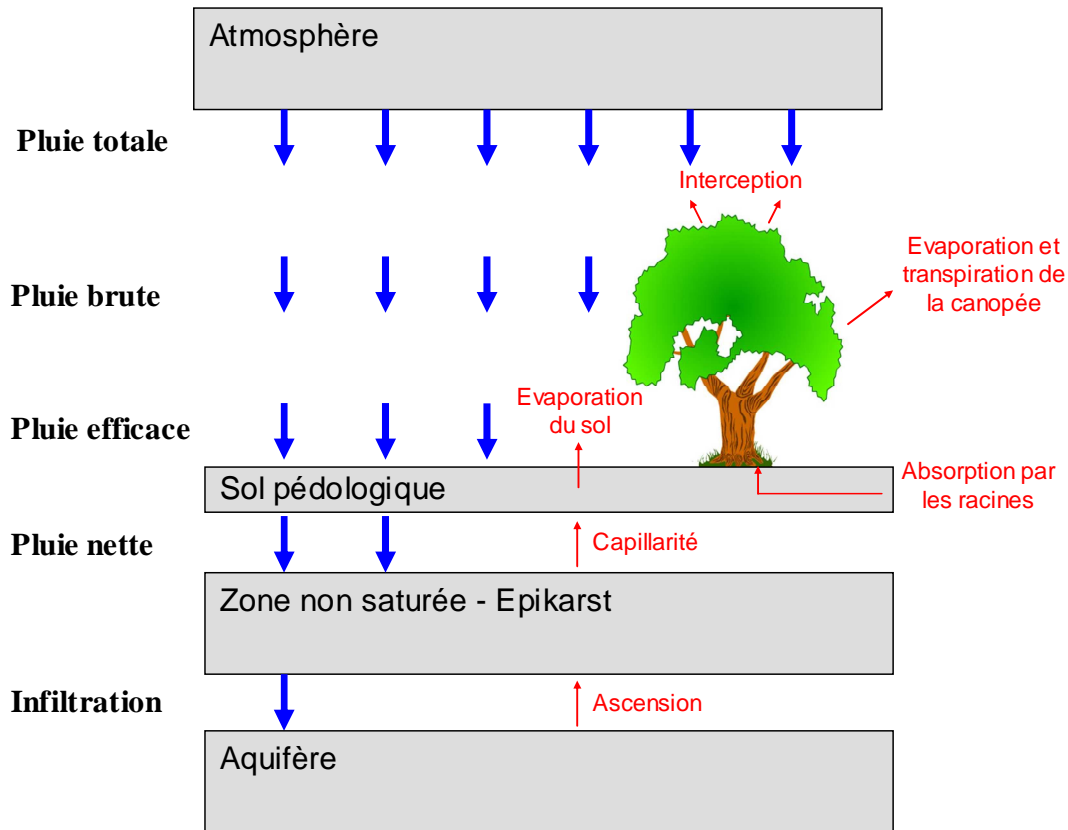


Figure 3.9. Schéma définissant les différents types de pluies en hydrogéologie.

La Figure 3.9 propose un résumé des définitions précédemment exposées. Nous devons tout d'abord faire une remarque sur le terme d'*infiltration* dont la définition que nous en donnons diffère grandement de celle utilisée en hydrologie de surface (REMENIERAS, 1960 ; MUSY et SOUTTER, 1991). Ces auteurs emploient en effet le terme d'*infiltration* pour désigner le processus de pénétration de l'eau dans le sol (phénomène complexe estimé analytiquement) alors que nous considérons l'*infiltration* comme étant la somme des écoulements qui partent du sol et de la zone non saturée pour recharger l'aquifère (CASTAGNY et MARGAT, 1977). Le signal *infiltration* est alors approché par l'étude des écoulements à l'émergence épikarstique de l'entrée de la cavité, après que les eaux aient traversé une partie de la zone non saturée du système karstique, l'épikarst.

La Figure 3.9 montre que le transfert de l'eau atmosphérique vers l'aquifère se fait par pertes successives qu'il faut tenter de quantifier lorsque l'on s'intéresse à la recharge de l'aquifère. Si le calcul de la pluie efficace est aisé, bien qu'approximatif en raison de la difficulté d'approcher la quantité d'eau réellement évapotranspirée, le problème majeur repose sur la quantification de la pluie nette (ou percolation en Figure 3.8) qui constitue le signal d'entrée

de l'épikarst qui nous intéresse tout particulièrement. Pour accéder à cette information, nous devons comprendre les processus qui affectent la conduite de l'eau au travers du sol pédologique.

3.2.2 Effet du sol sur la recharge

L'objectif de ce paragraphe est de comprendre l'effet du sol sur la génération de pluie nette. Nous n'allons pas travailler à l'échelle de la particule de sol (travaux nécessaires lorsqu'on travaille à l'échelle de l'averse) mais essayer de trouver le meilleur moyen de modéliser la pluie nette à l'échelle du cycle hydrogéologique à partir de données journalières de pluie brute et d'ETP.

En première approximation, on imagine que la tranche supérieure du sol (le premier mètre, pour fixer les idées) constitue un réservoir : la Réserve Facilement Utilisable du sol (RFU) dont on estime la capacité (100 mm très généralement). Dans ce réservoir, l'évapotranspiration peut puiser sans restriction au tau potentiel ETP. Quand il est vide, seules les précipitations de la période considérée peuvent alimenter l'évapotranspiration qui est alors inférieure à l'ETP et qui correspond à l'évapotranspiration réelle ETR. Quand l'humidité du sol dépasse la valeur de RFU, on estime que l'excédent de précipitation engendre la percolation vers la nappe en écoulements gravitaires. Pendant un jour donné, on fait le bilan de la pluie brute, de l'ETP, et du stock contenu dans la RFU, ce qui permet d'approcher l'ETR et la pluie nette.

Sur la base de nombreuses analyses de l'état de l'eau dans le sol, il est apparu qu'en milieu non saturé et pour divers types de sol, un champ de force (appelé potentiel de pression $h < 0$ en cm ou $pF > 0$ en m) pouvait devenir prépondérant à partir d'un seuil de teneur en eau (θ en bar) bien défini (MUSY et SOUTTER, 1991). Il existe donc des taux d'humidité du sol remarquables (cf. Figure 3.10) qu'il faut avoir à l'esprit pour approcher au mieux la manière dont le sol génère des écoulements.

La teneur en eau maximale du sol θ_s , est atteinte lorsque le taux d'humidité du sol est égal à la porosité totale. Le degré de saturation du sol est alors égal à 1 de sorte qu'un apport d'eau

supplémentaire crée du ruissellement en surface selon la pente et de l'écoulement gravitaire en profondeur.

La capacité de rétention du sol θ_{max} représente le taux d'humidité du sol en-deçà duquel la composante de rétention de l'eau du sol devient prépondérante par rapport à la composante gravitaire. Pour la gamme d'humidités inférieures à θ_{max} l'eau est retenue dans le sol par capillarité et/ou adsorption et ne s'écoule plus par gravité. Pour la gamme d'humidités s'étendant de θ_{max} à la saturation θ_s , les forces de capillarité et d'absorption diminuent rapidement. Le potentiel de pression (< 0) augmente alors pour devenir nul lorsque la saturation est atteinte, situation dans laquelle l'écoulement est essentiellement conditionné par la gravité. C'est donc lorsque la teneur en eau du sol dépasse la capacité de rétention que des écoulements sont transmis vers la zone non saturée sous-jacente.

La capacité au champ θ_c est le taux d'humidité remarquable défini comme la capacité de rétention θ_{max} mais mesuré « au champ » ou *in situ*. Selon certains auteurs, la capacité au champ θ_c correspond à la teneur en eau du sol après que l'excédent d'eau ait été drainé et que le régime d'écoulement vers le bas soit devenu pratiquement nul.

Le point flétrissement θ_f représente le taux d'humidité en-deçà duquel les forces d'adsorption du sol surpassent celles que la plante peut générer pour extraire l'eau nécessaire à sa croissance. Cette valeur est surtout utilisée dans le monde agricole car elle représente le taux d'humidité à partir duquel les tissus de la plante se flétrissent. On décline alors plusieurs valeurs de très faibles humidités du sol comme le *point de flétrissement permanent* θ_{fp} où la plante subit des dégâts irréversibles, ou le *point de flétrissement temporaire* θ_{ft} à partir duquel la plante commence à flétrir mais pas de façon irréversible.

Le point d'hygroscopicité θ_h est une teneur en eau extrêmement réduite où l'eau contenue dans le sol est très fortement adsorbée, et une partie de cette eau entre même dans la composition des éléments du sol (eau de constitution) et n'est nullement disponible. Dans la gamme d'humidités comprises entre θ_h et θ_f on parle d'aridité extrême du sol.

La relation qui lie les potentiels de pression aux teneurs en eau du sol est représentée en Figure 3.10 pour un sol sableux et un sol argileux.

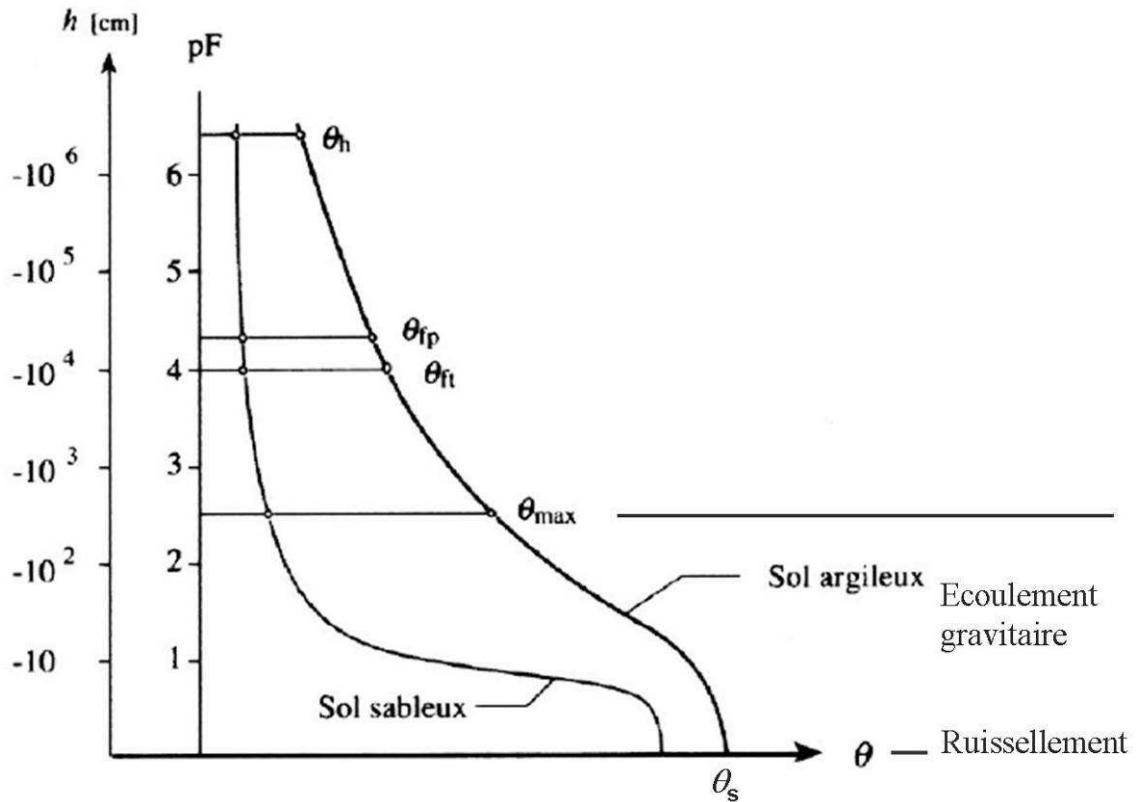


Figure 3.10. Taux d'humidité remarquables et potentiels énergétiques correspondants pour un sol argileux et un sol sableux (tiré de MUSY et SOUTTER, 1991).

La définition des taux d'humidité remarquables permet de lier ces valeurs à la Réserve Facilement Utilisable (RFU) mentionnée plus haut. Celle-ci peut alors s'exprimer comme suit (Équation 3-3) :

$$RFU = \int_0^z [\theta(z) - \theta_{ft}] dz \approx \int_0^z \theta(z) dz - \theta_{ft} z \quad [\text{m}]$$

Équation 3-3. Expression de la RFU en fonction de la teneur en eau du sol.

Où z est la profondeur racinaire en m et θ la teneur en eau volumique du sol.

3.2.3 Modèle de génération de pluie nette, fonction de production du système

L'effet du sol sur la génération des écoulements souterrains peut être approché de différentes manières, qui correspondent chacune à des objectifs, et donc à des enjeux, bien précis.

En hydrologie de surface, on s'intéresse à la manière dont l'eau de pluie pénètre dans le sol. De nombreuses études ont donc été menées afin de fournir une description analytique du profil hydrique dans le sol au cours de la pénétration de l'eau. De nombreuses équations ont alors été établies (méthodes de *Kostiakov*, de *Horton*, de *Philip* et de *Green & Ampt* pour les plus connues) souvent de manières empiriques et reposant toutes sur un certain nombre d'hypothèses simplificatrices sans quoi le calcul serait impossible. Une des hypothèses les plus forte est de considérer le sol comme homogène dans sa lithologie et sa teneur en eau et donc de proposer une position du front d'humidification identique en profondeur en tout point du sol. Or nous savons que la première caractéristique d'un sol est son hétérogénéité causée par la présence de pores de tailles variables, de nombreux débris (organiques ou non), de terriers, de racines, d'humus de différentes compositions qui peuvent plus ou moins retenir l'eau voire de zones de drainage préférentielles à l'aplomb de discontinuités, nombreuses dans les assises calcaires par exemple. L'image de la pénétration de l'eau dans le sol ainsi proposée n'est donc que virtuelle et moyenne l'hétérogénéité du front d'humidification. Ces applications sont à utiliser pour des zones relativement restreintes et à une échelle de temps courte, la durée d'une averse par exemple.

En hydrogéologie, nous travaillons à l'échelle d'un bassin versant et à une échelle de temps correspondant à un cycle hydrogéologique (une année généralement). L'objectif est ici de connaître les périodes où les pluies participent réellement aux écoulements souterrains et d'estimer la recharge des aquifères souterrains. Nous n'irons donc pas dans le détail des processus de pénétration de l'eau dans le sol mais nous garderons toujours à l'esprit qu'il existe un retard de la génération de pluies nettes à cause de l'inertie engendrée par la progression du front d'humidification dans le sol.

Afin de déterminer la fonction de production du système épikarstique de Lascaux, le sol est modélisé comme un réservoir (Figure 3.11), caractérisé par une hauteur de remplissage, $H_{\text{réservoir sol}} (H_{RS})$, qui fluctue selon les entrées et les sorties du réservoir. Le calcul de la pluie nette (Pn) correspond à un bilan hydrique du sol réalisé entre le temps $t-1$ et le temps t et dont l'expression est notée comme suit (Équation 3-4) :

$$Pn_t = H_{RS_t} - H_{min} \quad [\text{mm}] \text{ avec}$$

$$H_{RS_t} = P_{t-1} - ETP_{t-1} - Pn_{t-1} + H_{RS_{t-1}} \quad [\text{mm}]$$

Équation 3-4. calcul de la pluie nette à l'instant t (Pn_t) par une approche en bilan hydrique du sol.

Où, Pn_t et Pn_{t-1} est la pluie nette à l'instant t et à l'instant $t-1$ respectivement, H_{RS_t} et $H_{RS_{t-1}}$ la hauteur d'eau dans le réservoir sol à l'instant t et à l'instant $t-1$ respectivement, H_{min} la saturation du réservoir ($H_{min} = \theta_{max}$), P_{t-1} la pluie brute à l'instant $t-1$ et ETP_{t-1} l'évapotranspiration à l'instant $t-1$.

Au temps t , la hauteur dans le réservoir sol (H_{RS_t}) est égale à la hauteur au pas de temps précédent, à laquelle on ajoute la hauteur des précipitations et dont on soustrait l'ETP et l'eau évacuée par le réservoir (pluie nette). La hauteur H_{min} définit la saturation du réservoir sol. La pluie nette est générée lorsque $H_{RS} > H_{min}$; si $H_{RS_t} < H_{min}$ alors on fixe $Pn = 0$ le modèle n'acceptant pas de pluie nette négative.

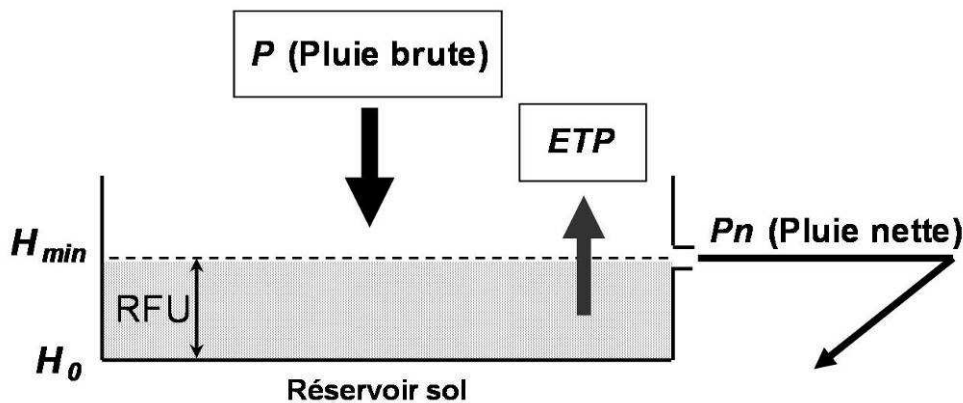


Figure 3.11. Structure du modèle réservoir développé pour l'estimation de la pluie nette.

De plus, on estime que le sol ne participe plus à l'évapotranspiration dès l'instant où la teneur en eau atteint le *point de flétrissement temporaire* θ_{ft} . La valeur H_0 du réservoir (cf. Figure 3.11) est donc égale à θ_{ft} et le modèle est caractérisé par une hauteur $H_{min} - H_0$ égale à la *RFU*. Lorsque la teneur en eau dans le réservoir atteint la valeur H_0 , il reste encore de l'eau dans le sol mais elle n'est pas mobilisable. Elle n'apparaît donc pas dans le modèle. Enfin, lorsque $H_{RS} < ETP$, la perte par évapotranspiration est inférieure à la valeur d'ETP et égale H_{RS} , valeur qui correspond à l'ETR.

Ce modèle, même s'il est une représentation très globale et sûrement restrictive des écoulements dans le sol, permet, à l'échelle du cycle hydrogéologique et sur la surface du bassin versant, de faire à la fois une estimation de la pluie nette et une estimation de l'ETR.

3.2.4 Etude des chroniques modélisées de pluie nette

3.2.4.1 Résultats de la modélisation

Le modèle précédemment exposé a été utilisé avec les valeurs journalières de pluies brutes collectées sur le site de Lascaux et les données d'ETP collectées à la station de Gourdon et fournies par Météo France. Les différences de températures observées entre les deux stations laissent penser à une ETP moins importante à Lascaux. Seulement, il est difficile d'estimer cette différence et les premiers calculs ont été réalisés sans correction de l'ETP. Nous retiendrons tout de même pour la suite de l'étude et notamment pour la modélisation du système épikarstique que l'ETP est probablement surestimé et qu'une correction peut être envisagée. La période d'étude s'étale de janvier 1966 à décembre 2007, soit quarante deux années complètes où les données d'ETP et de pluie sont disponibles. En première approche, nous avons choisi une valeur classique de RFU en climat tempéré égale à 100 mm, donnée qui fixe la valeur H_{min} du modèle réservoir sol.

Tableau 3.8. Résumé statistique de la pluie nette mensuelle (en mm) modélisée de 1966 à 2007. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	56,3	43,4	22,2	16,9	9,2	3,2	0,4	0,5	6,3	10,6	30,4	50,6
Méd.	51,9	44,3	13,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,5	30,4
Ec. Type	43,6	34,1	24,8	26,6	17,8	13,0	2,2	3,3	18,6	18,5	42,4	53,2
Min.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Max.	166,6	124,5	80,2	132,0	81,3	78,9	14,2	21,5	72,8	69,2	187,0	206,7
Coef. Var.	77%	78%	111%	158%	195%	402%	599%	640%	296%	175%	140%	105%
Ec. Rel.	8%	-2%	40%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	72%	40%

Le Tableau 3.8 montre le résumé statistique des valeurs de pluies nettes mensuelles modélisées à partir des données de pluie brute et d'ETP de 1966 à 2007. On constate qu'en moyenne, ceux sont les mois de novembre, décembre, janvier et février qui participent le plus à la recharge du système. Cette recharge correspond à la lame d'eau qui entre dans l'épikarst qui est supérieure ou au minimum égale aux écoulements à l'émergence épikarstique. Les

valeurs de pluie nette mensuelle ainsi calculées sont très variables d'une année à l'autre comme le montrent les valeurs des coefficients de variation. Les écarts types sont supérieurs aux moyennes pour tous les mois de l'année sauf janvier et février qui sont les mois où les valeurs de pluie nette sont les mieux reproductibles. On constatera par ailleurs que sur la période considérée (de 1966 à 2007) chaque mois n'a pas participé au moins une fois à la recharge du système (Min. = 0).

Cependant, au regard de la variabilité des données, il est bien difficile de se représenter l'évolution de la recharge mensuelle de 1966 à 2007. La Figure 3.12 propose alors une représentation en histogramme de la répartition des pluies nettes mensuelles sur la période étudiée.

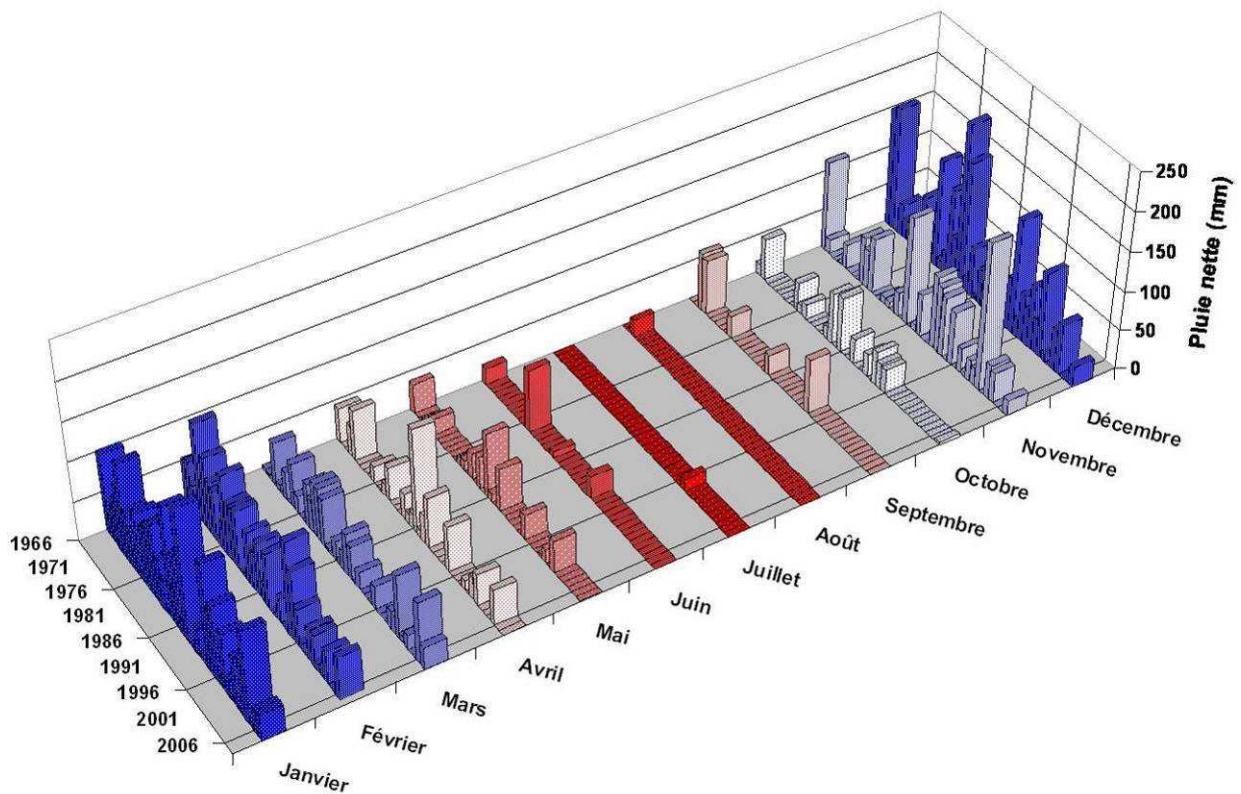


Figure 3.12. Histogramme de répartition des pluies nettes mensuelles modélisées de 1966 à 2007.

Suivant les années, les mois de juin, juillet, août, septembre et octobre participent ou non à la recharge du système sans qu'il ne se dégage de règles particulières expliquant ce phénomène. Nous pouvons toutefois noter le caractère exceptionnel de création de pluie nette durant les mois de juin (1966, 1977, 1983 et 1992), de juillet (1997) et d'août (1968) période où se cumulent habituellement des pluies peut importantes et des ETP fortes. En septembre, ce sont

essentiellement des pluies orageuses intenses qui ont permis, pour quelques années, la création de pluies nettes bien qu'une part importante de la lame d'eau précipitée soit évacuée par ruissellement.

Les calculs de pluie nette précédemment exposés sont réalisés pour une RFU (H_{min}) fixée arbitrairement à 100 mm. Cette valeur peut sembler élevée pour un sol calcaire comme celui de Lascaux. Nous avons donc testé la sensibilité du calcul de la pluie nette au paramètre H_{min} en faisant varier ce dernier de plus ou moins 50 %, soit de 50 mm à 150 mm. Les résultats sont reportés dans le Tableau 3.9.

En cumul annuel, utiliser une RFU 50 % moins importante engendre 30 % de pluie nette en plus alors que pour une RFU 50 % plus importante, le cumul annuel de pluie nette baisse d'environ 20 %. Dans le détail, les résultats montrent que le calcul de pluie nette est sensible à la valeur de H_{min} choisie en fonction de la teneur en eau du sol et de l'ETP. Lorsque le sol est proche de la saturation et que l'ETP est faible (en janvier, février, mars et avril) pratiquement toute la pluie reçue est transformée en écoulements souterrains et ce, quelle que soit la valeur de H_{min} . Les écarts de moyennes mensuelles sont donc faibles en hiver et au début du printemps lorsque le sol a des teneurs en eau importantes.

A l'inverse, l'influence de la valeur de H_{min} sur le calcul de la pluie nette est importante pour les mois de juin à décembre. L'ETP est important durant les mois de juin, juillet et août (Figure 3.6) et la création de pluie nette est proche de 0 pour $H_{min} = 100$ mm. Les écarts entre les pluies nettes calculées pour $H_{min} = 100$ mm et celles calculées pour $H_{min} = 50$ mm sont donc importants en pourcentage mais ils ne représentent que quelques mm de lame d'eau. C'est en septembre, octobre, novembre et décembre que la sensibilité du modèle réservoir de simulation des pluies nettes vis-à-vis du paramètre H_{min} est la plus importante comme le montre la Figure 3.13 alors que l'ETP est faible pendant la période automnale. Pour le mois d'octobre par exemple, 50 mm de RFU permettent de générer 35 mm de pluie nette en moyenne sur la période 1966 - 2007 alors que ce mois ne participerait pas à la recharge du système pour une RFU de 150 mm. Il faut alors sûrement envisager que H_{min} n'est pas une valeur constante sur l'ensemble du cycle hydrogéologique.

Tableau 3.9. Résumé statistique du calcul de la pluie nette mensuelle (en mm) modélisée de 1966 à 2007 pour une RFU de 50 mm, 100 mm et 150 mm. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Ec. Moy._{RFU=100mm} : différences (en % de Pnette) entre les moyennes mensuelles de pluies nettes pour une RFU de 100 mm et une RFU de 50 mm et une RFU de 100 mm et 150 mm.

P_{nette}	RFU	Janv	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
Moy. (mm)	50	58	46	22	18	12	8	4	7	15	35	41	60	326
	100	56	43	22	17	9	3	0	1	6	11	30	51	250
	150	48	43	21	16	9	3	0	0	2	1	19	37	197
Méd. (mm)	50	54	47	13	0	0	0	0	0	0	24	30	45	
	100	52	44	13	0	0	0	0	0	0	0	9	30	
	150	40	42	6	0	0	0	0	0	0	0	0	17	
Ec. Type (mm)	50	43	32	25	28	20	20	13	16	29	36	45	49	
	100	44	34	25	27	18	13	2	3	19	19	42	53	
	150	43	34	25	26	18	12	0	0	8	4	36	51	
Min. (mm)	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Max. (mm)	50	167	125	80	132	81	79	64	72	119	119	225	207	
	100	167	125	80	132	81	79	14	22	73	69	187	207	
	150	167	125	80	132	81	79	0	0	44	19	137	172	
Coef. Var. (%)	50	75	70	111	153	162	264	321	244	199	104	110	81	
	100	77	78	111	158	195	402	599	640	296	175	140	105	
	150	90	81	119	167	195	491	-	-	396	386	194	140	
Ec. Rel. (%)	50	7	-2	40	100	100	100	100	100	100	31	28	26	
	100	8	-2	40	100	100	100	100	100	100	100	72	40	
	150	17	1	72	100	100	100	-	-	100	100	100	55	
Ec. Moy. RFU = 100mm (%)	50	2	6	0	9	32	138	1018	1172	134	230	36	19	30
	150	-15	-2	-5	-8	0	-22	-	-	-69	-91	-39	-27	-21

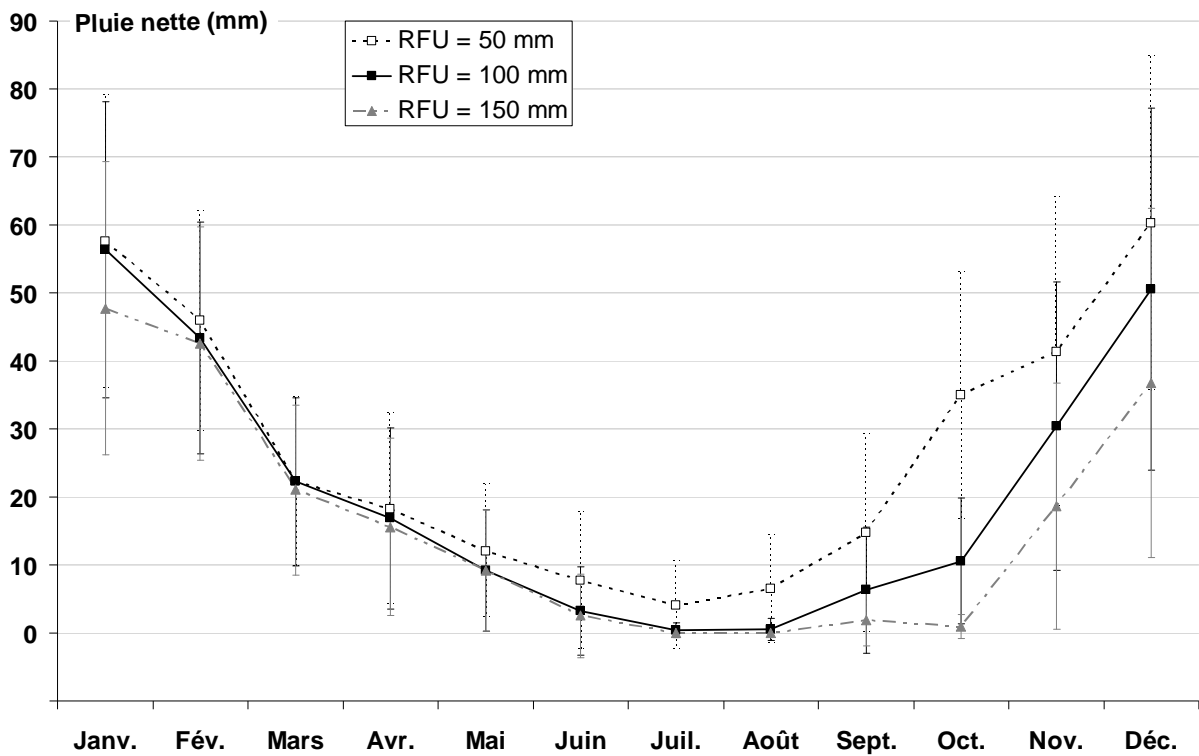


Figure 3.13. Evolution des pluies nettes mensuelles moyennes calculées pour des RFU (= H_{min}) de 50 mm, 100 mm et 150 mm.

Le paramètre H_{min} (= RFU) de la fonction de production du sol influe donc de façon importante sur la date de début de recharge du système. C'est pourtant une donnée difficile à estimer in situ sachant que l'épaisseur et la lithologie peuvent varier spatialement de façon importante sur la surface d'alimentation de l'aquifère épikarstique. Sa valeur pourra cependant être approchée en utilisant H_{min} comme paramètre de calage du modèle réservoir de simulation de pluie nette et en faisant certaines hypothèses sur l'évolution de l'aire d'alimentation de l'aquifère épikarstique.

3.2.4.2 Réflexion sur la définition des périodes de recharges

Au vu des résultats précédents, une question se dégage, question qui prend toute son importance à la fois en terme de gestion des arrivées d'eau dans la cavité mais aussi, à plus grande échelle, en terme de gestion globale de la ressource en eau souterraine : Est-il possible de définir les périodes de recharge les plus probables, et si oui, sur quelles données faut-il se baser ? Pour répondre à cette question, nous proposons une méthodologie qui permet de

définir la période de recharge de l'aquifère épikarstique basée sur la probabilité de création de pluie nette.

Nous considérons qu'un mois participe à la recharge lorsqu'il y a création de pluie nette, ne serait-ce qu'une seule journée dans le mois considéré. Sur la période 1966-2007, nous appellerons « mois de recharge » tous les mois dont la probabilité de création de pluie nette est supérieure à 50 %. Cette probabilité est calculée en traçant la fonction de répartition $Prob(P_n \leq x) = f(P_n)$ pour chacun des mois de l'année sur la période considérée. Les résultats sont présentés en Figure 3.14, le calcul étant réalisé pour $H_{min} = 100$ mm. Sur cette même figure sont représentés les résultats du même calcul réalisé à partir des données de pluies simplement diminuées de l'ETP. L'objectif est d'estimer la période de recharge la plus probable et de voir s'il est possible de s'affranchir de l'effet du sol ou de quantifier l'erreur faite en ne se basant que sur les données de pluies brutes diminuées de l'ETP.

L'analyse de ces résultats nous informe sur la période la plus probable de recharge du système épikarstique. On constate que la création de pluie nette commence le plus souvent à partir du mois de novembre qui pourrait alors être considéré comme le premier mois du cycle hydrogéologique. La recharge est alors effective jusqu'au mois de mars tandis que le mois d'avril présente une probabilité de création de pluies nettes de 0,45. Sur la période 1966-2007, on estime donc que le mois d'avril a participé environ un cycle sur deux à la recharge du système. En s'affranchissant de l'effet du sol, calcul des pluies brutes diminuées de l'ETP, on estimerait le début de la période de recharge au mois d'octobre. Seulement, même si les pluies diminuées de l'ETP ont été positives en octobre dans 59 % des cycles étudiés, la création de pluies nettes n'a concerné que 33 % des cycles pour ce même mois. La pluie pénètre donc bien dans le compartiment sol au mois d'octobre mais en quantité insuffisante la plupart du temps pour dépasser la capacité de rétention et donc générer de la pluie nette. En fin de cycle, c'est le phénomène inverse qui se produit : le sol n'est plus alimenté par la pluie qui est entièrement remobilisée par l'évapotranspiration, mais une partie de l'eau stockée dans le sol continue de s'écouler de façon gravitaire en repoussant ainsi la période de recharge du système. Cette analyse illustre alors l'intérêt de considérer l'effet du sol pour estimer la période de recharge des systèmes hydrogéologiques dont le cycle sera défini de novembre à octobre de l'année suivante pour la suite de la démonstration.

Le calcul est ici réalisé pour $H_{min} = 100$ mm en l'absence d'estimation fiable de ce paramètre sur le site d'étude. C'est une valeur qui peut paraître surestimée pour un sol calcaire bien que les périodes de recharges ainsi définies sont globalement cohérentes avec les périodes

d'apparition des écoulements à l'émergence épikarstique. Le même calcul réalisé avec un H_{min} inférieur diminue le retard du début de période de recharge par rapport au calcul réalisé avec les Pluies-ETP alors qu'un H_{min} plus important augmente ce délai.

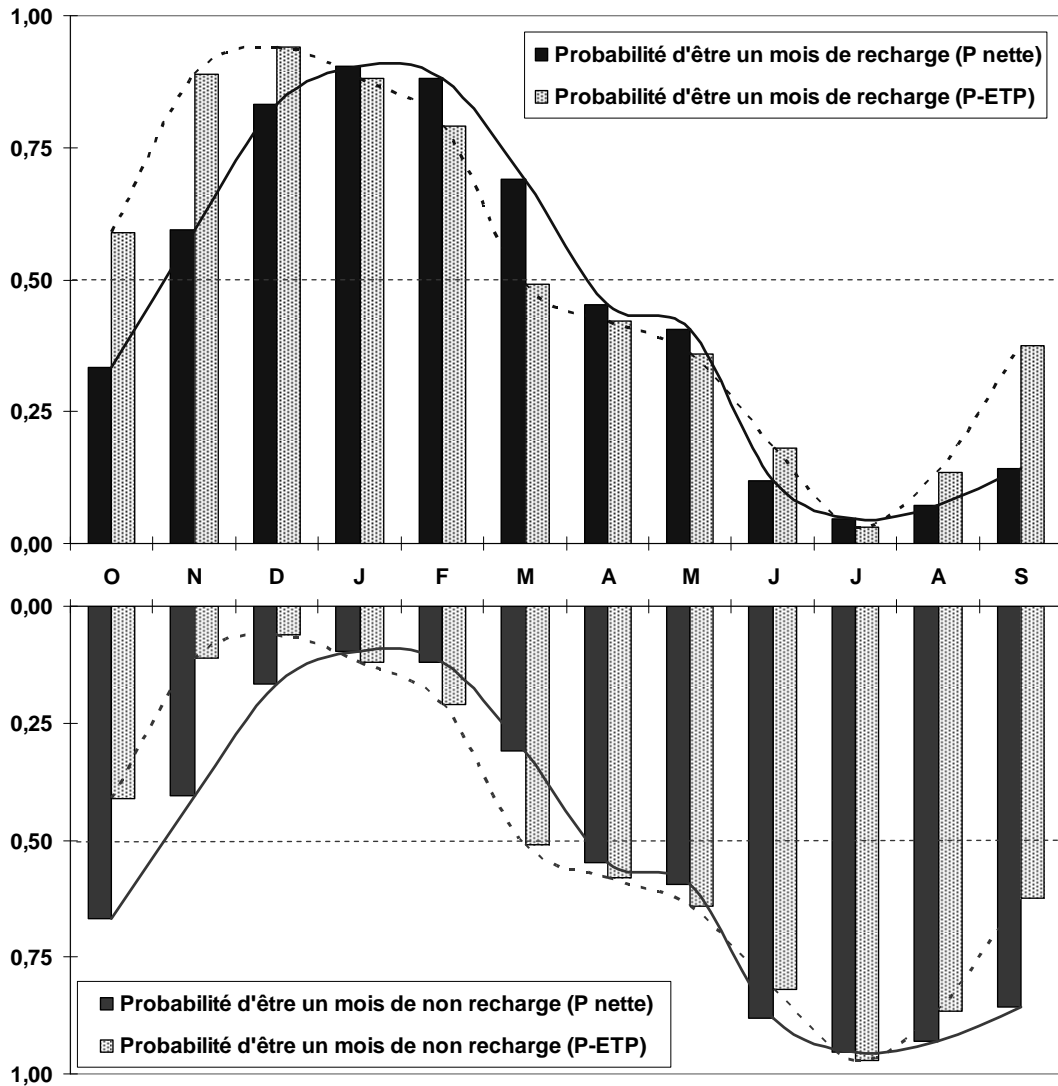


Figure 3.14. Calcul sur la période 1966-2007 de la probabilité pour un mois de créer de la pluie nette et d'avoir des pluies-ETP positives.

3.2.5 La recharge à Lascaux de 1966 à 2007

3.2.5.1 Evolution de l'alimentation de l'épikarst

D'un point de vue quantitatif, il est intéressant de regarder l'évolution de la recharge du système épikarstique sur la durée d'acquisition des paramètres météorologiques. Nous avons

noté, au chapitre précédent, le rôle de retardateur de la recharge que joue le compartiment sol du système hydrogéologique. Il faut noter aussi qu'une partie de l'eau retenue dans le sol ne participe pas à la recharge car elle constitue un stock disponible pour l'ETP, notamment pour l'alimentation en eau des plantes via leur système racinaire. La Figure 3.15 permet à la fois de suivre l'évolution de la recharge par cycles hydrogéologiques précédemment définis (du mois de novembre de l'année au mois d'octobre de l'année suivante) sur la période étudiée tout en visualisant la quantité d'eau de pluie qui a pénétré le sol sans participer à la recharge. Cette lame d'eau, qui constitue une perte pour le système hydrogéologique, est représentée en pointillés sur la Figure 3.15. Elle est estimée par le calcul de la différence sur un cycle entre la valeur de pluie-ETP positive et la valeur de pluie nette (calculée pour $H_{min} = 100$ mm dans le cas présenté ici).

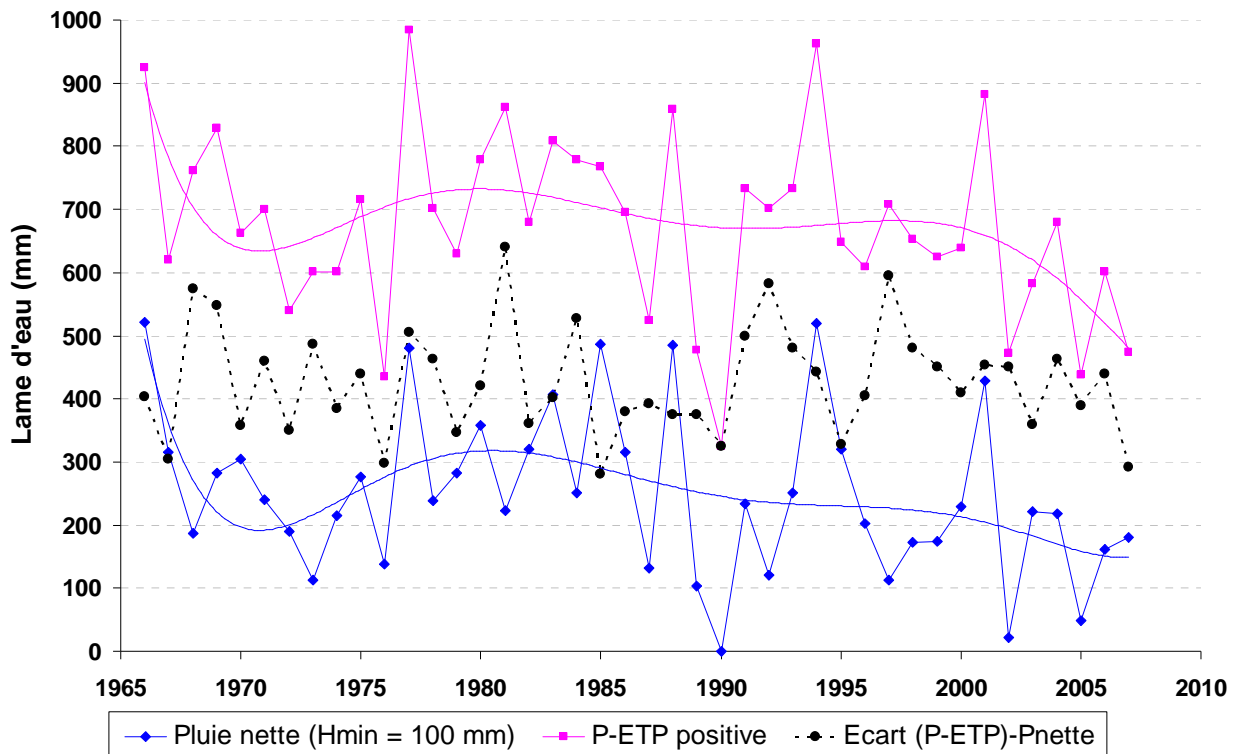


Figure 3.15. Evolution comparée des cumuls par cycles hydrogéologiques des pluies-ETP positives et des pluies nettes sur la période 1966-2007.

La valeur Pluie-ETP positive correspond au calcul des pluies brutes diminuées de la valeur de l'ETP. On appelle cette donnée Pluie-ETP positive car sa valeur est fixée à 0 lorsque l'ETP est supérieure à la valeur des pluies brutes. Afin de simplifier la représentation, l'échelle des abscisses est notée en années entières bien que correspondant en réalité à des cycles

hydrogéologiques. La valeur notée pour l'année 1966 correspond par exemple au cycle 1965-1966 c'est-à-dire à la période s'étalant du mois de novembre 1965 au mois d'octobre 1966. On constate qu'une fraction non négligeable de l'eau qui pénètre dans le sol n'est pas mobilisée pour la création d'eau gravitaire et donc pour recharger le système épikarstique. La différence entre les pluies-ETP et les pluies nettes est de 426 mm en moyenne sur la période étudiée avec une RFU de 100 mm (écart type établi à 85 mm). Le même calcul réalisé avec une RFU de 50 mm montre une différence de 350 mm en moyenne, cette valeur étant de 480 mm pour une RFU de 150 mm. Nous voyons ici l'importance de considérer l'effet du sol lorsque l'on veut quantifier la recharge d'un système hydrogéologique qui est surestimée de plus de 100 % dans notre cas lorsque que l'on compare l'estimation faite avec les seules données de pluies et d'ETP et celle faite avec le calcul approché de la pluie nette pour une RFU de 100 mm.

L'analyse de l'évolution des pluies nettes montre une tendance cyclique avec une période pluriannuelle d'environ 15 à 20 ans. Se surimpose à cette cyclicité une tendance à la diminution de la recharge depuis 1966 en rapport avec une diminution des pluies-ETP. Ceci serait expliqué par une augmentation de l'ETP en rapport, non pas avec une augmentation des températures maximales mais une augmentation des températures minimales hivernales. Cette analyse reste toutefois du domaine de la recherche météorologique et pourrait constituer un sujet de recherche à part entière. C'est pourquoi nous resterons très descriptifs sur cette question sujette à nombre de controverses. Pour autant, depuis 1966, le système épikarstique de Lascaux a perdu 3 mm de recharge en moyenne par cycle faisant passer la pluie nette de 300 mm en moyenne à la fin des années soixante à 200 mm dans les années 2000. Cette diminution n'est pas constante comme le montre la variabilité importante de la valeur de pluie nette d'un cycle à un autre.

Les cycles pluriannuels d'évolution des signaux de recharge pourraient être rapprochés des cycles d'évolution globale du climat en zone nord atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO). Ces cycles correspondent à un caractère plus ou moins humide des zones de l'hémisphère nord en fonction de la latitude et proposent une période de retour d'environ 15 années comparable à celle observée à Lascaux. Toutefois, les cycles hydrogéologiques où la pluie nette est inférieure à 200 mm semblent apparaître avec une fréquence plus importante depuis les dix dernières années où se sont succédées en 2002, 2005, 2006 et 2007 des périodes particulièrement déficitaires. Une remarque est à faire sur les années 1990, 2002 et 2005 où les pluies nettes calculées par le modèle sont proches de 0. De faibles écoulements à l'émergence ont été observés durant ces cycles suggérant soit une valeur de RFU surestimée,

soit une contribution aux écoulements épikarstiques d'eau provenant de cycles précédents. Il n'est en effet pas à exclure que la recharge de l'épikarst puisse se réaliser selon une composante pluriannuelle, avec des cycles très déficitaires qui ne créent pas de pluie nette et d'autres cycles à forte recharge dont le stock serait drainé sur plusieurs années.

Les volumes d'eau écoulés à l'émergence épikarstique sont très dépendants de la quantité de pluie nette générée au cours du cycle comme le montre la Figure 3.16.

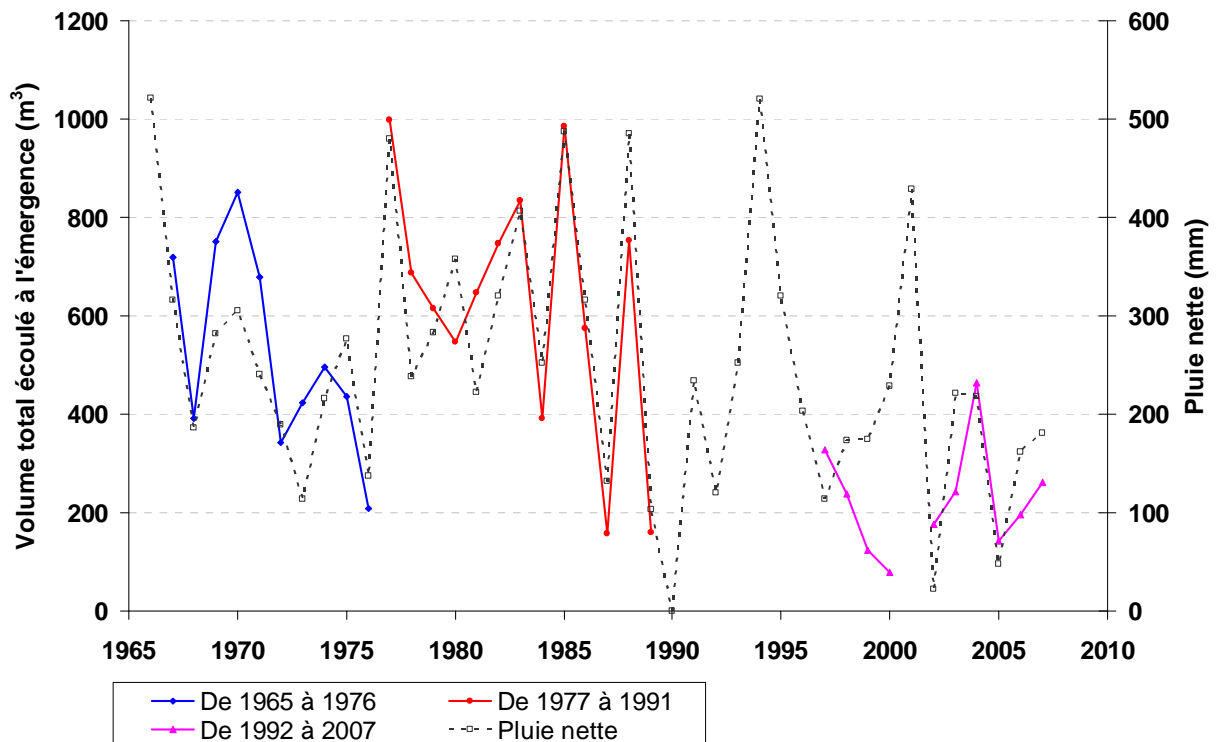


Figure 3.16. Evolution des volumes totaux écoulés par cycle hydrogéologique à l'émergence épikarstique de Lascaux en relation avec l'évolution de la pluie ($H_{min} = 100$ mm).

Le coefficient de corrélation qui lie les deux signaux est de 83 %. On remarquera que la mesure des écoulements au toit du premier sas de la cavité a été stoppée de 1990 à 1996 ce qui engendre une lacune de valeur dans la chronique présentée. De même, les mesures faites en 1999 et en 2000 sont à considérer avec précaution car les travaux de changement de machinerie ont largement perturbé la qualité de ces mesures. La valeur du coefficient de corrélation entre les pluies nettes calculées et les volumes écoulés à l'émergence est ainsi de 87 % si l'on ne tient pas compte des valeurs de 1999 et de 2000.

Néanmoins, nous constatons que, depuis 1965, les volumes écoulés ont une tendance générale nettement orientée vers la baisse, les valeurs passant de 500 m^3 en moyenne par cycle à la fin des années soixante à environ 250 m^3 en moyenne pour les mesures faites durant les années 2000. Les volumes ont donc diminué de moitié depuis le cycle 1965-1966 en perdant globalement un peu plus de 12 m^3 chaque année.

En fixant un coefficient d'écoulement égal à 1 (100 % de la pluie nette s'écoule à l'émergence du Sas1), le graphique de la Figure 3.16 peut être facilement transformé en évolution de surface du bassin versant de l'émergence épikarstique. Cette surface, que nous préférons appeler « surface potentielle d'alimentation de l'émergence » (paragraphe 3.2.5.2) correspond au volume écoulé à l'émergence (en m^3) divisé par la lame de pluie nette (en m). Son évolution depuis 1966 peut être suivie sur la Figure 3.17, le calcul étant réalisé pour $H_{min} = 100 \text{ mm}$. La surface potentielle d'alimentation moyenne de l'émergence est de 2050 m^2 (médiane = 2055 m^2) avec un écart type important de 650 m^2 . Il faut rappeler que l'on suppose que toute la pluie nette créée durant un cycle transite par l'émergence épikarstique durant ce même cycle sans qu'il y ait de stockage pluriannuel dans le système.

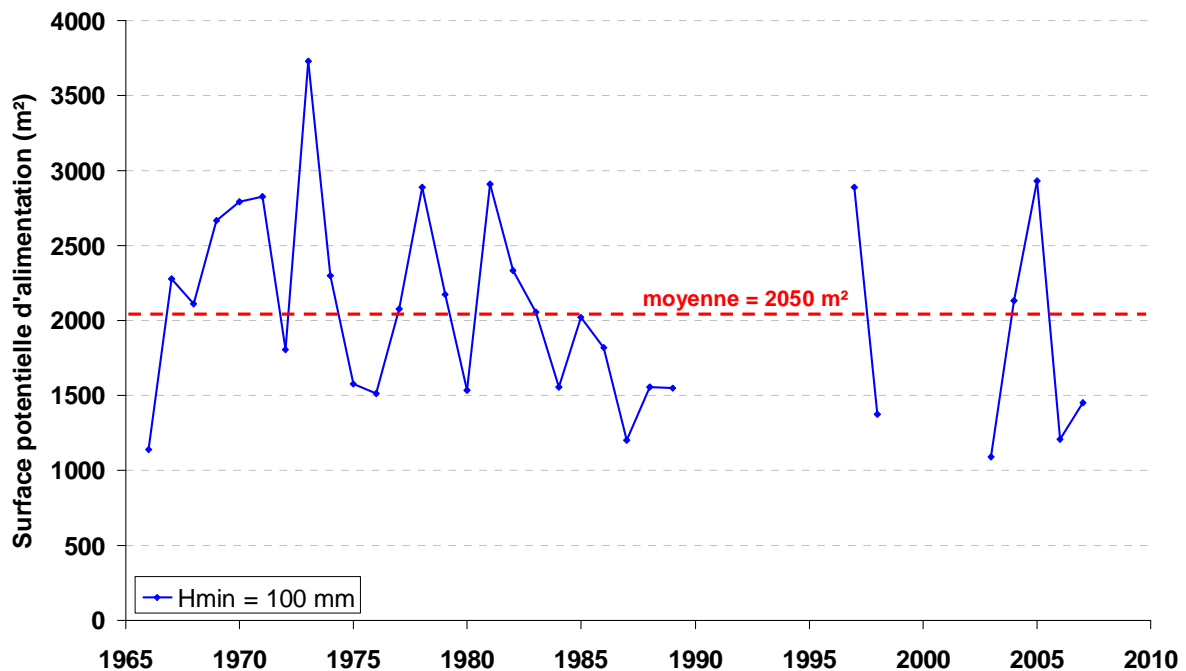


Figure 3.17. Evolution de la surface potentielle d'alimentation (en m^2) de l'émergence épikarstique calculée avec $H_{min} = 100 \text{ mm}$.

Le diagramme Volume écoulé = $f(L_{\text{PluieNette}})$ présenté en Figure 3.18 rend compte de la relation linéaire qui lie les écoulements à l'émergence épikarstique avec la création de pluie nette. Le calcul est réalisé avec $H_{\text{min}} = 100$ mm et avec H_{min} variable considéré comme paramètre de calage du modèle réservoir de simulation de pluie nette. La régression linéaire est calculée en fixant un volume écoulé nul pour une pluie nette égale à 0. Cette configuration correspond à un drainage total de la recharge durant le cycle, sans prendre en compte, comme précédemment, la possibilité d'une composante pluriannuelle (les analyses chimiques et isotopiques exposées au PARTIE 4 permettent d'explorer plus en détail ces considérations). Selon cette première hypothèse, une augmentation de 1 mm de pluie nette engendre, en moyenne sur les 33 cycles étudiés, une augmentation du volume écoulé à l'émergence pendant le cycle d'environ 2 m^3 .

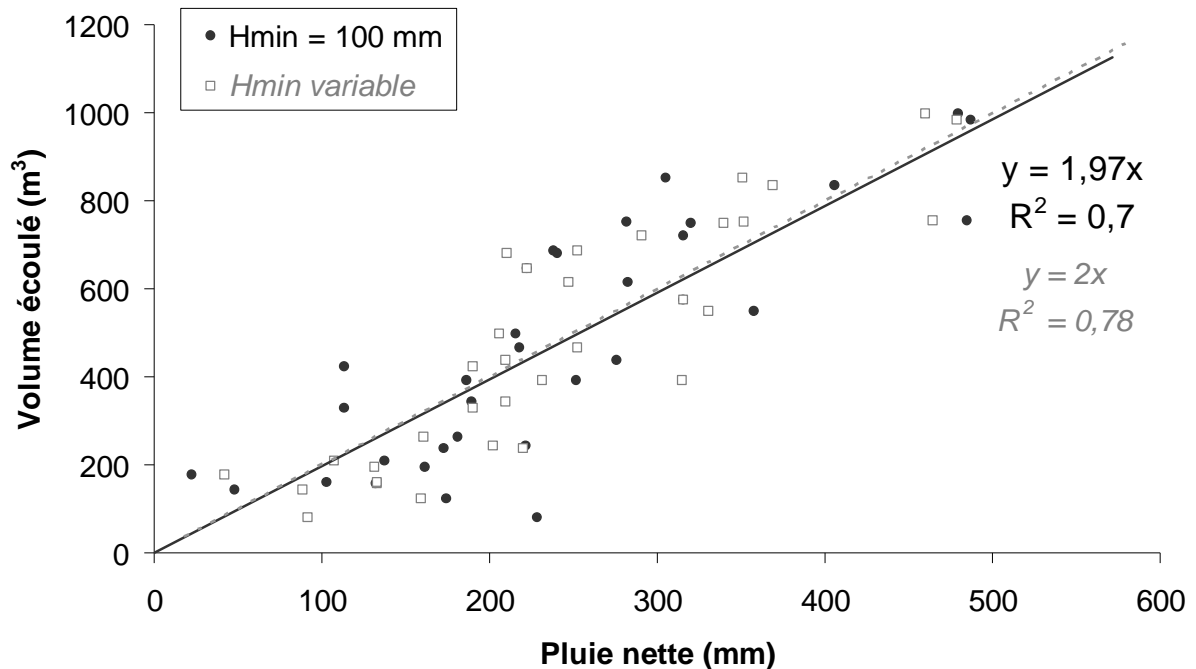


Figure 3.18. Diagramme Volume écoulé = $f(L_{\text{PluieNette}})$ calculé pour $H_{\text{min}} = 100$ mm et pour H_{min} variable ($N = 33$).

Cette droite correspond à une surface potentielle d'alimentation moyenne de 2000 m^2 similaire au calcul réalisé précédemment. La méthode des bilans en chlorure testée sur le cycle 2003-2004 (SCHOELLER, 1965) a montré un résultat équivalent avec 1200 m^2 . Le coefficient de corrélation linéaire (R^2) de 0,7 pour $H_{\text{min}} = 100$ mm et de 0,78 pour H_{min}

variable est satisfaisant (proche de $\left(\frac{\sqrt{3}}{2}\right)^2$) et se dégrade de façon significative lorsque l'on regarde la relation entre les volumes écoulés à l'émergence et les pluies-ETP positives ($R^2 = 0,52$) ; et plus encore pour la relation entre les volumes écoulés et les pluies brutes ($R^2 = 0,44$) comme le montre la Figure 3.19. En fixant la valeur 0 pour l'ordonnée à l'origine des droites de régression linéaire, les coefficients de corrélation linéaire sont respectivement de 0,39 et 0,31. L'ordonnée à l'origine de la droite de régression linéaire du nuage de points Volume écoulé = f ($L_{P-ETP>0}$) correspond à la lame d'eau théorique moyenne reprise par le sol sur les cycles de 1966 à 2007. La valeur est de 340 mm. Pour le diagramme des pluies brutes, cette valeur est de 480 mm environ et correspond à la lame d'eau reprise par interception et par le sol. La différence entre les deux (140 mm) correspond à la lame de précipitation théorique moyenne (de 1966 à 2007) interceptée avant de pénétrer dans le sol pédologique.

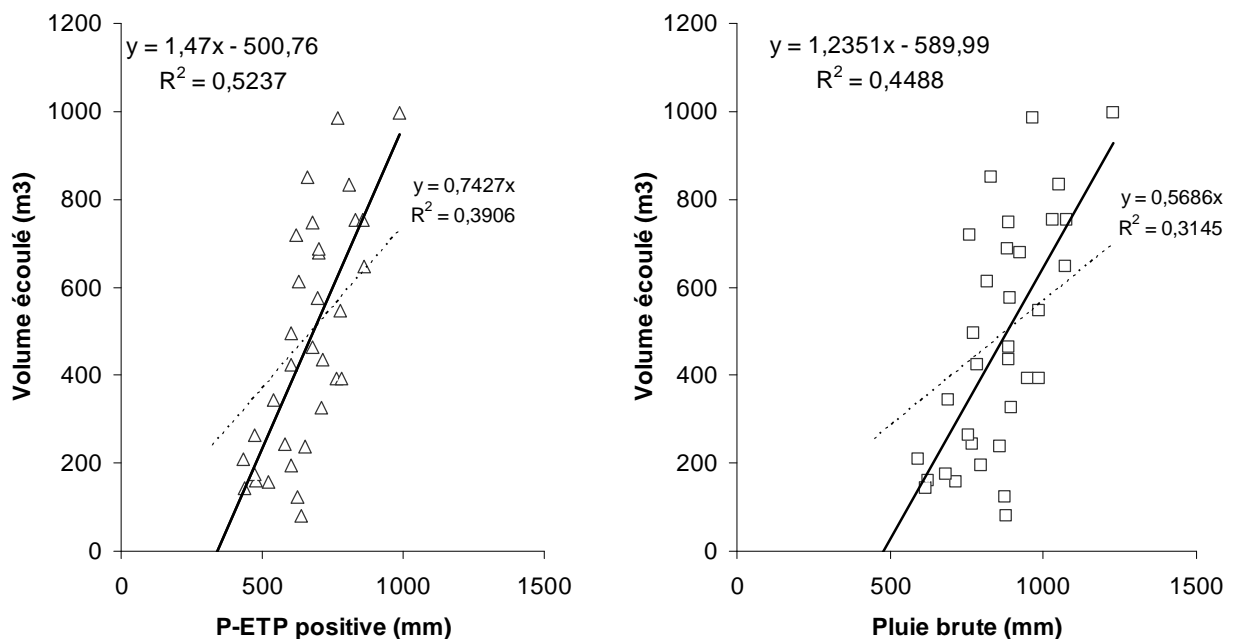


Figure 3.19. Diagrammes Volume écoulé = f ($L_{P-ETP > 0}$) et Volume écoulé = f (L_{pbrute}). $N = 33$.

Ces comparaisons démontrent l'intérêt du calcul de la valeur de pluie nette lorsque l'on travaille sur la recharge. La pluie nette est une bonne image de la génération des écoulements dans l'épikarst et ce d'autant plus que le drainage du système se réalise complètement durant le cycle hydrogéologique. En effet, les points alignés sur la droite de régression linéaire de la Figure 3.18 correspondent aux cycles dont la surface potentielle d'alimentation est de 2000 m² environ, en considérant le coefficient d'écoulement des pluies nettes à l'émergence

épikarstique du Sas1 à 100 %. Les points qui s'écartent de cette droite théorique montrent qu'il peut exister une composante pluriannuelle de la recharge épikarstique, c'est-à-dire que les pluies nettes générées pendant un cycle ne sont pas nécessairement drainées par l'émergence en totalité durant ce cycle, mais qu'il peut exister un stockage d'une certaine lame d'eau dans l'épikarst, potentiellement remobilisée pour le soutien à l'écoulement de l'émergence durant les périodes déficitaires.

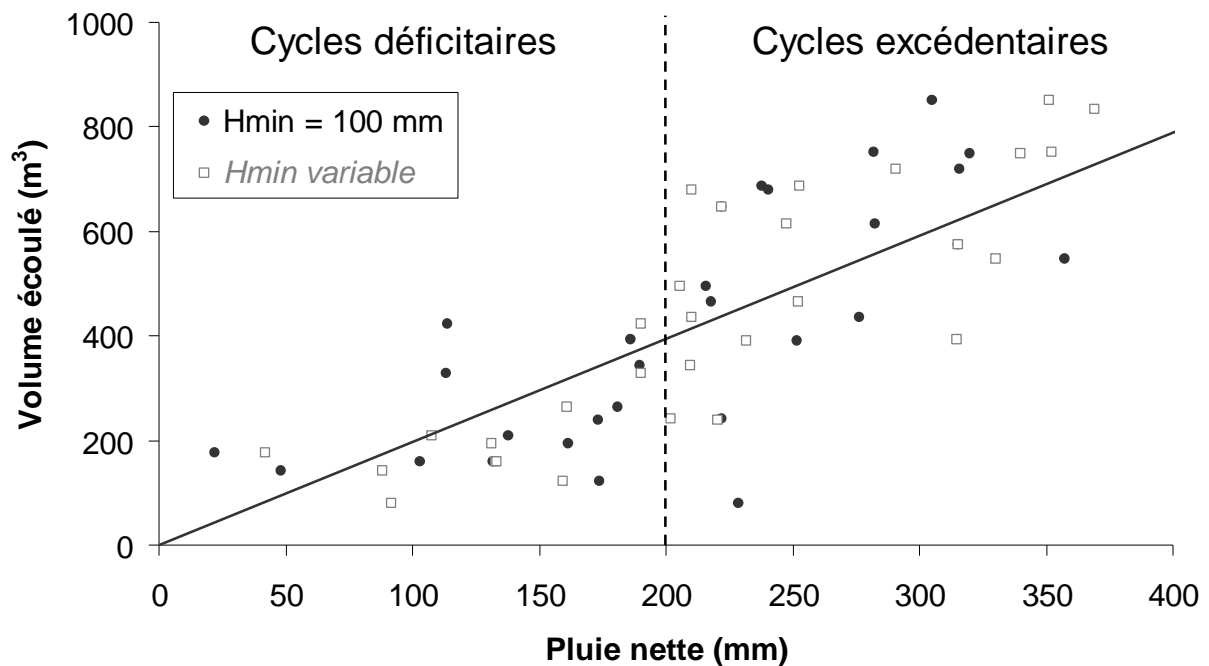


Figure 3.20. Zoom et interprétation de la relation $\text{Volume écoulé} = f(L_{\text{PluieNette}})$.

En poussant plus encore l'interprétation nous estimons que la valeur de 200 mm de pluies nettes pourrait correspondre à un seuil en-dessous duquel le cycle serait défini comme déficitaire en terme de recharge (création de pluie nette) et au-dessus duquel le cycle serait excédentaire comme le montre la Figure 3.20. Les points situés au-dessus de la droite $\text{Volume écoulé} = 2 P_{\text{nette}}$ représentent, soit une surface potentielle d'alimentation supérieure à 2000 m^2 soit le drainage d'un stock préexistant dans le système A l'inverse, les points situés en-dessous de la droite $\text{Volume écoulé} = 2 P_{\text{nette}}$ correspondent, soit à une surface potentielle d'alimentation inférieure à 2000 m^2 , soit à la création de stock dans l'épikarst.

Si cette interprétation peut paraître hasardeuse, elle montre la possibilité d'une composante pluriannuelle dans la recharge épikarstique. Elle exprime aussi, et surtout, l'idée que

l'alimentation de l'émergence correspond à une zone dont la taille peut être différente suivant les cycles et vraisemblablement varier à l'intérieur d'un même cycle hydrogéologique.

3.2.5.2 Définition de l'aire d'alimentation du système épikarstique

La définition du bassin versant d'un système karstique est très différente de celle d'un bassin versant topographique. En effet, il ne faut en aucun cas considérer que la totalité de la surface du bassin versant topographique constitue l'aire d'alimentation du système. En milieu karstique, l'alimentation de l'épikarst se fait par des zones privilégiées qui drainent la pluie nette du sol. Ces zones peuvent être des dolines (de petite taille sur notre site), des zones de fracturations ouvertes de type lapiez ou bien des passées sableuses dans les formations de remplissages si l'on considère qu'elles peuvent, en périodes particulières, participer à l'alimentation de l'épikarst. Il faut alors accepter l'idée que le bassin versant hydrogéologique du système karstique n'est pas une donnée constante mais qu'elle peut varier tout au long d'un cycle hydrogéologique et d'un cycle à l'autre en fonction des conditions climatiques et/ou en fonction de l'évolution physique de la zone d'alimentation. On peut facilement imaginer que certaines zones de l'aire d'alimentation ne sont mobilisées pour la recharge du système qu'à la condition d'atteindre un niveau d'humidité suffisant pour la création d'écoulement gravitaire, cette donnée pouvant varier d'une zone à l'autre en fonction de la lithologie du milieu considéré. Un calcaire très gréseux aura besoin d'atteindre une humidité moins importante pour créer de l'écoulement gravitaire qu'un calcaire marneux plus compact. De plus, nous pouvons imaginer que les zones potentiellement impliquées dans la recharge du système sont connectées les unes aux autres par un système complexe de drains plus ou moins bien développés, représentés par les fractures et les fissures dans les calcaires ou bien des zones plus transmissives dans le milieu sans qu'il y ait nécessairement de discontinuités. Ces « connections » s'établiraient à la faveur de conditions physico-chimiques et d'humidité propres à chacune des branches de ce réseau. Les drains peuvent en effet se colmater ou au contraire se développer au gré de la fluctuation de la physico-chimie des écoulements qui peuvent passer d'un caractère incrustant à un caractère corrosif d'un cycle à l'autre voire même à l'intérieur d'un même cycle hydrogéologique.

Le schéma imaginé ici, présenté en Figure 3.21 repris de la Figure 2.47, est donc celui d'une aire d'alimentation variable, restreinte en début de cycle aux zones transmissives proches de la zone de collecte des écoulements épikarstiques, qui va en s'agrandissant au fur et à mesure que le milieu se sature et donc que les « connections » du réseau d'alimentation s'établissent.

On passerait alors, au cours du cycle hydrogéologique, par un optimum d'alimentation lorsque toutes les zones potentiellement impliquées sont connectées entre elles et avec l'émergence épikarstique. On peut penser que ce réseau n'atteint pas la même importance d'un cycle à l'autre en fonction des conditions climatiques et des paramètres physico-chimiques dans le système. En fin de cycle, l'aire d'alimentation diminuerait au fur et à mesure que la saturation du milieu diminue et donc que les « connections » se défont et que la création d'écoulement gravitaire devient plus difficile. On peut penser que les zones transmissives de l'épikarst sont entièrement drainées et qu'il ne subsiste que le ressuyage de l'eau encore contenue dans certaines zones du sol et dans la matrice calcaire. Afin d'éviter les confusions, le terme de surface potentielle d'alimentation sera employé pour exprimer l'aire d'alimentation réellement mise en jeu pour la création d'écoulement à l'émergence épikarstique ; l'adjectif potentiel faisant référence au coefficient d'écoulement fixé à 100 %.

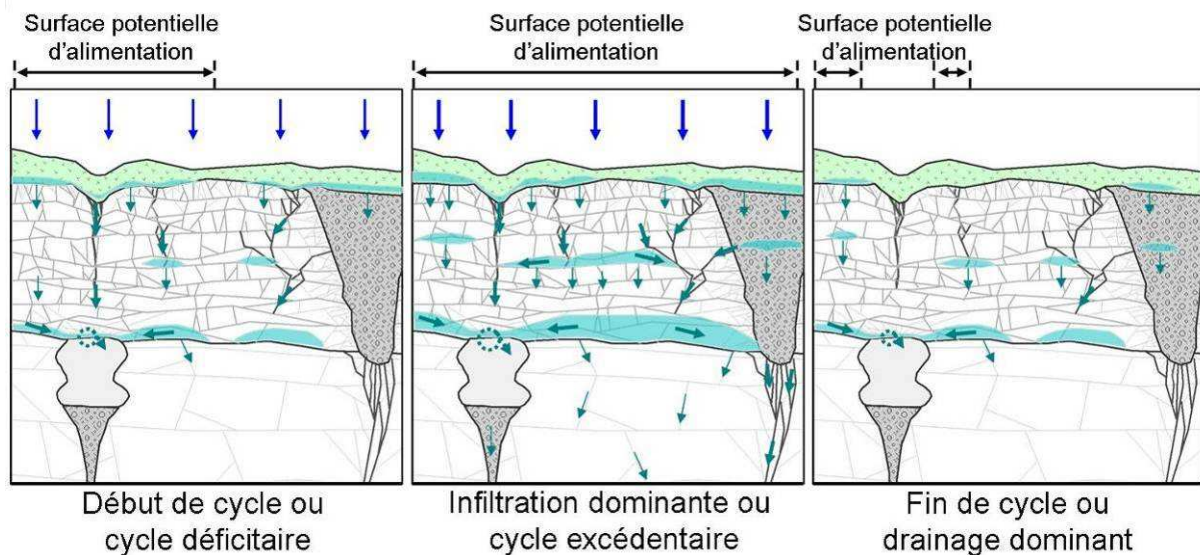


Figure 3.21. Schéma conceptuel de l'alimentation de l'émergence épikarstique en différentes périodes du cycle hydrogéologique ou durant des cycles à quantité de recharge différente.

Ce schéma conceptuel demande à être validé par une étude poussée de la chimie des eaux collectées à l'émergence épikarstique afin d'en connaître l'origine et l'histoire dans l'épikarst. Toutefois, même si les eaux collectées résultent pour certaine d'un effet piston dans le système, cette représentation d'une surface potentielle d'alimentation variable ne serait pas erronée pour autant. Pour la suite de l'étude, et notamment pour la modélisation hydrodynamique des écoulements dans l'épikarst, nous préférons donc considérer la surface d'alimentation de l'émergence épikarstique comme variable tout en fixant le coefficient

d'écoulement, calculé comme le rapport des pluies nettes et de la lame écoulée, à 100 % pour tous les cycles modélisés. Nous faisons alors l'hypothèse que la totalité des pluies nettes créées à l'intérieur de la surface d'alimentation ont été collectées à l'émergence, ce qui est le cas en moyenne comme le montre la Figure 3.18, avec un coefficient de corrélation linéaire de 0,78. Nous garderons tout de même à l'esprit pour la suite de l'étude que cette hypothèse n'est pas vérifiée totalement et qu'il peut exister une composante pluriannuelle dans la recharge de l'épikarst.

Chapitre 3.3 La relation pluie/débit (transfert des ondes énergétiques) en zone épikarstique

3.3.1 Analyse des hydrogrammes à l'émergence épikarstique

L'acquisition depuis 1965 de nombreuses données de précipitation sur le site de Lascaux et de débit à l'émergence épikarstique à l'intérieur de la cavité permettent d'offrir une bonne image du comportement hydrodynamique du système épikarstique. Nous disposons en effet de données journalières de pluie et de débit qui forment deux chroniques complètes : de 1965 à 1989 et de 1997 à 2007. La mesure du débit à l'émergence fut interrompue pendant sept années, de 1990 à 1997, les problèmes d'acquisition ayant débuté au mois de janvier 1990. Le Tableau 3.10 regroupe les moyennes mensuelles des débits journaliers (en $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$) pour les 42 cycles d'octobre 1966 à septembre 2007 dont 36 proposent des séries de débits complètes sur le cycle. En moyenne sur la période étudiée, c'est pendant les mois de décembre, janvier, février, mars et avril que les débits sont les plus importants ($> 2 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$). La Figure 3.22 montre l'évolution des moyennes mensuelles des débits journaliers pour les mois durant lesquels les débits sont les plus importants en moyenne sur la période étudiée. On constate une variabilité notable suivant les cycles de la période où les débits sont les plus importants. Si le mois de février apparaît souvent comme étant le plus favorable aux écoulements épikarstiques, quelques cycles présentent des particularités comme le cycle 1985-1986 où la majorité des écoulements a eu lieu tardivement durant le mois d'avril. Pour les cycles successifs 1965-1966 et 1966-1967 ainsi qu'en 1981-1982 et 1982-1983, les plus forts écoulements ont eu lieu tôt dans le cycle, au mois de décembre. Depuis 2005, les moyennes mensuelles des débits journaliers ont notablement diminué et les plus forts écoulements sont observables relativement tard dans la saison hivernale empiétant sur le début du printemps. On retrouve globalement, avec une gamme de variation des débits à l'émergence moins importante, les comportements que l'on pouvait observer durant les cycles 1971-1972, 1972-1973 et 1973-1974.

Tableau 3.10. Moyennes mensuelles des débits journaliers (en $m^3.j^{-1}$) à l'émergence épikarstique de Lascaux d'octobre 1965 à novembre 2007 (42 cycles dont 36 complets).

Moyennes mensuelles des débits journaliers ($m^3.j^{-1}$)													
Cycle	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Moy. (m ³ .j ⁻¹)
65-66	0,17	2,29	7,28	1,57	1,72	0,70	1,35	1,68	2,43	0,30	0,00	0,00	1,62
66-67	0,17	2,34	7,63	4,47	4,83	2,80	1,14	0,21	0,08	0,04	0,01	0,05	1,98
67-68	0,17	2,34	7,63	4,47	4,83	2,80	1,14	0,21	0,08	0,04	0,01	0,05	1,98
68-69	1,26	1,11	3,93	0,84	2,97	5,30	3,98	3,06	0,72	0,25	0,08	1,28	2,06
69-70	0,30	2,99	3,90	5,47	6,87	2,79	3,01	1,75	0,84	0,39	0,01	0,01	2,36
70-71	0,00	0,00	0,38	5,50	4,62	2,28	2,94	4,76	1,99	0,05	0,00	0,00	1,88
71-72	0,02	0,01	0,21	2,46	5,92	1,93	0,01	0,01	0,12	0,04	0,62	0,11	0,95
72-73	0,03	0,74	1,94	2,30	4,21	1,37	0,28	0,39	2,50	0,22	0,16	0,02	1,18
73-74	0,03	0,74	1,94	2,30	4,21	1,37	0,28	0,39	2,50	0,22	0,16	0,02	1,18
74-75	0,03	1,53	1,57	3,64	2,09	2,09	2,44	0,74	0,16	0,04	0,01	0,05	1,20
75-76	0,03	0,27	1,87	0,74	1,54	0,97	0,62	0,69	0,11	0,02	0,01	0,01	0,57
76-77	0,05	2,62	5,88	3,96	7,14	2,06	2,63	2,39	4,81	1,50	0,15	0,03	2,77
77-78	0,01	0,13	1,91	4,55	6,01	5,14	3,14	1,68	0,20	0,04	0,02	0,01	1,90
78-79	0,01	0,01	0,01	2,68	5,12	3,40	4,66	3,60	0,91	0,08	0,02	0,01	1,71
79-80	0,01	0,01	2,02	4,30	5,31	4,86	1,09	0,22	0,11	0,09	0,03	0,01	1,50
80-81	0,18	0,42	2,22	3,96	1,34	5,40	1,61	3,93	0,90	0,68	0,19	0,24	1,76
81-82	1,75	0,89	9,76	4,37	2,37	3,88	1,11	0,20	0,05	0,02	0,01	0,01	2,03
82-83	0,42	1,68	7,57	1,40	4,50	2,12	4,95	3,46	1,39	0,06	0,03	0,01	2,30
83-84	0,00	0,00	0,10	4,33	3,84	1,47	1,84	0,25	1,03	0,06	0,02	0,04	1,08
84-85	1,75	6,13	4,16	3,13	4,51	2,83	3,50	6,02	0,37	0,09	0,01	0,00	2,71
85-86	0,00	0,00	0,04	2,57	3,22	1,73	8,34	2,73	0,49	0,01	0,01	0,00	1,60
86-87	0,00	0,00	0,16	0,67	1,14	1,43	1,13	0,17	0,44	0,11	0,01	0,01	0,44
87-88	0,06	0,64	1,30	6,24	4,87	3,59	4,03	3,75	0,25	0,05	0,02	0,00	2,07
88-89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	1,02	3,88	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,44
89-90	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
90-91	0,03	1,75	1,08	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	
91-92	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	
92-93	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	
93-94	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	
94-95	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	
95-96	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	<i>nr</i>	0,00	0,01	
96-97	0,01	0,92	2,16	1,38	1,57	0,72	0,18	0,75	0,16	1,50	0,91	0,52	0,90
97-98	0,05	0,79	2,00	2,23	0,51	0,40	1,16	0,53	0,08	0,02	0,01	0,00	0,65
98-99	0,00	0,03	0,34	0,46	0,69	0,54	0,58	0,59	0,69	0,00	0,16	0,00	0,34
99-00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,73	0,48	0,85	0,40	0,11	0,03	0,01	0,01	0,22
00-01	0,00	0,84	0,15	0,03	0,38	0,97	3,31	2,31	0,10	0,03	0,02	0,01	0,68
01-02	0,01	0,01	0,01	0,06	1,06	1,44	0,95	1,09	1,16	0,04	0,01	0,00	0,49
02-03	0,00	0,04	1,08	2,57	2,34	1,65	0,23	0,00	0,12	0,01	0,01	0,00	0,67
03-04	0,16	0,93	2,85	5,58	1,19	1,74	1,43	1,39	0,10	0,01	0,01	0,01	1,28
04-05	0,01	0,00	0,03	0,40	0,60	0,31	2,26	1,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,39
05-06	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	3,31	0,92	0,94	0,09	0,01	0,00	0,00	0,54
06-07	0,00	0,03	0,61	1,51	3,39	2,16	0,85	0,16	0,09	0,03	0,01	0,00	0,74
Moy.	0,2	0,8	2,3	2,5	3,0	2,1	2,0	1,4	0,7	0,2	0,1	0,1	1,3

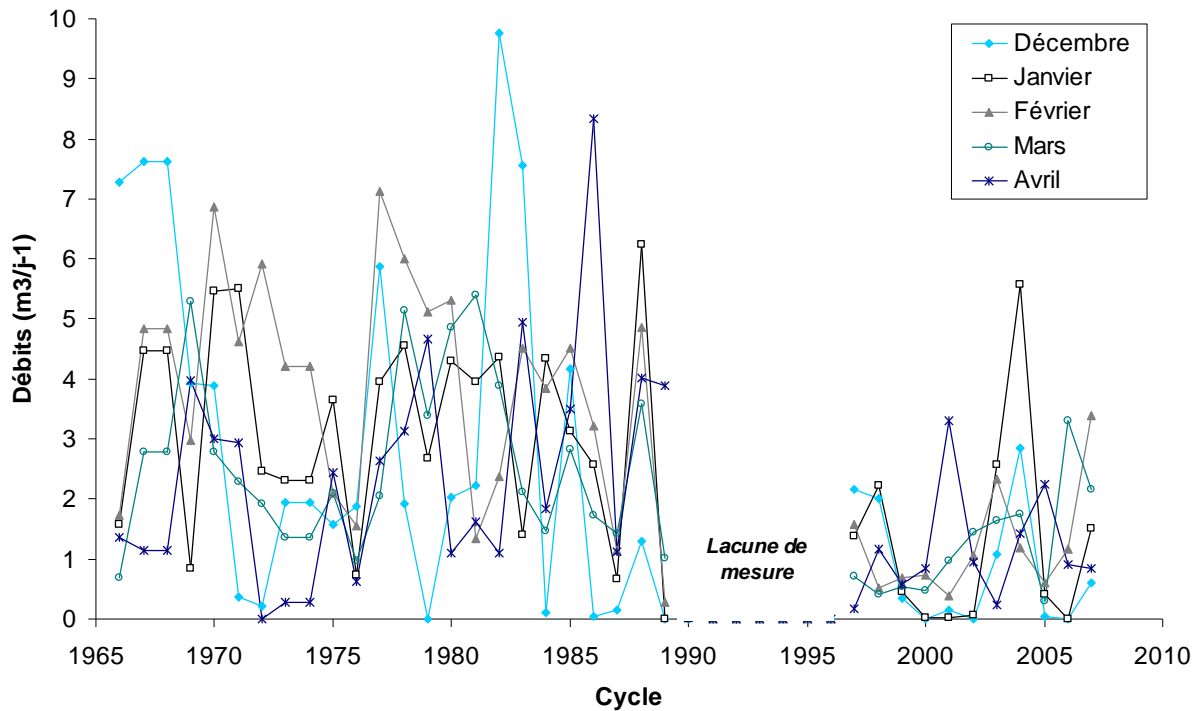


Figure 3.22. Evolution des moyennes mensuelles des débits journaliers à l'émergence épikarstique pour les mois de décembre, janvier, février mars et avril les plus générateurs de débits.

Pour l'analyse du comportement hydrodynamique du système épikarstique, nous disposons des données de pluies nettes dont les valeurs ont été déterminées par la méthode exposée au paragraphe 3.2.3. L'acquisition de l'ensemble de ces données nous permet de tracer les hydrogrammes à l'émergence épikarstique par cycles hydrogéologiques précédemment définis. L'hydrogramme n'est autre qu'un hyétogramme sur lequel sont représentés les débits. Cette relation pluies-débits est représentative du fonctionnement hydrodynamique, c'est-à-dire du transfert d'énergie dans le système épikarstique.

Sur les 36 hydrogrammes analysés, nous avons choisi d'en représenter 3 (Cf. Figure 3.23) tout à fait caractéristiques des réponses en débit que peut produire le système sous différentes sollicitations pluvieuses. Ces hydrogrammes concernent les cycles 1977-1978 (Figure 3.23, A), 1997-1998 (Figure 3.23, B) et 2005-2006 (Figure 3.23, C). Le premier cycle 1977-1978 est représentatif des périodes pluvieuses, où la recharge est importante et le système épikarstique dans un état de saturation important. La pluie brute cumulée sur le cycle est de 883 mm et les pluies - ETP positives s'élèvent à 701 mm. Les précipitations ont donc été importantes durant les périodes où l'ETP était faible.

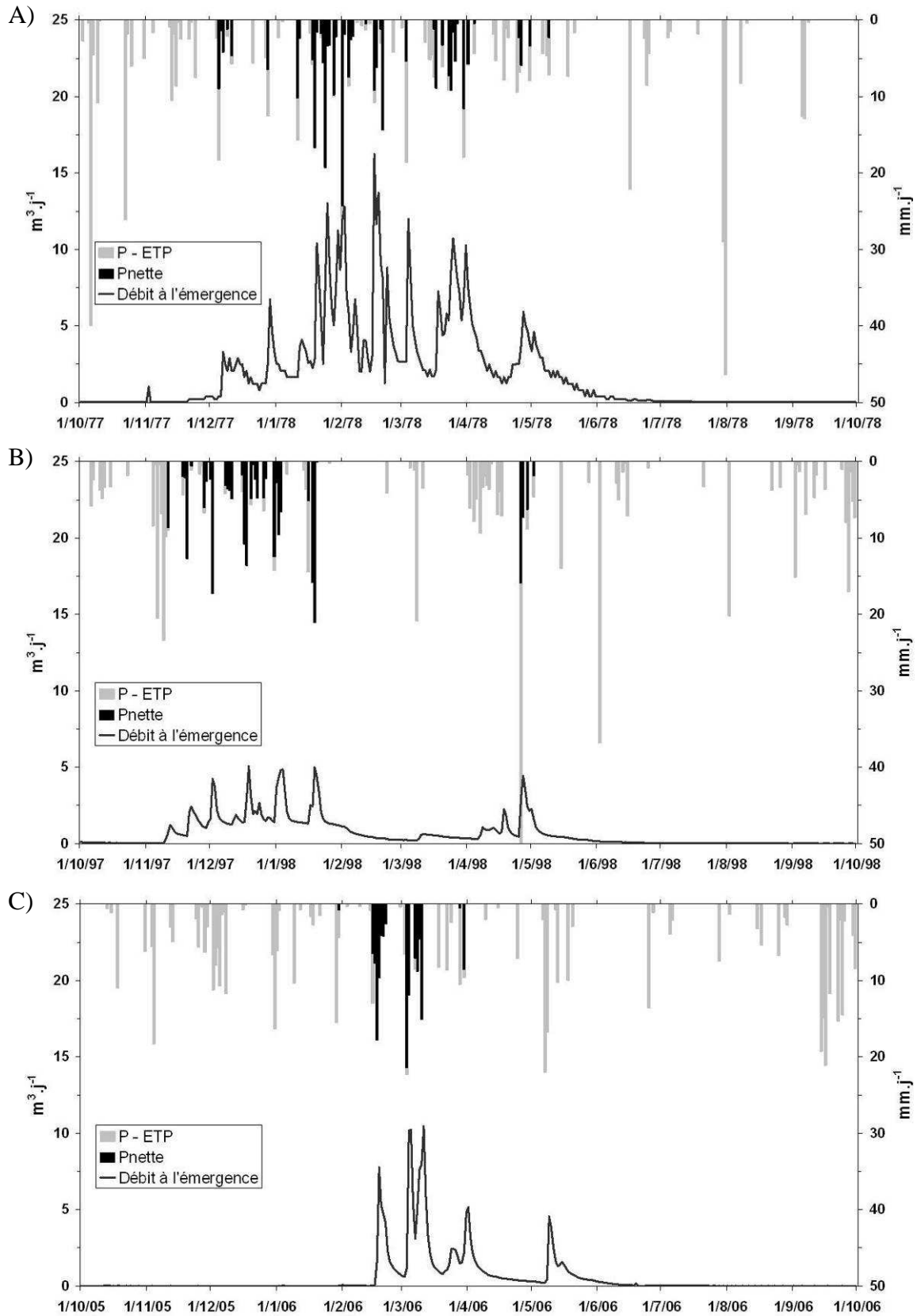


Figure 3.23. Exemples d'hydrogrammes caractéristiques des réponses en débit possibles de l'émergence épikarstique de Lascaux aux sollicitations pluvieuses. A) cycle 1977-1978 ; B) cycle 1997-1998 ; C) cycle 2005-2006.

La valeur du cumul de pluies nettes, calculée sur le cycle 1977-1978, est 253 mm avec un volume total écoulé à l'émergence épikarstique de 686 m³ (458 m³ en moyenne sur les 36 cycles à données complètes de débits). Après une première réponse brève de l'émergence début novembre 1977, le système se réactive réellement à partir de la fin novembre, la période d'écoulements se prolongeant jusqu'à fin juin de l'année suivante, soit une durée de plus de 7 mois. Sur l'hydrogramme 1977-1978, on constate qu'à partir du moment où il y a création de pluie nette au sortir du compartiment sol cette énergie est rapidement transférée jusqu'à l'émergence dont le débit augmente brusquement dans la journée qui suit la sollicitation. Ces « pics » de débits peuvent atteindre plus de 15 m³.j⁻¹ en milieu de cycle, lorsque le système est à son maximum de saturation. On remarque aussi l'établissement d'un « débit de base » ou « débit d'étiage » de 2 m³.j⁻¹ environ durant toute la période de drainage. En effet, l'émergence ne se tarit jamais complètement après un pic de crue et un certain stock d'eau soutient un écoulement de base qui s'installe sans qu'il y ait entrée d'eau dans le système. Ce comportement correspond à une réponse de type karstique classique, avec des transferts de pressions rapides lorsque le système est rechargé par les pluies d'automne et d'hiver. L'établissement d'un écoulement de base laisse penser qu'une nappe se constitue dans l'épikarst à condition que la recharge soit suffisante pour saturer des zones du système connectées à l'émergence.

Le troisième cycle représenté (période 2005-2006, Figure 3.23, C) est représentatif des périodes déficitaires en recharge. Si la pluie brute cumulée sur le cycle est de 797 mm, sa répartition est très différente du cycle 1977-1978 précédemment exposé avec des précipitations importantes au printemps et en été, périodes où l'ETP est forte. La valeur des pluies - ETP sur le cycle n'est alors que de 600 mm avec 131 mm de pluies nettes créées pendant le cycle. Les volumes écoulés à l'émergence sont donc réduits à 194 m³ cumulés sur une période d'écoulement restreinte du 16 février 2006 au 30 juin 2006 soit quatre mois et demi de durée. Malgré ce déficit de recharge, les réponses en pression de l'émergence aux sollicitations pluvieuses sont rapides dès lors qu'il y a création de pluie nette, c'est-à-dire que le système est effectivement rechargé et que des connections hydrauliques permettent le transfert des ondes énergétiques. Les pics de débits sont tout de même moins importants qu'en 1977-1978, dépassant de peu les 10 m³.j⁻¹ au maximum. La différence majeure entre ces deux cycles réside dans la quasi absence de débit de base durant le cycle déficitaire 2005-2006, l'émergence se tarissant presque totalement après chaque crue. On peut donc supposer que le système n'était pas dans un état de recharge suffisant pour créer une « nappe » épikarstique.

Seules les zones facilement alimentées de l'épikarst seraient alors contributives à l'écoulement en périodes où la recharge est faible.

Nous avons choisi de présenter le cycle 1997-1998 (Figure 3.23, B) car il montre, sur une même période, les deux comportements précédemment décrits (graphique A et graphique C). Durant ce cycle, le cumul de pluie brute totalise 853 mm, la valeur des pluies - ETP est 653 mm, les pluies nettes cumulent 220 mm de lame d'eau et les volumes totaux écoulés à l'émergence épikarstique sont de 237 m³. Ce cycle peut être divisé en deux périodes distinctes exprimant des comportements hydrodynamiques différents. En effet, même si les pics de débits atteignent une valeur similaire (faible au demeurant) d'environ 5 m³.j⁻¹ au début et à la fin de la période totale d'écoulement, on constate l'établissement d'un débit de base pour la période s'étalant du 9 novembre 1997 au 9 mars 1998 alors que celui-ci est absent durant la période du 6 avril au 1 juin 1998. On suppose alors que les pluies nettes étaient suffisantes pour la création d'une nappe épikarstique en début de cycle, celle-ci se drainant totalement au début du printemps 1998. Les pluies de recharge survenant après le tarissement de la nappe n'étaient plus suffisantes pour saturer des zones de l'épikarst mais elles ont tout de même permis l'établissement d'une connexion hydraulique entre le sol et l'émergence par l'intermédiaire de zones transmissives du système qui guident les écoulements de façon préférentielle.

Par l'analyse factuelle des hydrogrammes à l'émergence de Lascaux, nous avons pu qualifier le comportement dynamique du système épikarstique. Celui-ci est caractérisé par des transferts d'énergie de type karstique, c'est-à-dire des réponses rapides et brèves aux sollicitations pluvieuses et ce, seulement quand le système est rechargé par les pluies d'automne et d'hiver. Si la quantité de recharge est suffisante, une nappe épikarstique peut se constituer dans le système soutenant le débit à l'émergence en période d'étiage. Si la recharge n'est pas suffisante pour saturer les zones capacitives du système, seules les zones transmissives sont sollicitées et le système est pratiquement entièrement drainé après chaque crue. Cette analyse reste toutefois qualitative et une étude plus poussée permettra de quantifier les temps de réponse du système sous différentes sollicitations pluvieuses. A cet effet, nous avons choisi d'appliquer l'analyse corrélatrice et spectrale aux signaux de pluies et de débits, cette analyse ayant démontré son efficacité dans la description de signaux temporels et la quantification des corrélations qui peuvent lier ces signaux (MANGIN, 1983 ; PADILLA *et al.*, 1994 ; MORALES-JUBERIAS *et al.*, 1996 ; LASTENNET *et al.*, 1999).

3.3.2 Théorie de l'analyse corrélatoire et spectrale

Pour décrire le comportement de l'épikarst, on dispose de grandeurs physiques à valeurs discrètes, prises en entrée et en sortie du système. Chaque grandeur physique peut être considérée comme la traduction d'un processus physique. Ainsi, la pluie représente une estimation de l'infiltration sur le bassin d'alimentation alors que le débit est la traduction des effets induits par la traversée du système par les écoulements. Il s'agit alors de représenter plusieurs fonctions discrètes dont les valeurs décrivent la nature de la corrélation entre les deux processus. Cependant, on attend de ces méthodes qu'elles puissent prendre en compte d'éventuels retards de circulation de l'information. Seule la formulation de l'analyse corrélatoire et spectrale, méthode dérivant du traitement du signal, permet d'intégrer ces prérogatives.

3.3.2.1 Introduction à la notion de corrélation

Soit deux processus physiques P_x et P_y donnant naissance aux grandeurs physiques X et Y telles que $X = \{x_i, 0 \leq i \leq n\}$ et $Y = \{y_i, 0 \leq i \leq n\}$. Si les deux processus sont liés au temps i , les réalisations de P_x et P_y se « superposent » le mieux possible. Ceci est réalisé si, en théorie, on suppose qu'à une impulsion d'entrée correspond en sortie une fonction linéaire de cette impulsion. Cette hypothèse de linéarité entre les signaux à l'instant i se traduit par la relation centrée suivante (Équation 3-5) :

$$(x_i - x_m) = b.(y_i - y_m)$$

Équation 3-5. Relation centrée de linéarité entre signaux d'entrée et de sortie du système.

Où x_m et y_m sont respectivement les valeurs moyennes des chroniques X et Y .

On conçoit aisément que le coefficient b est la traduction de la nature de la corrélation entre les deux processus. On est donc amené maintenant à chercher l'erreur commise en supposant l'Équation 3-5 comme établie. Dans un souci de donner un sens physique à cette erreur, on travaille sur une énergie. On introduit donc l'écart quadratique moyen z de l'Équation 3-5, qui n'est autre que l'énergie de sa différence :

$$z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(x_i - x_m) - b \times (y_i - y_m)|^2$$

Équation 3-6. Formulation de l'écart quadratique moyen z .

L'objectif est de minimiser cette erreur, dont on traduit mathématiquement la condition par l'Équation 3-7 suivante :

$$\left(\frac{\partial z}{\partial b} \right)_{b_{\min}} = 0$$

Équation 3-7. Formulation mathématique de la condition de minimisation de l'écart quadratique moyen z .

La valeur minimum de l'erreur commise dépend donc d'une valeur particulière du coefficient b notée b_{\min} . La résolution de l'Équation 3-7 permet d'accéder à cette valeur (Équation 3-8) :

$$b_{\min} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_m) \times (y_i - y_m)}{\sum_{i=1}^n |(y_i - y_m)|^2}$$

Équation 3-8. Calcul du coefficient b_{\min} .

On reporte alors cette valeur de b_{\min} dans l'Équation 3-6 afin d'obtenir la valeur de l'erreur minimum z_{\min} par l'Équation 3-9 suivante :

$$z_{\min}(b_{\min}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - x_m|^2 \times (1 - r_{xy}) \text{ en posant } r_{xy} = \frac{\left(\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (x_i - x_m) \times (y_i - y_m) \right)^2}{\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |x_i - x_m|^2 \times \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |y_i - y_m|^2}$$

Équation 3-9. Calcul de l'écart quadratique minimum z_{\min} .

Ainsi, l'erreur minimum commise dépend du coefficient r_{xy} . L'erreur est nulle si $r_{xy} = 1$. Dans ce cas, les deux processus sont totalement corrélés. Si $r_{xy} = 0$, z vaut $\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |x_i - x_m|^2$, l'erreur est alors maximum et les deux processus ne sont pas corrélés. r_{xy} est donc un indice de

corrélation entre deux processus, ce qui justifie son appellation de *coefficient de corrélation normé*.

Le coefficient de corrélation mesure donc le degré de similitude entre deux signaux : ce coefficient prend une valeur unitaire quand les signaux sont totalement corrélés, il prend une valeur nulle quand il y a non corrélation et sa valeur vaut -1 quand les signaux sont opposés. La nature des corrélations est établie sur une plage d'observation, appelée fenêtre d'observation, de longueur $n-1$.

De plus, afin de tenir compte des retards de transfert des eaux dans les systèmes hydrogéologiques, il est plus judicieux de travailler avec un décalage temporel. On examinera donc la corrélation entre x_i et y_{i+k} où k est le décalage temporel entre les deux signaux x et y . Le coefficient de corrélation devient alors une fonction du temps de décalage ($r_{xy} = r_{xy}(k)$). Ce sont ces fonctions qui sont exprimées dans l'analyse corrélatrice. Par ailleurs, nous pouvons très bien mesurer la corrélation d'une chronique avec elle-même, selon un décalage temporel de plus en plus grand. On réalise ainsi une autocorrélation qui peut être assimilée à la mémoire du processus. Cela permet de voir comment une valeur de la fonction X est influencée par ce qui s'est passé un ou plusieurs instants auparavant.

3.3.2.2 L'analyse corrélatrice

➤ Formulation de l'analyse simple

L'écriture de l'analyse corrélatrice est réalisée dans le domaine temporel. L'analyse corrélatrice peut s'utiliser en analyse simple ou croisée. L'analyse simple est une autocorrélation tandis que l'analyse croisée est une intercorrélacion entre deux chroniques différentes. Il s'agit donc de présenter maintenant l'écriture des différents coefficients dans chaque type d'analyse, leur distribution suivant le décalage temporel constituant le corrélogramme. Si l'on reprend les notions exposées précédemment (3.3.2.1) en introduisant une relation de cause à effet entre les séries discrétisées X et Y , on détermine l'expression (Équation 3-10) du coefficient d'autocorrélation r_x par exemple (on obtient r_y de la même façon) :

$$r_x(k) = \frac{C_x(k)}{C_x(0)}$$

Équation 3-10. Calcul du coefficient d'autocorrélation r_y .

Avec k : décalage temporel

C_x : fonction d'autocorrélation du signal X telle que :

$$C_x(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - x_m) \cdot (x_{i+k} - x_m) \text{ où } m \text{ est la troncature et}$$

$$C_x(0) = \frac{1}{n} \sum (x_i - x_m)^2 = \text{var}(X)$$

Le décalage temporel k appartient à un intervalle de longueur m ($0 \leq k \leq m$) où m est appelé troncature. Le choix de m n'est pas fondé sur des concepts théoriques mais sur des observations empiriques qui montrent que les résultats sont optimaux en prenant m compris entre $n/2$ et $n/3$. En fait, il s'agit de fixer, par l'intermédiaire de la troncature, une limite à la dépendance de deux événements. m n'introduit donc pas une perte d'information. Les valeurs extrêmes de k , 0 et m fixent la taille de la fenêtre d'observation. Il n'est pas possible d'observer des phénomènes de périodicité supérieure ou inférieure (suivant le pas de discrétisation choisi) à ces fenêtres d'observation. De ce fait, la fenêtre d'observation guide l'interprétation suivant les aspects que l'on veut mettre en évidence, par exemple sur des phénomènes à court, moyen ou long terme. Enfin, il est évident que les résultats seront les mêmes pour des valeurs positives ou négatives de k et l'on ne prendra en compte que la partie positive du corrélogramme simple.

Le corrélogramme simple (Figure 3.24) donne une image de l'interdépendance des événements entre eux. De fortes valeurs (proches de 1) de $r(k)$ traduisent un phénomène périodique, de période k , à l'échelle de la fenêtre d'observation. Par ailleurs, la vitesse suivant laquelle le corrélogramme tend vers 0 est un indice de corrélation : plus le corrélogramme converge rapidement vers 0 plus le processus est aléatoire.

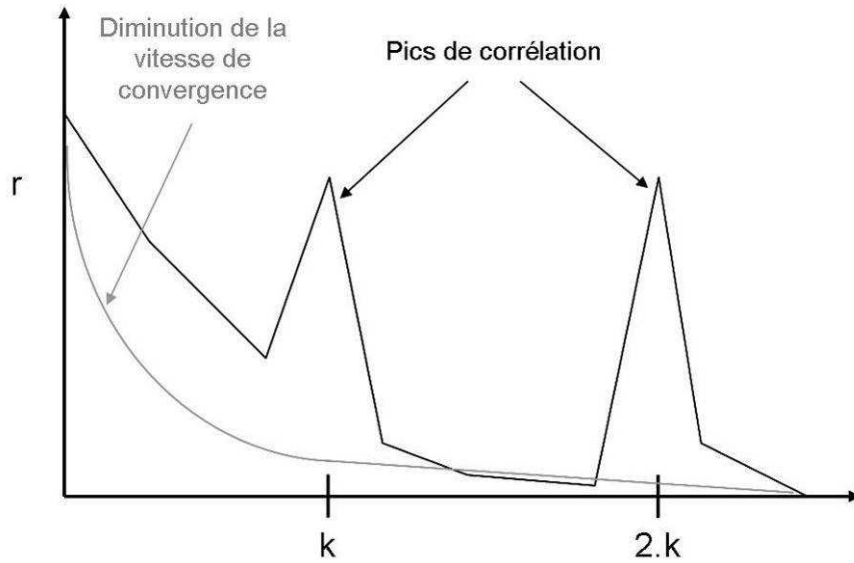


Figure 3.24. Schéma théorique du corrélogramme simple.

➤ Formulation de l'analyse croisée

On travaille de façon similaire en analyse croisée en tentant de mettre en évidence l'interdépendance d'évènements différents, en relevant un processus de cause à effet pour des intervalles de temps croissants.

La formule du coefficient d'intercorrélation dont la distribution suivant k est le corrélogramme est la suivante (Équation 3-11) :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sqrt{C_x(0) \times C_y(0)}}$$

$$r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{\sqrt{C_x(0) \times C_y(0)}}$$

Équation 3-11. Formulation du coefficient d'intercorrélation.

Avec $C_x(0)$ et $C_y(0)$: fonctions d'autocorrélation

$$C_{xy}(k) : \text{fonction de corrélation pour } k > 0, C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - x_m) \cdot (y_{i+k} - y_m)$$

$$C_{yx}(k) : \text{fonction de corrélation pour } k < 0, C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (y_i - y_m) \cdot (x_{i+k} - x_m)$$

Dans l'analyse croisée, la symétrie du calcul du corrélogramme simple n'existe plus puisque l'on travaille sur deux chroniques différentes. On introduit alors une expression du coefficient

différente pour $k > 0$ et $k < 0$. Seulement la partie du corrélogramme croisé pour $k < 0$ n'est pas exploitable dans l'étude du fonctionnement d'un système hydrogéologique car cette partie correspond à l'influence des débits sur les précipitations ce qui n'a pas de sens physique. Par contre, les valeurs non nulles dans la partie positive du corrélogramme fournissent, si l'on assimile l'entrée à un processus aléatoire, une image de la réponse impulsionnelle. Cette dernière correspond, en hydrogéologie, à l'écoulement qui résulte d'une pluie unitaire en temps et en intensité.

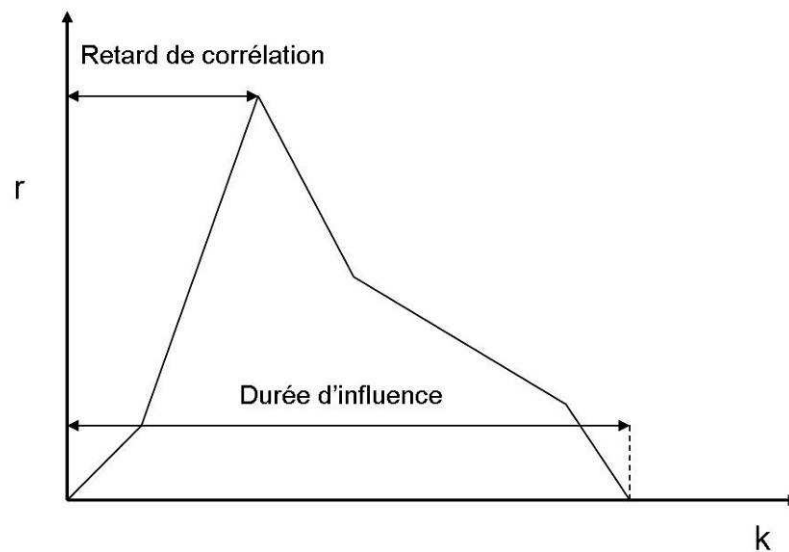


Figure 3.25. Schéma théorique du corrélogramme croisé.

Sur le corrélogramme croisé (Figure 3.25), il est possible de déterminer une valeur moyenne, sur l'ensemble des chroniques, de la durée d'influence d'un signal d'entrée. Cette valeur moyenne est la longueur de la réponse impulsionnelle. Enfin, l'écart temporel entre le décalage nul et le décalage de plus forte corrélation peut être interprété comme un retard de corrélation. Rapporté à des notions hydrogéologiques, le retard de corrélation est assimilé à un retard à l'écoulement, c'est-à-dire au temps minimum pour que le transfert d'énergie imprimé par une pluie arrive à l'exutoire du système.

3.3.2.3 L'analyse spectrale

➤ Formulation de l'analyse simple

Dans le domaine temporel, un phénomène périodique de période k se traduit par autant de pics de corrélation qu'il y a de multiples de k dans l'échelle temporelle visibles sur la Figure

3.24. On comprend alors aisément qu'une superposition de plusieurs processus périodiques nuit à l'interprétation des corrélogrammes simples. C'est pourquoi on complète l'analyse corrélatrice par l'analyse spectrale qui synthétise la périodicité d'un processus en un pic de corrélation. L'analyse spectrale n'est autre que l'analyse corrélatrice exprimée dans le plan amplitude-fréquence. On passe ainsi du domaine temporel au domaine fréquentiel par l'intermédiaire de l'opérateur transformation de FOURIER.

Si l'on considère $\alpha(t)$ et $\beta(v)$, transformée de FOURIER de α , la valeur $\beta(v_i)$ est dans toute l'histoire de $\alpha(t)$ ce qui correspond à la fréquence v_i donc à une période $T_i = 1/v_i$. Le mode fréquentiel est donc bien approprié pour la mise en évidence de phénomènes périodiques.

Toutefois, l'échelle des fréquences est bornée. En effet, les observations en temps de la pluie et du débit sont espacées régulièrement d'un temps T_e que l'on ramène à une fréquence, dite fréquence d'échantillonnage : $F_e = 1/T_e$. Suivant les plages de fréquences choisies, l'échantillonnage peut être source de perte d'information. Pour que cela ne soit pas le cas, on se place dans les hypothèses du théorème de SHANNON : si l'on considère que les durées d'observation sont infiniment brèves (par rapport à la durée totale d'observation), le théorème de SHANNON s'applique en fixant une condition nécessaire et suffisante de non repliement du spectre. Cette condition est la suivante : pour que la répétition périodique d'un spectre ne déforme pas le motif répété, il faut et il suffit que la fréquence d'échantillonnage F_e soit égale ou supérieure à deux fois la fréquence maximum d'observation F_m . Dans le cas de nos études le pas d'échantillonnage est unitaire, seule l'unité considérée (minute, jour, mois) change, en conséquence la fréquence maximum d'échantillonnage sera de 0,5 Hz (ou plutôt minute^{-1} , jour^{-1} , mois^{-1}).

Les coefficients de l'analyse spectrale sont le résultat de la transformée de FOURIER des coefficients de l'analyse corrélatrice. L'analyse simple est représentée par la fonction de densité spectrale (Équation 3-12) de la variance de la série considérée, ici X par exemple :

$$\Gamma_x(f) = 2 \times \left[1 + \sum_{k=1}^m D_k \times r_k(k) \times \cos(2.\pi.f.k) \right]$$

Équation 3-12. Fonction de densité spectrale.

Avec D_k fonction de pondération

f fréquence considérée, $f_j = j/2m$ où j est le décalage temporel et m la fenêtre temporelle

Dans cette formulation, il apparaît des fonctions dites de pondération propres à l'analyse spectrale. En effet, dans l'analyse corrélatrice, on estime des fonctions de corrélation sur un intervalle fini $[-m ; m]$. Cela revient à appliquer une fenêtre temporelle égale à 1 sur $[-m ; m]$ et nulle ailleurs. Le passage au domaine fréquentiel, phase d'estimation des densités spectrales, fait intervenir la transformée de cette fenêtre temporelle que l'on nomme fenêtre fréquentielle. Aussi, les densités spectrales sont sous ou surestimées par cette fenêtre fréquentielle du fait de la présence d'un pic central et de lobes latéraux. C'est pourquoi on superpose d'autres fenêtres temporelles, les fenêtres de pondération, qui tentent de corriger les effets de perte d'information introduits. La fenêtre de pondération agit donc comme un filtre. Dans notre étude, on se concentrera sur un seul filtre, le filtre de TURKEY (Équation 3-13), le plus répandu dans la littérature. Il possède peu de lobes latéraux (dissipation d'énergie dans ces lobes nulle) et présente un pic central d'amplitude moyenne :

$$D_k = \frac{1}{2} \times \left(1 + \cos\left(\frac{\pi \cdot k}{m}\right) \right)$$

Équation 3-13. Expression du filtre de TURKEY.

Enfin, dans l'interprétation des densités spectrales de variance, on s'intéresse surtout aux plages de fréquences de forts pics de densité (Figure 3.26) caractéristiques de la périodicité d'un phénomène et aux vitesses de convergences, comme pour les corrélogrammes simples.

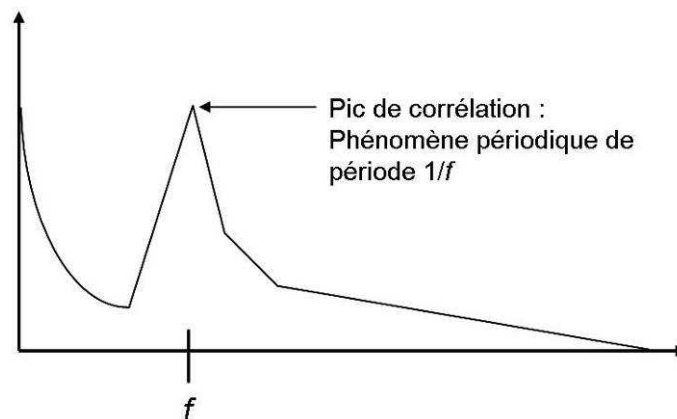


Figure 3.26. Graphique théorique des densités spectrales simples.

➤ **Formulation de l'analyse croisée**

L'analyse spectrale croisée amène à considérer une quantité complexe (au sens mathématique du terme), elle est donc représentée par les fonctions module et phase qui représentent respectivement la partie réelle et la partie imaginaire de la transformée de FOURIER des coefficients d'intercorrélation. La distribution du module suivant la fréquence est la fonction d'amplitude. Elle traduit pour chaque fréquence l'amplitude de la relation entrée-sortie. De faibles valeurs d'amplitude signifient qu'il n'existe pas de relation entre l'entrée et la sortie du système pour les fréquences considérées. La distribution de la phase suivant la fréquence est la répartition du déphasage introduit par le système entre l'entrée et la sortie. La formulation des fonctions d'amplitude et de phase est la suivante (Équation 3-14) :

$$\alpha_{xy}(f) = \sqrt{L_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)}$$

$$\phi_{xy}(f) = \text{Arc tan} \left(\frac{Q_{xy}(f)}{L_{xy}(f)} \right)$$

avec $\Gamma_{xy}(f) = |\alpha_{xy}(f)| \times \exp(-i\phi_{xy}(f)) = L_{xy}(f) + iQ_{xy}(f)$

$$L_{xy}(f) = \left[2r_{xy}(0) + \sum_{k=1}^m (r_{xy}(k) + r_{yx}(k)) \times D_k \times \cos(2\pi \cdot f \cdot k) \right]$$

$$Q_{xy}(f) = \left[\sum_{k=1}^m (r_{xy}(k) - r_{yx}(k)) \times D_k \times \sin(2\pi \cdot f \cdot k) \right]$$

Équation 3-14. Formulation de la fonction d'amplitude $\alpha_{xy}(f)$ et de phase $\phi_{xy}(f)$.

Avec $\Gamma_{xy}(f)$: transformée de Fourier du coefficient d'intercorrélation

$L_{xy}(f)$: co-spectre, partie réelle de Γ_{xy}

$Q_{xy}(f)$: quadrature spectrale, partie imaginaire de Γ_{xy}

L'analyse spectrale est complétée par deux fonctions, la fonction de gain et la fonction de cohérence qui couplent l'analyse simple et croisée. La fonction de gain G_{xy} est, comme en traitement du signal, le module de la fonction de transfert $H(v)$ reliant l'entrée à la sortie du système : $S(v) = H(v) \cdot E(v)$ en mode fréquentiel, d'où l'expression de la fonction de gain suivante (Équation 3-15) :

$$G_{xy}(f) = \frac{|S_y(f)|}{|S_x(f)|} = \frac{|TF(C_y(k))|}{|TF(C_x(k))|}$$

Équation 3-15. Formulation de la fonction de gain $G_{xy}(f)$.

Pour une fréquence donnée, une valeur supérieure à 1 du gain indique une amplification du signal d'entrée, alors qu'une valeur inférieure à 1 indique une atténuation du signal d'entrée dans le système.

La fonction de cohérence permet, pour chaque fréquence, d'avoir le taux de corrélation normé entre l'entrée et la sortie. Elle est donc un indice de linéarité du système, son expression étant la suivante (Équation 3-16) :

$$R_{xy}(k) = \frac{\alpha_{xy}(f)}{\sqrt{\Gamma_x(f) \times \Gamma_y(f)}}$$

Équation 3-16. Formulation de la fonction de cohérence $R_{xy}(f)$.

Plus la valeur de la fonction de cohérence est proche de 1, plus le système suit un comportement linéaire. De faibles valeurs peuvent signifier que l'entrée et la sortie ne rendent pas compte de l'intégralité des échanges entre le système et son environnement.

L'interprétation des spectres de fréquence est graphique : on ne peut donner une interprétation physique à leurs valeurs mais il est intéressant d'analyser les plages de fréquences où les signaux sont amplifiés (Figure 3.27), et les plages de fréquences où il existe une relation entre l'entrée et la sortie du système avec la fonction de cohérence (Figure 3.28).

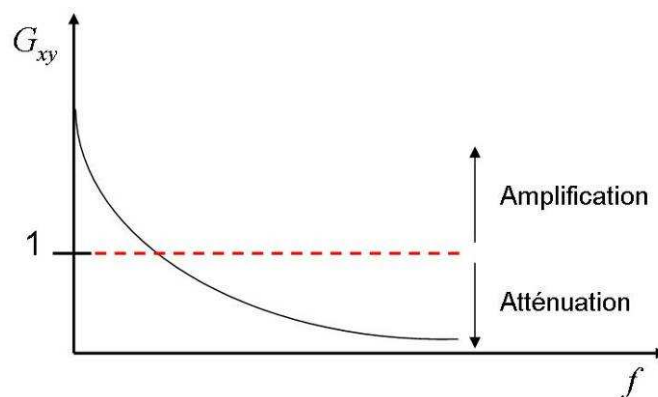


Figure 3.27. Schéma théorique de la fonction de gain.

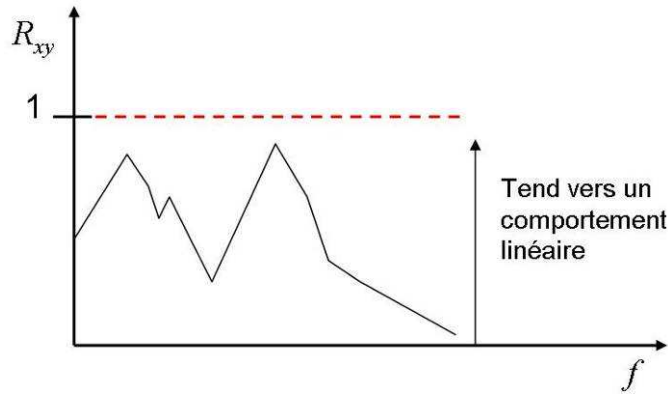


Figure 3.28. Schéma théorique de la fonction de cohérence.

3.3.3 Contribution de l'analyse corrélatoire et spectrale à la connaissance du fonctionnement hydrodynamique du système épikarstique de Lascaux

Lors d'une étude préliminaire, LASTENNET et al. (1999) ont cherché, grâce à l'Analyse en Composante Principale et la méthode de classification hiérarchique, quels étaient les facteurs qui expliquent la réponse dynamique du système épikarstique de Lascaux. Les auteurs ont montré que le système épikarstique peut avoir des comportements dynamiques différents au cours d'un cycle hydrogéologique et d'une année à l'autre. Le paramètre le plus influent sur le signal d'entrée semble être l'évapotranspiration dont la valeur détermine la capacité ou non du système à être rechargé. Or, pour une analyse efficace de séries temporelles par la méthode de l'analyse corrélatoire et spectrale, il est important de choisir des signaux temporels qui ont un comportement similaire, ceci afin d'éviter les effets d'atténuation engendrés par une trop grande variabilité naturelle des séries temporelles. Partant de ce constat, les auteurs ont choisi de travailler sur les périodes où l'évapotranspiration est la plus faible et, par conséquent, la recharge la plus importante, c'est-à-dire durant les périodes d'automne et d'hiver et du début du printemps. 16 épisodes ont été sélectionnés de 1965 à 1995 afin d'étudier le délai de réponse de l'émergence épikarstique ainsi que le temps moyen de régulation du système qui correspond au temps d'influence d'un événement pluvieux. Ces travaux étaient basés sur des chroniques de pluie et de débit à pas de temps journalier. Les auteurs ont alors déterminé, grâce à l'analyse corrélatoire et spectrale, un délai de réponse moyen de 1 à 2 jours de l'émergence épikarstique aux sollicitations pluvieuses et un temps de régulation du système d'environ 12 jours, avec cependant d'importantes variations entre les différents cycles étudiés (de 5 à 43 jours).

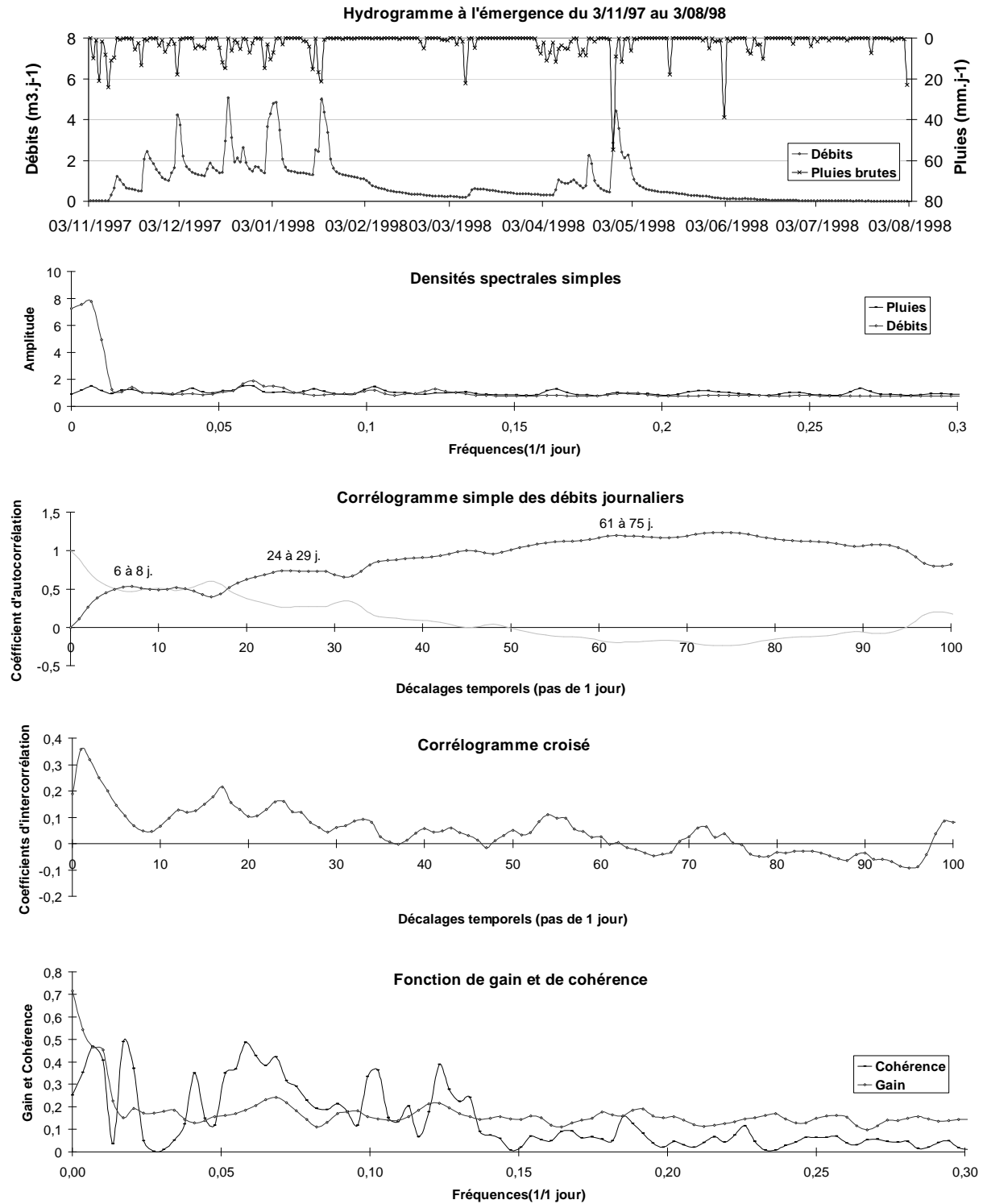


Figure 3.29. Hydrogramme à l'émergence épikarstique du 3/11/97 au 3/08/98 et résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies brutes et des débits au Sas1 (corrélogramme simple et variogramme normalisé des débits, densités spectrales simples, corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).

Depuis 1996, le pas de temps d'acquisition des données de pluie et de débit est passé à 10 minutes. Si l'objectif premier de l'analyse est la compréhension du comportement dynamique du système épikarstique avec pour finalité la connaissance du signal d'entrée des systèmes aquifères karstiques complexes, nous nous intéressons aussi à la reproductibilité de l'analyse corrélatrice et spectrale en exploitant les nouvelles données acquises au pas de temps de 10 minutes. Nous proposons d'affiner la détermination des délais de réponses et des temps de régulation du système épikarstique en réalisant l'analyse aux pas de temps journalier et de 10 minutes, sur des cycles complets et sur de plus courtes périodes qui décrivent des comportements différents du système épikarstique. De plus, le même exercice réalisé à partir des pluies nettes simulées, permet de caractériser le fonctionnement dynamique de l'épikarst en s'affranchissant des effets du sol pédologique sur le comportement du système.

Le premier cycle étudié est le cycle 1997-1998. Ce cycle, présenté au paragraphe 3.3.1, montre deux comportements hydrodynamiques différents. En première analyse, nous avons traité le cycle dans sa globalité en considérant les signaux de pluie brute et de débit à pas de temps journalier sur la période d'écoulement du 3 novembre 1997 au 3 août 1998, date de la fin des écoulements à l'émergence. Les résultats de l'analyse corrélatrice et spectrale sont présentés en Figure 3.29 où figure en en-tête un rappel de l'hydrogramme à l'émergence épikarstique de Lascaux (pluies brutes et débits) sur la période étudiée.

Les densités spectrales des signaux d'entrée et de sortie du système étudié nous renseignent sur le caractère structuré ou non de ces signaux. La densité spectrale des pluies reste constante sur la totalité du spectre de fréquences indiquant un caractère très aléatoire de ce phénomène qui ne présente alors pas de structure particulière. La densité spectrale des débits présente quant à elle des valeurs élevées pour les fréquences inférieures à $0,007 \text{ j}^{-1}$ c'est-à-dire une durée d'environ 150 jours. Cette durée correspond au premier cycle d'écoulement décrit au paragraphe 3.3.1. On peut donc considérer la génération des débits à l'émergence comme étant un phénomène qui se structure sur la période de vidange du système épikarstique.

Le variogramme normalisé des débits à l'émergence ($1-ry$), qui correspond au symétrique du corrélogramme simple (ry), permet d'apprécier la ressemblance du signal avec lui-même en quantifiant les corrélations entre les points qui forment le signal pris deux à deux. Le variogramme normalisé des débits montre une structure caractéristique dite « gigogne ». On constate en effet que le signal se structure en trois paliers distincts qui correspondent chacun à

un temps de régulation dont on peut expliquer l'origine en faisant des hypothèses sur le fonctionnement hydrodynamique du système épikarstique :

- Le premier palier possède une portée d'environ 6 à 8 jours. Cette durée pourrait correspondre au temps d'influence d'un évènement pluvieux interprété comme le temps de drainage rapide des zones transmissives bien alimentées du système.
- Le deuxième palier a une portée de 24 à 29 jours. Cette durée pourrait correspondre au temps de vidange d'une crue importante soutenue par un écoulement retardé conjugué au signal des débits. On interprète ce signal comme l'expression de l'écoulement de base de la réserve épikarstique sollicitant à la fois les zones transmissives, les zones capacitatives et les remplissages si ceux-ci participent à l'écoulement pendant le cycle hydrogéologique considéré.
- Le troisième et dernier palier se structure sur une portée de 61 à 75 jours. Il représente le palier final du variogramme et la fréquence de base de celui-ci. Il correspond à la fin de la corrélation du variogramme.

Le corrélogramme croisé permet d'analyser la similitude entre les signaux d'entrée (pluies brutes) et de sortie du système (débits à l'émergence du Sas1) en fonction du pas de temps. A la valeur de plus forte corrélation correspond un délai pour lequel les deux signaux sont les plus ressemblants. Sur la période étudiée, les deux signaux présentent la plus forte corrélation pour une durée de 1 jour qui correspond alors au temps de réponse du système à l'impulsion pluvieuse c'est-à-dire au temps de transfert des ondes énergétiques dans le système épikarstique. Quand la corrélation tend vers zéro, il est possible de définir un temps de régulation qui représente, dans notre cas, l'inertie de l'aquifère épikarstique. Nous retrouvons alors les mêmes temps de régulation qu'avec l'analyse du corrélogramme simple des débits. Le corrélogramme croisé tend vers zéro à quatre reprises : après un temps de régulation d'environ 8 jours (drainage rapide), puis après 35 jours environ (drainage de crue avec écoulement retardé) et deux fois en fin de graphique à 70 puis 80 jours (fréquence de). Ces temps de régulation confirment la structuration de type « gigogne » des débits à l'émergence. De plus, comme le signal d'entrée du système est aléatoire (stabilité de la densité spectrale des pluies brutes), toutes les fréquences sont représentées dans le corrélogramme croisé qui peut alors être assimilé à la fonction de transfert du système épikarstique de Lascaux.

La fonction de cohérence, présentée sur le dernier graphique de la Figure 3.29, montre la bande de fréquences pour laquelle l'information migre du signal d'entrée vers le signal de

sortie. Ce transfert est essentiellement localisé dans les basses fréquences, avec des valeurs de cohérence de 0,4 à 0,5 pour les fréquences inférieures à $0,12 \text{ j}^{-1}$ (périodes supérieures à 8 jours). Ces valeurs indiquent que le système se comporte de façon plutôt linéaire sur la période étudiée.

Enfin, la fonction de gain, représentée sur le même graphique, exprime l'amplification ou l'atténuation du signal d'entrée par le système épikarstique. Sur la période globale d'écoulement, les valeurs de gain restent inférieures à 1, indiquant une atténuation du signal d'entrée que nous pouvons interpréter comme le résultat de la création d'un stock dans le système. Nous pouvons considérer, à la vue de ces résultats, qu'en bilan global sur la durée complète du cycle 1997-1998, un stockage d'eau fut possible dans l'épikarst.

Toutefois, l'analyse étant réalisée à partir des pluies brutes, il est possible que les valeurs de gains assez faibles soient le reflet des processus qui ont lieu dans le sol pédologique et non dans le compartiment épikarst. Nous savons en effet qu'une partie non négligeable de la lame d'eau qui entre dans le système est reprise par évapotranspiration dans le sol. Cette perte pour les écoulements épikarstiques peut biaiser les résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale et être interprétée comme le résultat d'un stockage dans l'épikarst. Nous avons donc testé la réponse de l'analyse corrélatoire et spectrale sur la période du 3/11/97 au 3/08/98 en prenant les pluies nettes simulées par le modèle réservoir comme signal d'entrée du système épikarstique. Les résultats sont présentés en Figure 3.30.

La première différence avec l'analyse faite à partir des données de pluies brutes est le corrélogramme croisé. En prenant les pluies nettes comme signal d'entrée du système, on constate que le temps de réponse du système est immédiat, le délai de 1 jour observé précédemment devant correspondre au temps de transfert dans le sol. Lorsque la pluie nette est générée, l'onde énergétique est transférée vers l'émergence rapidement dans un délai inférieur à la journée.

La fonction de cohérence montre que le système se comporte de façon plus linéaire que précédemment avec des valeurs proches de 1 pour les fréquences inférieures à $0,19 \text{ j}^{-1}$ (> 5 jours). Les « pics » de linéarité à $0,12$ et $0,06 \text{ j}^{-1}$ (8 et 17 j) peuvent correspondre aux deux temps de régulation déterminés par l'analyse du corrélogramme simple des débits. L'épikarst se comporte donc de façon presque linéaire lorsque la connectivité hydraulique est réalisée.

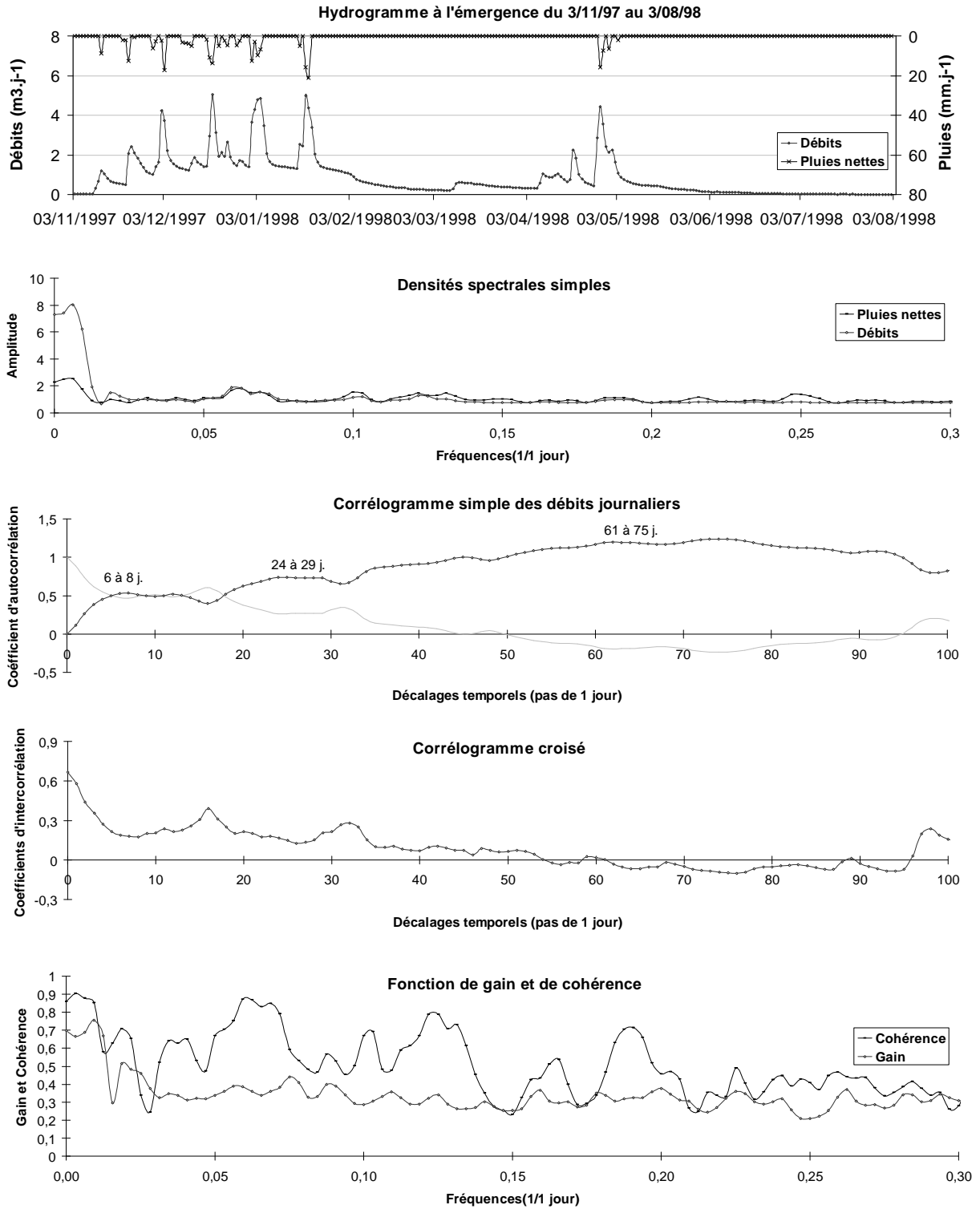


Figure 3.30. Hydrogramme à l'émergence épikarstique du 3/11/97 au 3/08/98 et résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies nettes et des débits au Sas1 (corrélogramme simple et variogramme normalisé des débits, densités spectrales simples, corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).

Le gain, enfin, est plus élevé qu'avec l'analyse réalisée à partir des pluies brutes. Une partie du gain que nous interprétons comme le résultat d'un stockage dans l'épikarst pourrait alors résulter d'une perte d'eau reprise dans le sol. Néanmoins, un stockage reste possible dans l'épikarst mais vraisemblablement de plus faible durée. Les valeurs de gain les plus faibles correspondent en effet aux hautes fréquences pour lequel le système se rapproche de la linéarité alors que le gain est proche de 1 pour la fréquence 0,0093 (environ 100 j). Le système drainerait donc la quasi totalité de la pluie nette générée durant le cycle avec, à l'intérieur du même cycle, des périodes de stockage et des périodes où le stock contribuerait au soutien à l'écoulement à l'émergence. Ces observations sont en cohérence avec l'hypothèse d'un coefficient d'écoulement égal à 1 en moyenne, même s'il n'est pas à exclure qu'une petite partie du stock reste dans l'épikarst pour participer à l'écoulement des cycles suivant.

Depuis 1996, le pas de temps d'acquisition des données de pluies et de débits est réduit à 10 minutes. Nous avons choisi d'exploiter ces données sur le cycle 1997-1998, déjà analysé au pas de temps journalier avec les pluies brutes et les pluies nettes, afin de rendre compte de la reproductibilité de l'analyse avec des pas de temps différents. Nous avons travaillé avec les données de pluies brutes au pas de temps de 10 min, le calcul des pluies nettes à ce pas de temps étant impossible en raison des variations journalières importantes de l'ETP qui nous sont inconnues. Nous garderons donc à l'esprit que le temps de réponse du système calculé englobe le temps de transfert dans le sol. Nous savons aussi que la valeur de gain peut être influencée par les pertes d'eau dans le sol par évapotranspiration.

Afin d'affiner l'étude, le cycle 1997-1998 est dissocié en deux périodes qui montrent des comportements dynamiques du système différents. Ces périodes s'étalent du 4/11/97 au 20/02/98 pour la première (période A) et du 7/03/98 au 20/06/98 pour la deuxième (période B). Les résultats sont regroupés dans la Figure 3.31. Nous avons choisi de ne représenter que le corrélogramme simple des débits au pas de temps de 10 minutes, le corrélogramme croisé au même pas de temps ainsi que la fonction de gain et de cohérence pour les deux périodes d'écoulement du cycle hydrogéologique. La comparaison de ces résultats permet en effet de rendre compte de la différence de comportement hydrodynamique entre ces deux périodes, la densité spectrale des pluies et des débits étant comparable entre les deux périodes et avec celle observée sur le cycle complet au pas de temps journalier.

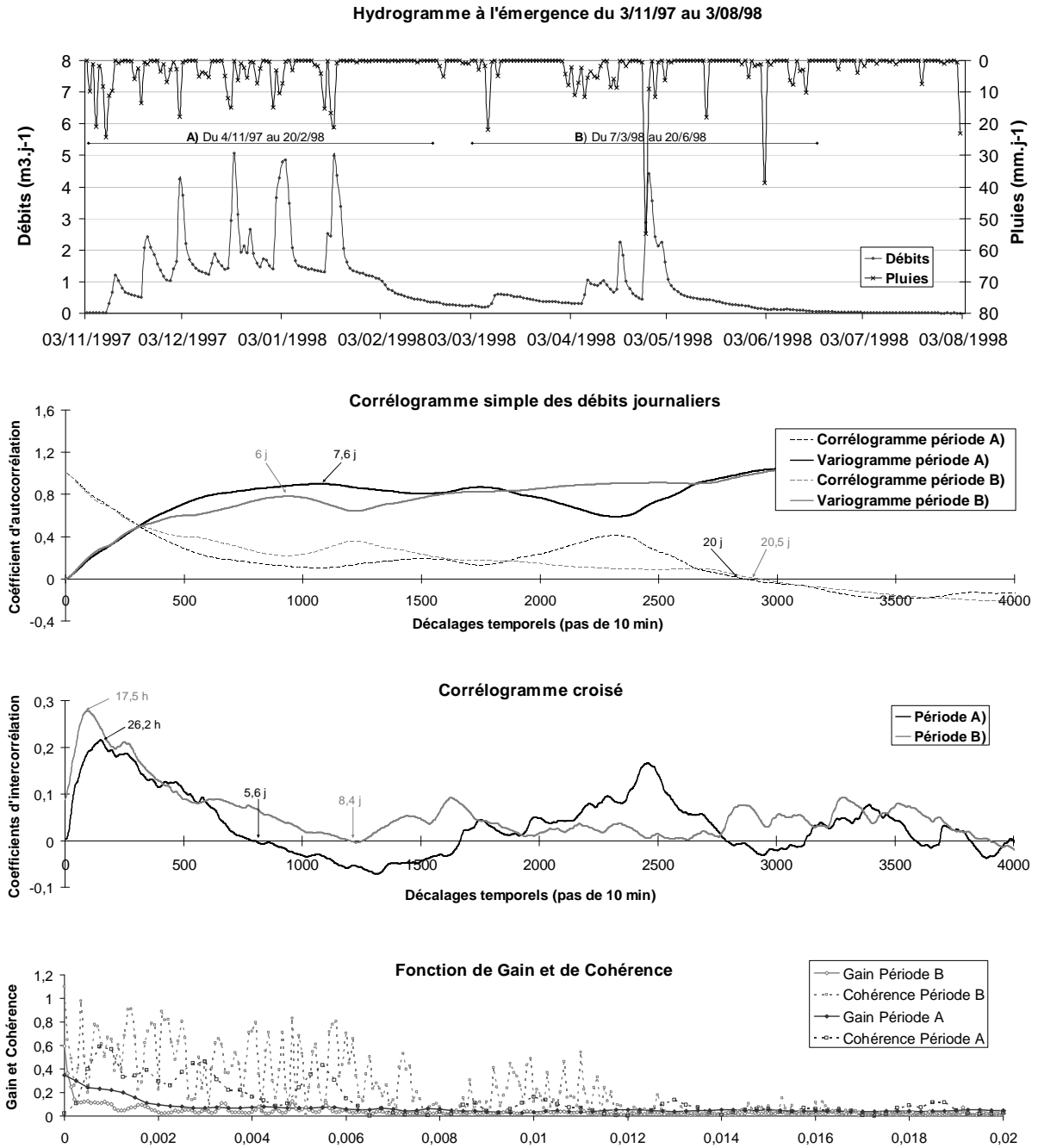


Figure 3.31. Résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies brutes et des débits au Sas1 sur les périodes A) et B) du cycle 1997-1998 au pas de temps de 10 minutes. (Hydrogramme à l'émergence, corrélogramme simple des débits corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).

L'analyse des corrélogrammes simples des débits et des variogrammes permet de comparer les temps de transfert et de régulation du système pour les deux périodes A) et B). La structure du signal de sortie de type gigogne observée au pas de temps journalier est conservée par l'analyse au pas de temps de 10 minutes. Le temps de régulation au premier

palier de la période A) est plus court (6 jours) que celui de la période B) (7,6 jours). Cette différence est plus marquée encore sur le corrélogramme croisé des débits à l'émergence. Le temps de régulation (ou durée d'influence), calculé au premier palier du corrélogramme croisé des deux périodes, est de 5,6 jours pour la période A) et de 8,4 jours pour la période B), valeurs tout à fait comparables à celles déterminées par l'analyse du corrélogramme simple. Ce résultat pourrait être la conséquence de l'existence d'un débit de base pendant la première période et non pendant la seconde. Le signal de sortie mettrait alors moins de temps à atteindre le débit de base lors de la période A) que lors de la période B) où le temps de régulation se prolonge jusqu'à atteindre un débit pratiquement nul.

On constate par ailleurs que le travail au pas de temps de 10 minutes permet d'affiner la détermination des temps de transfert par rapport à l'exercice effectué au pas de temps journalier. Ainsi, le temps de transfert pendant la période A) est plus long (26,2 heures) que celui de la période B) (17,5 heures) même si ces deux valeurs correspondent au temps de réponse de 1 jour déterminé par la même analyse réalisée au pas de temps journalier. Ces résultats pourraient être la conséquence d'un état de saturation du système plus important pendant la première période que pendant la seconde. En effet, la réponse du système pourrait être plus longue pour la période A en raison de la mobilisation d'une zone étendue de l'épikarst bien alimenté, avec des connections hydrauliques bien établies. Durant la période B), on observe peu d'épisodes de crue en raison de pluies moins importantes et moins intenses. Dans ce cas, seules les fractures proches de l'émergence seraient contributives à l'écoulement ce qui diminuerait le temps de réponse du système à l'impulsion pluvieuse.

Enfin, la comparaison des fonctions de cohérence et de gain des périodes A) et B) est riche en information sur les périodes de stockage ou de vidange du système épikarstique. En effet, on observe une nette atténuation des basses fréquences, périodes supérieures à 5,5 jours (à 10 jours le système est quasi linéaire), montrée par la fonction de gain de la période A). Ce résultat peut être expliqué par la non restitution d'une partie de la recharge lors de la période étudiée. Le système serait alors en phase de stockage durant la première période du cycle hydrogéologique 1997-1998. La fonction de gain de la période B) montre une atténuation plus importante des basses fréquences, et ce particulièrement lorsque la cohérence est maximale et donc que le système se rapproche d'un comportement linéaire. La fin du cycle hydrogéologique pourrait donc correspondre, soit à la mise en réserve des eaux d'infiltration dans l'épikarst qui serait alors dans un état de saturation non négligeable à l'entame du cycle

suivant, soit à une forte reprise des eaux du sol par évapotranspiration. L'ETP devient en effet important au printemps, période durant laquelle la demande en eau de la végétation est en pleine expansion.

Le Tableau 3.11 résume les résultats des analyses corrélatoires et spectrales réalisées à deux pas d'échantillonnage différents (journalier et dix minutes). Afin de faciliter la comparaison des résultats de l'analyse à deux pas de temps différents, les données de pluies brutes ont été utilisées en entrée. L'influence du sol sur le comportement du système est donc incluse dans cette analyse. Les résultats montrent tout d'abord que le comportement observé par ce traitement statistique est globalement le même lorsque l'on traite au pas de temps journalier de longues périodes regroupant plusieurs cycles ou bien les cycles qui composent cette période individuellement. Les temps de transferts mesurés sur les périodes 1965-1990 et 1996-2006 varient entre 1 et 2 jours, résultats identiques aux temps mesurés sur les cycles pris individuellement. Il en est de même pour les temps de régulation, avec un premier palier mesuré entre 9 et 11 jours sur les longues périodes identique aux valeurs mesurées sur les cycles traités individuellement. Le deuxième temps de régulation, qui correspond vraisemblablement à la durée des crues soutenues par un écoulement retardé, est par contre surestimé avec le traitement sur de longues périodes. Cette analyse prend en effet en compte des phases où la pluie n'est pas reprise par les écoulements épikarstiques (phases estivales notamment) ce qui engendre une composante « retard » qui n'apparaît pas dans l'analyse sur un cycle d'écoulement unique.

L'analyse corrélatoire et spectrale au pas d'échantillonnage de 10 minutes permet d'affiner la détermination des temps de transfert de pression dans le système. Au pas de temps journalier, l'analyse montre des temps qui varient entre 1 et 2 jours, gamme dans laquelle s'intègrent les temps de transferts mesurés au pas de temps de 10 minutes sur les périodes d'écoulements (de 26,5 heures pour le cycle 2004-2005 à 37,5 heures pour le cycle 2006-2007). Dans le détail, on montre que les temps de transfert sont plus courts en début qu'en fin de période d'écoulement pour les cycles 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007. Ce phénomène est inversé par rapport au cycle 1997-1998. Ces observations seraient à relier à l'intensité des pluies qui influencerait sur la forme de la réponse en débit à l'émergence. Les temps de transfert les plus courts pourraient être le résultat de pluies intenses et relativement brèves comme nous l'observons depuis 2003 en début de cycle alors que les pluies moins intenses qui durent plus longtemps engendreraient des temps de réponses plus longs.

Tableau 3.11. Résultat de l'analyse corrélatoire et spectrale au pas de temps journalier et au pas de temps de 10 minutes.

	Période d'analyse	Temps de transfert	Temps de régulation	Gain lorsque la cohérence ≈ 1
Pas de temps journalier	1965-1990	2 jours	9 et 34 jours	> 1
	1996-2006	1 jour	11 et 38 jours	< 1
	2003-2004	1 jour	10 et 29 jours	< 1
	Période d'écoulement			
	2004-2005	2 jours	9 et 26 jours	< 1
	2005-2006	2 jours	10 et 25 jours	< 1
	Période d'écoulement			
	2006-2007	2 jours	10 et 27 jours	< 1
Période d'écoulement				
Pas de temps de 10 minutes	2003-2004	22 heures	Période trop courte	< 1
	Première crue			
	2004-2005	26,5	9,8 et 25,4	= 1
	2005-2006	40, 2	10,2 et 24,7	> 1
	Période d'écoulement			
	2005-2006	23 heures	Période trop courte	>> 1
	Première crue			
	2005-2006	41 heures	3,3 jours	< 1
	2006-2007	37,5	9,8 et 26,8	> 1
	Période d'écoulement			
	2006-2007	34 heures	Période trop courte	< 1
	Première crue			
2006-2007	88 heures	Période trop courte	< 1	
Dernière crue				

Ces hypothèses sont confirmées par l'analyse des fonctions de gain et de cohérence au pas de temps journalier. Sur la période 1965-1990, le gain est supérieur à 1 lorsque le système est linéaire (cohérence ≈ 1) interprété comme une tendance au drainage de la réserve épikarstique pour la majorité de ces cycles. De 1996 à 2006, la tendance s'inverse avec un gain inférieur à

1. Deux interprétations complémentaires peuvent expliquer ce phénomène. Tout d'abord, depuis 1996, les périodes d'écoulements ont tendance à être décalées vers le printemps, période durant laquelle l'ETP devient important. Une part importante de la pluie brute n'atteindrait pas l'épikarst faisant ainsi chuter la valeur de gain. De plus, ces cycles sont plutôt déficitaires en termes de recharge. En fin de cycle, la connectivité hydraulique dans l'épikarst n'est probablement pas assez importante pour créer de l'écoulement. On peut ainsi penser qu'une part de l'eau qui s'infiltre est retenue dans le système créant un stock dans l'épikarst. Une partie des eaux collectées à l'émergence pourrait dès lors ne pas provenir des pluies du cycle étudié mais pourrait être le résultat d'un mélange avec des eaux préexistantes dans l'épikarst.

En résumé, l'analyse corrélatrice et spectrale montre que le comportement hydrodynamique du système épikarstique est uniforme que le traitement soit réalisé au pas de temps journalier, au pas de temps de 10 minutes, sur des cumuls de cycles, sur des cycles pris individuellement ou sur des parties de cycle hydrogéologique. L'analyse au pas de temps de 10 minutes permet d'affiner la détermination des temps de transfert et de régulation. Les débits se structurent suivant 3 temps de régulations différents qui pourraient correspondre à 3 types d'écoulements différents :

- l'écoulement rapide par les zones contributives bien alimentées du système sans soutien à l'écoulement (durée de 6 à 8 jours),
- la vidange rapide de crues importantes par les zones bien alimentées avec soutien à l'écoulement par des zones capacitatives du système (durée de 24 à 29 jours),
- la fréquence de base de l'écoulement (65 à 71 jours).

Les temps de transfert sont rapides dans le système (1 à 2 jours), caractérisé par une réponse en débit à l'évènement pluvieux de type fissurée karstique. C'est probablement le temps de transfert dans le sol qui est le plus long (de l'ordre de la journée) le temps de transfert dans l'épikarst devenant rapide une fois les pluies nettes générées. L'analyse au pas de temps de 10 minutes permet de nuancer cette observation en montrant des variations des temps de transfert en fonction de l'intensité des épisodes pluvieux. L'énergie serait transférée à l'émergence d'autant plus rapidement que l'intensité des pluies est forte, les épisodes pluvieux moins intenses et plus longs engendrant des réponses plus étalées dans le temps. Enfin, les fonctions de gain et de cohérence peuvent être de bons indicateurs de la mise en réserve ou du drainage d'eau par le système. Seulement, l'interprétation du gain avec l'analyse à partir des pluies

brutes doit prendre en compte la rétention de l'eau par le sol dont on peut s'affranchir en considérant les pluies nettes comme entrée du système. De plus, pour être satisfaisante, l'interprétation des valeurs de gain doit porter sur des périodes qui absorbent un cycle complet d'évènements pluvieux et non sur une crue isolée d'un cycle hydrogéologique. Le caractère excédentaire ou déficitaire ne peut en effet être défini qu'en comparant un cycle avec le précédent, ce dernier guidant la saturation en eau du système lors de la reprise des écoulements.

L'ensemble de ces résultats permet de bien rendre compte du comportement hydrodynamique du système épikarstique. Cette connaissance approfondie permet alors d'envisager la modélisation des transferts de pression dans l'épikarst de Lascaux. Nous avons choisi d'utiliser, pour cet exercice, un modèle à plusieurs réservoirs qui permet de compartimenter le système épikarstique en restant cohérent avec les observations géologiques précédemment réalisées et avec les différents types de réponses en débit que nous venons d'identifier.

3.3.4 Modélisation du fonctionnement hydrodynamique de l'épikarst par un modèle réservoir

Les modèles réservoirs, aussi appelés modèles conceptuels sont basés sur la conceptualisation du fonctionnement hydrodynamique du système. Ils sont développés à partir d'équations simples de vidange de différents réservoirs liés entre eux. Ces réservoirs se remplissent et se vident en transformant l'impulsion pluvieuse en débit à l'exutoire du système. La structure de ces modèles est généralement basée sur une fonction de production qui constitue l'entrée du modèle, déterminée pour le site de Lascaux au paragraphe 3.2.3, et une fonction de transfert qui détermine la vitesse avec laquelle les ondes énergétiques traversent le système. Les modèles réservoirs présentent les avantages de garder en mémoire les états de saturation des cycles hydrogéologiques précédents dans chacun des réservoirs et de simuler les étapes majeures du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère. Ce type de modèle est classiquement utilisé en hydrologie pour simuler les débits des cours d'eau à partir des données de précipitation : TOPMODEL (BEVEN and KIRBLY, 1979), HBV (BERGSTRÖM and FORMAN, 1973), IHACRES (JAKEMAN et *al.*, 1990), GR4J (PERRIN et *al.*, 2003). Les modèles réservoir ont aussi été utilisés pour simuler des flux chimiques (modèle à réservoirs de mélange, LEE and KROTHER, 2001) et pour simuler les débits aux sources

karstiques. Il existe en effet de nombreux anciens modèles appliqués au karst (MERO, 1964 ; BEZES, 1976). Plus récemment, ces modèles ont été améliorés par l'utilisation de logiciels adaptés tel que Gardenia[®] développé par le BRGM (THIERY, 1997) ou Vensim[®] (FLEURY, 2005).

Les modèles réservoir, et plus généralement l'ensemble des modèles globaux, se révèlent appropriés pour simuler les réponses en débits de sources à partir des données de pluie, à condition que la fonction d'entrée et le fonctionnement du système étudié soient stationnaires. Cette condition est remplie si la chronique de pluie n'est pas affectée par un changement radical du climat, ou si le système n'est pas sujet à un changement physique (comblement ou ouverture de conduits, pompage excessif). Le système de Lascaux paraît alors tout approprié pour tester la validité d'un modèle réservoir afin de simuler la réponse en débit d'une émergence dans un contexte épikarstique.

3.3.4.1 Structure du modèle réservoir

Nous avons développé un modèle réservoir empirique dont les objectifs sont :

- de tester la validité d'un tel modèle dans un contexte particulier d'épikarst comblé,
- de simuler aussi bien que possible les transferts rapides et lents de pression dans le système épikarstique,
- de proposer un outil de gestion capable de prédire l'évolution des débits à l'émergence épikarstique sous différentes conditions climatiques (périodes répétées de sécheresses, périodes très humides),
- de simuler, dans un cadre plus général, le signal d'entrée de la zone d'infiltration de l'aquifère karstique.

Nous avons choisi d'utiliser le logiciel EXCEL[®] pour coder le modèle, ceci afin d'avoir une prise directe sur les équations qui régissent les modalités de transferts de pression dans les différents réservoirs et de pouvoir, le cas échéant, intervenir sur celles-ci pour développer le modèle. En première approche, un modèle simple a été construit afin de représenter les fonctions transmissives et de stockage du système épikarstique uniquement basé sur l'analyse des hydrogrammes à l'émergence. Ce modèle est basé sur une fonction de production établie au paragraphe 3.2.3 et une fonction de transfert qui consiste en deux réservoirs. Un premier réservoir à vidange lente transcrit les transferts de pression lents et un réservoir à vidange rapide traduit les réponses rapides en débit à l'impulsion pluvieuse. Le modèle est développé

à un pas de temps journalier et utilise les données de pluie et de débit à l'émergence disponibles depuis 1965 (avec une interruption de la mesure des débits de 1990 à 1996). L'initialisation du modèle est réalisée à partir des données du premier cycle hydrogéologique étendu (du 1/1/1965 au 30/9/1966).

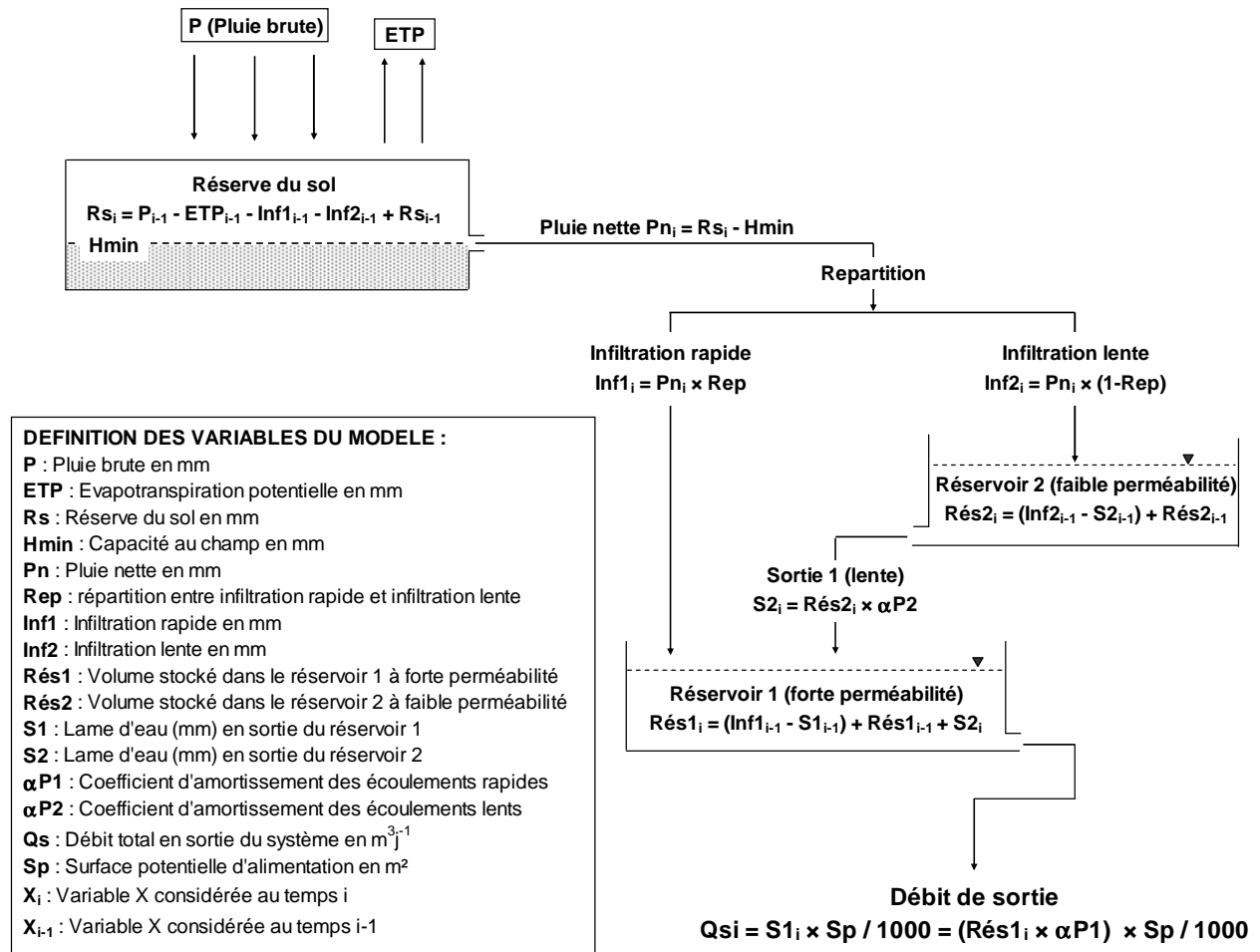


Figure 3.32. Structure du modèle à deux réservoirs.

La Figure 3.32 décrit la structure du premier modèle développé à deux réservoirs. La fonction de transfert consiste en effet en deux réservoirs : le Réservoir 1 à forte perméabilité guide les transferts de pression rapide et le Réservoir 2 à plus faible perméabilité représente les zones plus capacitatives du système épikarstique. Les pluies nettes sont réparties entre les deux réservoirs en fonction d'un coefficient Rep tel que : $Rep + (1 - Rep) = 1$. La totalité de la pluie nette transite donc par l'un ou l'autre des deux réservoirs. Après avoir testé plusieurs structures de modèle différentes telle que la vidange du Réservoir 2 directement à l'exutoire et afin de garder une cohérence avec notre connaissance de l'organisation du système, nous avons finalement choisi de vidanger le Réservoir 2 dans le Réservoir 1. Ce schéma théorique

représente la vidange des zones capacitives du système (matrice calcaire et fissures comblées) par les zones transmissives (fissures ouvertes et fractures) avant que les écoulements n'atteignent l'émergence épikarstique. La charge hydraulique dans chacun des réservoirs est représentée par une hauteur d'eau (en mm) calculée à chaque pas de temps. La quantité d'eau qui sort de chaque réservoir est fonction de la charge hydraulique dans le réservoir et suit une loi de Maillet qui correspond à la vidange d'un réservoir à travers un tube poreux (MAILLET, 1905). Ainsi, pour chaque jour, la lame d'eau en sortie de chaque réservoir est déterminée par l'Équation 3-17 :

$$\int_i^{i+1} S = Rés \times \alpha P$$

Équation 3-17. Calcul de la lame d'eau en sortie de chaque réservoir.

Où S est la lame d'eau en sortie du réservoir (en mm), $Rés$ est la lame d'eau (en mm) dans le réservoir et αP est le coefficient d'amortissement (en jour^{-1}) du réservoir.

Chaque réservoir, transfert rapide (Réservoir 1) et transfert lent (Réservoir 2), possède son propre coefficient d'amortissement ($\alpha P1$ et $\alpha P2$) qui le caractérise. Le débit en sortie de système correspond à la vidange du Réservoir 1 qui cumule les transferts rapides par les zones transmissives et la vidange des zones capacitives de l'épikarst (Réservoir 2).

3.3.4.2 Calcul de l'erreur de la modélisation

Plusieurs critères d'erreurs peuvent être utilisés afin de rendre compte de la qualité de la simulation et permettre d'améliorer le calage pas à pas. Nous retiendrons l'erreur quadratique ($E[Erreur^2]$), la RMS (Root Mean Square = $\sqrt{E[Erreur^2]}$), le critère de Nash (C_{Nash}), et l'erreur globale (E_G).

Le premier critère, appelé $E[Erreur^2]$ correspond à l'erreur quadratique moyenne du modèle. Son calcul est défini par l'Équation 3-18 :

$$E[Erreur^2] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{mes(i)} - Q_{calc(i)})^2$$

Équation 3-18. Principe du calcul de $E[Erreur^2]$.

Où Q_{mes} est le débit mesuré à l'émergence épikarstique, Q_{calc} le débit calculé par le modèle à deux réservoirs et N le nombre de mesures.

La RMS n'est autre que la racine carrée de l'erreur quadratique. Son calcul correspond à l'Équation 3-19 :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{mes(i)} - Q_{calc(i)})^2} = \sqrt{E[Erreur^2]} \text{ (m}^3\text{j}^{-1}\text{)}$$

Équation 3-19. Principe du calcul de la RMS.

Le critère de Nash (NASH and SUTCLIFFE, 1970) est très fréquemment utilisé pour quantifier l'erreur d'une simulation réalisée avec un modèle à plusieurs réservoirs. Il est calculé selon l'Équation 3-20 et s'exprime en % :

$$C_{Nash} = 1 - \frac{\sum (Q_{mes(i)} - Q_{calc(i)})^2}{\sum (Q_{mes(i)} - Q_{moy})^2} = 1 - \frac{E[Erreur^2]}{Var[Q]} \quad (\%)$$

Équation 3-20. Principe du calcul du critère de Nash.

Où Q_{mes} est le débit mesuré à l'émergence épikarstique, Q_{calc} le débit calculé par le modèle à deux réservoirs, Q_{moy} le débit mesuré moyen sur le cycle étudié et $Var[Q]$ la variance des débits.

La principale limite de l'utilisation du critère de Nash provient du fait que son calcul est dépendant de la variance $Var[Q]$ qui peut être très différente suivant les cycles étudiés de sorte qu'il devient difficile de comparer les critères de Nash d'un cycle à l'autre. De plus, pour une même erreur quadratique $E[Erreur^2]$, C_{Nash} peut prendre plusieurs valeurs toujours en fonction de la variance :

- $C_{Nash} = 0$ si $E[Erreur^2] = Var[Q]$ et
- $C_{Nash} \rightarrow 1$ si $Var[Q]$ augmente pour une même valeur $E[Erreur^2]$

En étudiant les limites de variation de C_{Nash} on prend alors conscience des dangers de l'utilisation de ce critère pour comparer les erreurs du modèle entre les différents cycles. En effet :

- quand $Var[Q] \rightarrow 0$, $\lim C_{Nash} \rightarrow -\infty$ et aucun modèle ne peut être satisfaisant
- quand $Var[Q] \rightarrow \infty$, $\lim C_{Nash} \rightarrow 1$ et tous les modèles sont satisfaisants

Le critère de Nash est donc un critère qui peut montrer que plus le signal débit est complexe (i.e. à forte variabilité) plus on peut admettre d'erreur au niveau du modèle pour le simuler.

Nous lui préférons donc un calcul d'erreur globale du modèle (E_G) qui correspond à la moyenne des pourcentages d'erreurs faites point par point. Son calcul est présenté dans l'Équation 3-21, la dimension est le % :

$$E_G = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{|Q_{calc(i)} - Q_{mes(i)}|}{Q_{mes(i)}} \right)^2} \quad (\%)$$

Équation 3-21. Principe du calcul de l'erreur globale E_G .

Où $Q_{mes(i)}$ est le débit mesuré à l'émergence épikarstique, $Q_{calc(i)}$ le débit calculé par le modèle à deux réservoirs au temps i et N le nombre de mesures.

Ce dernier critère d'erreur E_G présente l'avantage de prendre aussi bien en compte, et de la même manière, les erreurs aux pics entre les signaux des débits calculés et mesurés que les erreurs faites sur la détermination des débits de base.

3.3.4.3 Résultats de la modélisation à deux réservoirs

Les résultats de la simulation sont obtenus après l'initialisation du modèle sur la période du 1/01/1965 au 30/09/1966. L'initialisation permet de débiter la modélisation avec un état de saturation du sol et des réservoirs définis par les événements pluvieux passés. Nous avons pris le parti de fixer un coefficient d'écoulement à 100 % estimant en effet que la totalité de la pluie nette de l'aire d'alimentation du système transite par l'émergence sans qu'il n'y ait de pertes dans le système. La définition de l'aire d'alimentation exposée au paragraphe 3.2.5.2 prend alors ici toute son importance. Celle-ci peut en effet varier selon le cycle considéré estimant que la totalité du sol inclus dans le bassin versant hydrogéologique ne participe pas forcément à l'alimentation de l'émergence, et ce en fonction des conditions climatiques de la recharge et de l'état des connections hydrauliques du réseau d'alimentation. Les variations de l'aire de l'alimentation sont tout de même bornées entre 1100 m² et 2500 m² afin de rester cohérent avec la réalité physique du site d'étude. Les paramètres de calage du modèle sont donc au nombre de quatre :

- Sp : surface potentielle d'alimentation [1100 - 2500 m²]

- *Rép* : répartition des écoulements entre le Réservoir 1 (rapide) et le Réservoir 2 (lent)
- $\alpha P1$ et $\alpha P2$: coefficients d'amortissements des réservoirs 1 et 2 respectivement.

Nous avons de plus choisi de fixer un certain degré de liberté sur le paramètre H_{min} du sol permettant ainsi de caler la date d'apparition des écoulements pendant un cycle hydrogéologique. Dans le modèle exposé ici, $H_{min} = 100 \text{ mm} \pm 30 \%$. Les paramètres du modèle sont calés manuellement sur la majorité des cycles étudiés, la plus grande finesse étant recherchée sur les cycles à partir de 2003 dont les mesures de pluies et de débits sont parfaitement maîtrisées.

Les résultats de la simulation sont présentés en Figure 3.33 pour les cycles 2005-2006 et 2006-2007 dont les pluies et les débits mesurés sont bien contrôlés. De plus, ces deux cycles sont représentatifs de l'ensemble des résultats de la simulation. Les paramètres de calage sont présentés dans le Tableau 3.12.

D'une manière générale, le modèle permet de bien reproduire l'allure de la réponse en débit de l'émergence épikarstique aux sollicitations pluvieuses. La reprise des écoulements relativement tardive est calée en fixant une valeur de H_{min} assez élevée pour un sol de formations calcaires bien que le sol de Lascaux soit globalement bien développé. La surface potentielle d'alimentation est cohérente avec la réalité terrain et le modèle est calé en répartissant 55 % des pluies nettes vers le Réservoir 1 (rapide) et 45 % vers le Réservoir 2 (lent). $\alpha P1 = 0,5$ ce qui correspond au temps de régulation de l'impulsion pluvieuse qui crée le pic de crue. $\alpha P2 = 0,03$ c'est-à-dire environ 30 jours, temps qui correspond à la durée d'influence déterminée grâce à l'analyse corrélatoire (Cf. paragraphe 3.3.3). Cette durée correspond à la vidange d'une crue importante avec soutien d'un écoulement retardé. Ce modèle, même s'il est une représentation globale et empirique du système épikarstique réel, respecte bien les caractéristiques hydrodynamiques déterminées de manière indépendante.

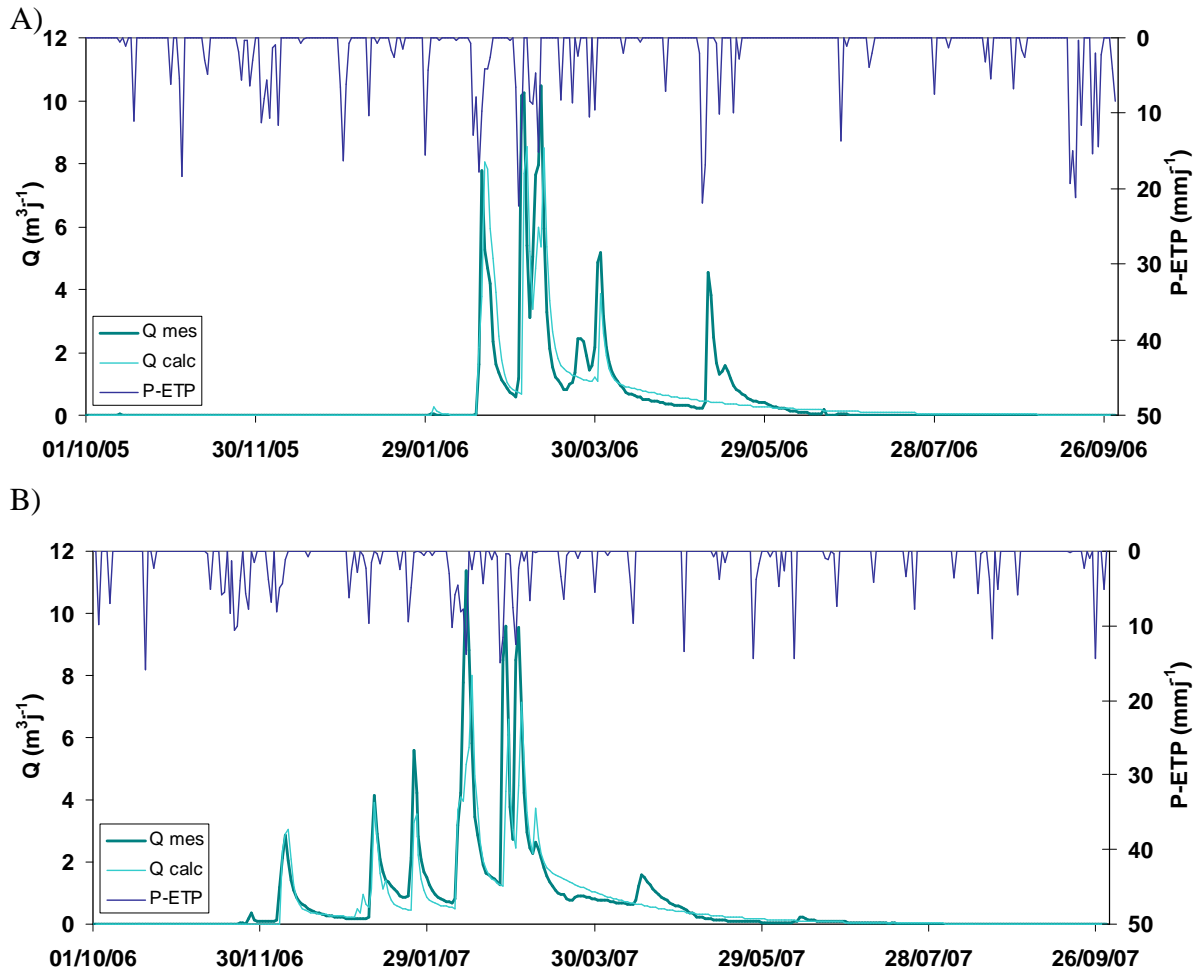


Figure 3.33. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à deux réservoirs pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).

Tableau 3.12. Résultat du calage du modèle à deux réservoirs.

	Cycle 2005-2006	Cycle 2006-2007
H_{min}	130 mm	130 mm
Sp	1380 m^2	1500 m^2
$Rép$	0,45	0,45
$\alpha P1$	0,5	0,5
$\alpha P2$	0,03	0,03
RMS	0,87 $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$	0,82 $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$
C_{Nash}	63,8 %	72,2 %
E_G	109 %	48 %
$Var(Q_{mes})$	2,12 $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$	2,39 $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$

Sur les deux cycles présentés ici, les critères de Nash relativement bons ($> 60\%$) peuvent être comparés en raison de variances assez proches qui influent de la même façon sur le critère. On constate néanmoins que l'erreur quadratique ($E[Erreur^2]$) est importante pour les deux cycles 2005-2006 et 2006-2007, comme pour la majorité des cycles ainsi modélisés. L'erreur globale (E_G) est assez forte pour le cycle 2005-2006 alors que la simulation est satisfaisante pour le cycle 2006-2007. Ces valeurs représentant la somme des erreurs calculées point par point, il est donc pratiquement impossible d'approcher la valeur 0 et la simulation sera dite satisfaisante quand l'erreur globale sera inférieure à 50 %. L'erreur globale, plus importante pour le cycle 2006-2006 que celle du cycle 2006-2007, peut être attribuée à l'incapacité du modèle à restituer les crues de fin de cycle (début avril pour le cycle A et mi-mars pour le cycle B). Cette constatation se vérifie pour l'ensemble des cycles modélisés qui possèdent des crues de printemps. La forte erreur globale du modèle pour le cycle 2005-2006 serait donc en partie expliquée par la forte crue d'avril ($Q_{max(avril)} = 4,5 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$) restituée par la simulation. La crue de printemps du cycle 2006-2007 non reproduite par le modèle étant moins importante ($Q_{max(mars)} = 1,3 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$), l'erreur globale est donc moins affectée.

Suivant ces constatations, nous avons voulu optimiser le modèle en tentant de comprendre qu'elles pouvaient être les raisons de la « non restitution » des crues tardives de printemps. La première hypothèse proposée est une sous-estimation possible de l'ETP durant le printemps, hypothèse déjà évoquée au paragraphe 3.1.3.2. Nous avons donc testé l'effet d'un abaissement de la valeur d'ETP de 40 % à partir du mois de mars sur la réponse simulée à l'exutoire. La Figure 3.34 montre les résultats de cette nouvelle simulation pour les mêmes cycles 2005-2006 et 2006-2007. Si des pics de crue apparaissent maintenant en fin de cycle, leur allure ne correspond pas aux crues de printemps observées, avec un retard important de la montée des débits pour le cycle A et des tarissements trop rapides dans les deux cas. L'erreur globale des deux simulations est d'ailleurs dégradée avec plus de 180 % pour le cycle A et près de 67 % pour le cycle B. Cette hypothèse ne paraît donc pas totalement satisfaisante.

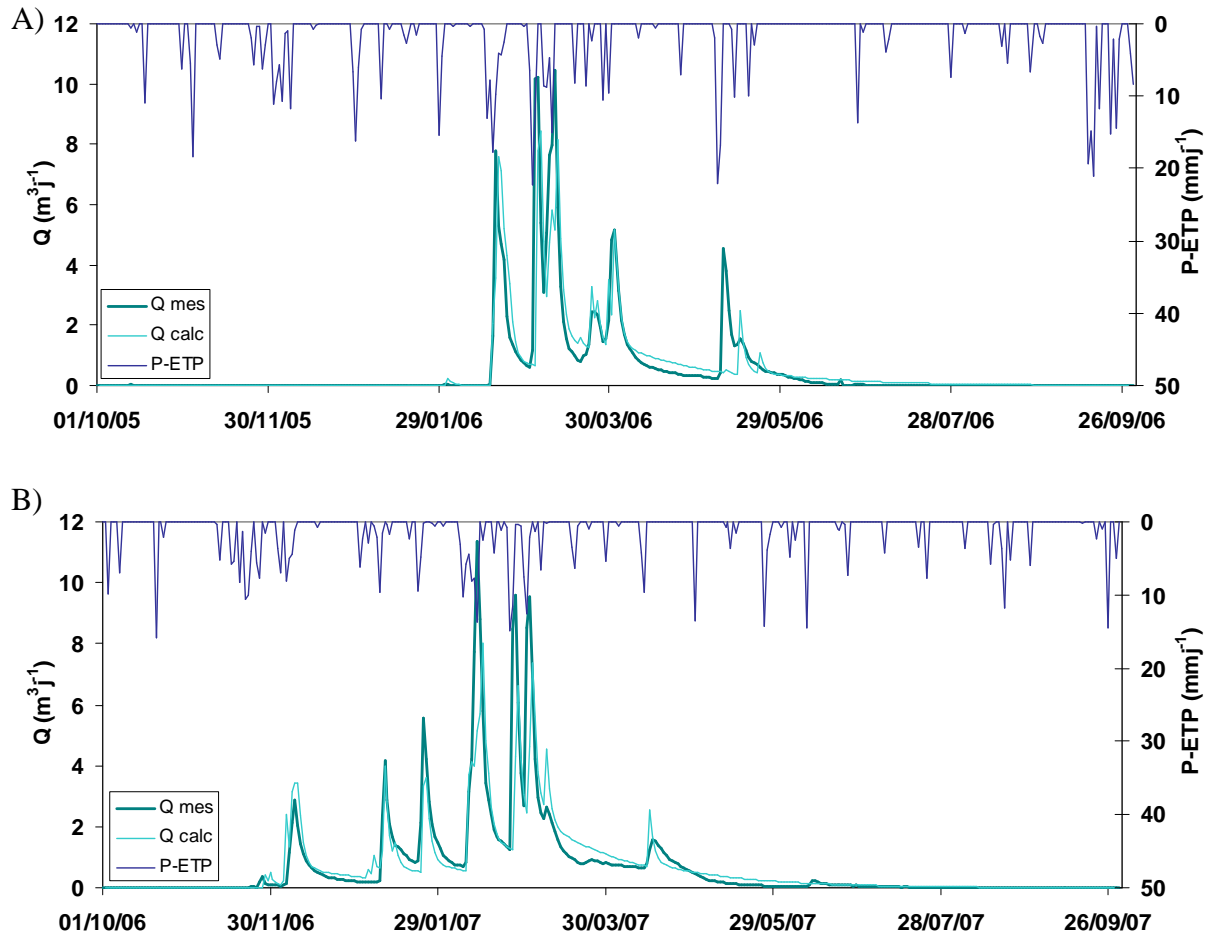


Figure 3.34. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à deux réservoirs avec correction des données d'ETP en fin de cycle pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).

Nous avons dès lors voulu tester l'effet d'une possible alimentation retardée de l'aquifère épikarstique par les formations de remplissages. A cet effet, un nouveau modèle a été construit en ajoutant un réservoir (Réservoir 3) qui représente les formations de remplissage. La structure de ce nouveau modèle à 3 réservoirs est présentée en Figure 3.35. Il est construit sur le même principe que le modèle précédent avec l'ajout d'un compartiment sol spécifique aux remplissages, à partir duquel sont créées des pluies nettes qui viennent alimenter le Réservoir 3. Nous considérons, au vu des caractéristiques lithologiques des formations de remplissages, qu'il faut atteindre un certain état de saturation pour que des écoulements gravitaires soient créés dans ces formations. Le SeuilR représente à cet effet la lame d'eau dans les remplissages à partir de laquelle des écoulements gravitaires sont générés. De plus, il s'agit ici d'un milieu faiblement transmissif en raison de la présence d'argile. Des tests ont

permis de déterminer un temps moyen de transfert de 36 jours pour que des écoulements générés dans les remplissages atteignent les formations calcaires. Les écoulements qui proviennent des remplissages sont alors drainés par le réservoir à forte perméabilité des calcaires (Réservoir 1) après un délai de 36 jours intégré dans le modèle.

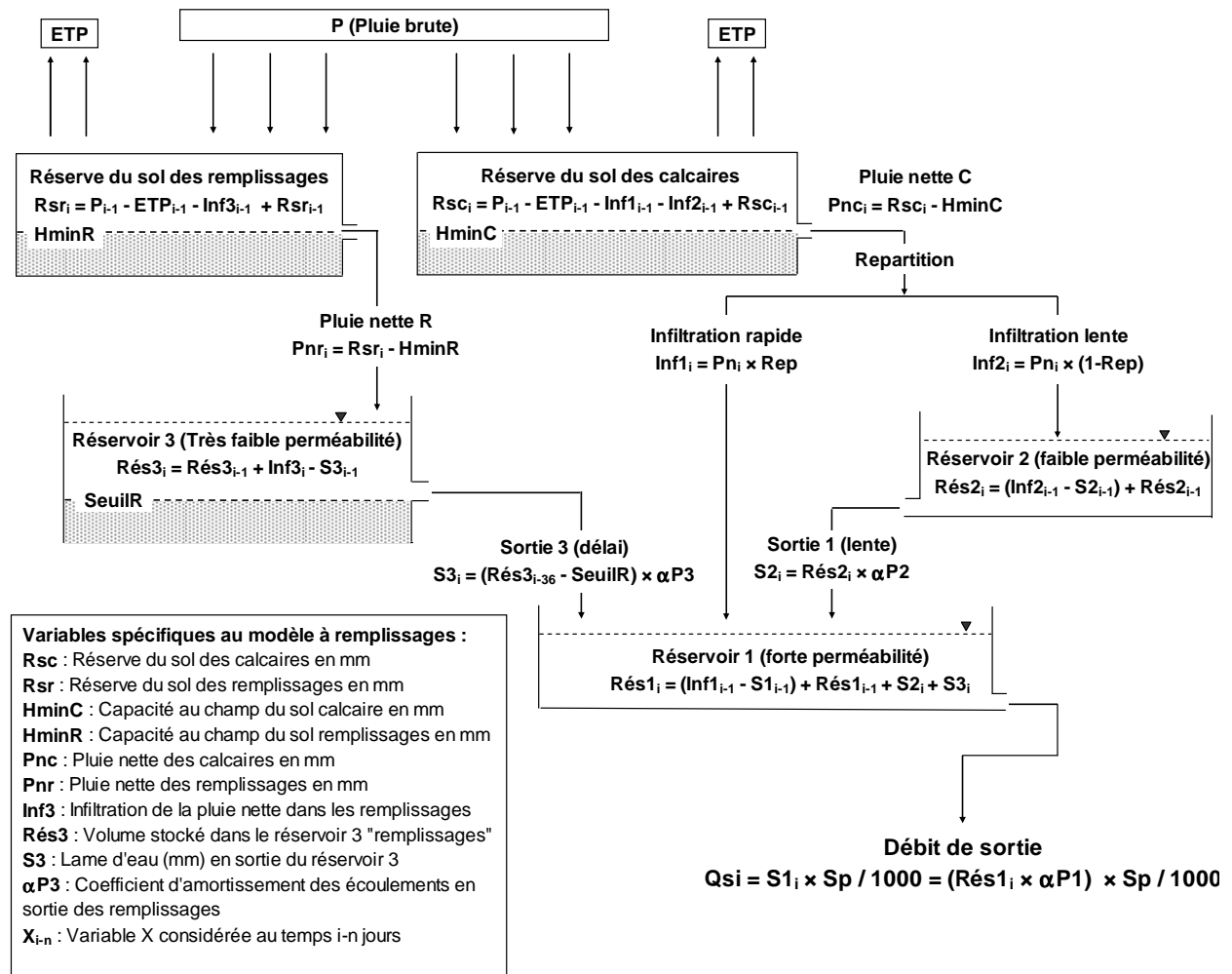


Figure 3.35. Structure du modèle à trois réservoirs.

La Figure 3.36 montre les résultats de la simulation avec l'utilisation du modèle à 3 réservoirs sur les cycles 2005-2006 et 2006-2007. Les paramètres du modèle à deux réservoirs ont été conservés pour les réservoirs 2 et 3, les caractéristiques du sol sont les mêmes au-dessus des calcaires et au-dessus des remplissages et le coefficient d'amortissement $\alpha P3$ du Réservoir 3 (remplissages) a été calé à 0,43 c'est-à-dire un temps de régulation faible (de l'ordre de 2,5 j) lorsque le milieu est saturé.

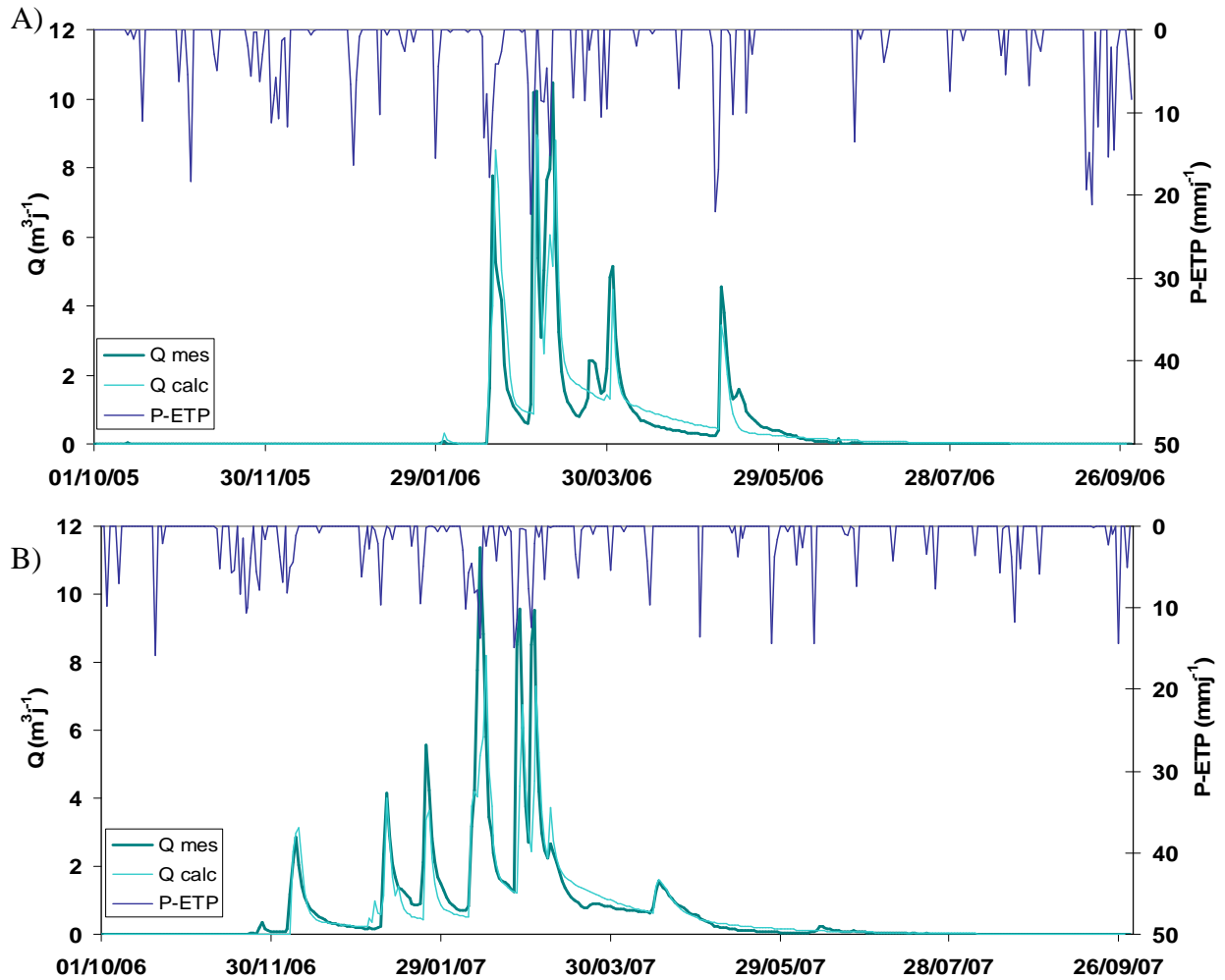


Figure 3.36. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à trois réservoirs pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).

Tableau 3.13. Comparaison des erreurs des modèles à 2 et 3 réservoirs pour les cycles 2005-2006 et 2006-2007.

	Cycle 2005-2006		Cycle 2006-2007	
	Modèle 2 réservoirs	Modèle 3 réservoirs	Modèle 2 réservoirs	Modèle 3 réservoirs
RMS	0,87 $\text{m}^3 \text{j}^{-1}$	0,8 $\text{m}^3 \text{j}^{-1}$	0,82 $\text{m}^3 \text{j}^{-1}$	0,8 $\text{m}^3 \text{j}^{-1}$
C_{Nash}	63,8 %	69,9 %	72,2 %	72,3 %
E_G	109 %	114 %	48 %	46 %

L'adjonction d'un réservoir « remplissages » à écoulements retardés permet de bien restituer les crues de printemps. Les montées de débits sont parfaitement reproduites alors que le tarissement simulé de la dernière crue du cycle A ne tient pas compte du regain de débit le 15 avril 2006. Pour le cycle B, la montée de la crue de printemps, sa vidange et son tarissement sont parfaitement restitués par le modèle.

Le Tableau 3.13 rend compte de l'évolution des critères d'erreur pour le passage d'un modèle deux réservoirs à un modèle trois réservoirs pour les deux cycles 2005-2006 et 2006-2007. L'erreur quadratique $E[Erreur^2]$ et le critère de Nash C_{Nash} montrent tout les deux une amélioration de la qualité de la simulation. Cette amélioration est particulièrement significative pour l'erreur quadratique du cycle A qui gagne près de 13 %. Pour le cycle B, c'est l'erreur globale qui progresse le plus avec un gain de 3 %.

Cette dernière simulation montre qu'il est possible de se rapprocher du signal des débits réels par la prise en compte d'un écoulement retardé qui ne serait généré qu'après l'atteinte d'un certain seuil de saturation. Seulement, ces résultats ne constituent en aucun cas une preuve de l'existence d'une alimentation de l'aquifère épikarstique par les formations de remplissages. Ils permettent d'étayer la réflexion sur le fonctionnement global du système épikarstique, et montrent qu'en posséder une bonne connaissance est indispensable pour la modélisation, même lorsque l'on travaille sur des bilans globaux. L'utilisation de modèles réservoirs ne peut en effet n'être intéressante que s'il est possible de rapprocher les différents compartiments du modèle à une réalité physique du système simulé tant il est possible de modéliser n'importe quel signal par la multiplication de réservoirs dans le modèle.

PARTIE 4 Transferts hydrique et gazeux dans l'épikarst

Afin d'appréhender le fonctionnement du système épikarstique dans son ensemble, il convient de rappeler la différence fondamentale entre la propagation des ondes énergétiques dans l'aquifère, le transfert de pression, et le mouvement réel des molécules d'eau, le transfert de masse ou le « transit ». Nous avons montré en PARTIE 3 que les réponses en débits aux sollicitations pluvieuses sont rapides à l'émergence épikarstique avec un comportement dynamique de l'épikarst de type fissuré karstique. Or, les transferts de masse ne suivent pas nécessairement ce schéma.

Par l'étude des transits, nous avons donc pour objectif de remonter aux différentes origines possibles de l'eau collectée aux exutoires du système épikarstique en étudiant dans le même temps l'histoire des écoulements qui circulent du sol vers la zone non saturée de l'aquifère karstique. Nous regrouperons alors sous le terme de « modalités d'infiltration » les caractéristiques liées au transit de l'eau dans le système épikarstique, de son ou ses origine(s) jusqu'à leur collecte aux exutoires en qualifiant la ou les condition(s) physico-chimique(s) qu'ont rencontré les écoulements lors de leur transit. Dans cette quatrième partie du manuscrit, est étudié l'ensemble des paramètres physico-chimiques qui peuvent renseigner sur les modalités d'infiltration des eaux dans l'épikarst en se concentrant sur les marqueurs possibles de l'origine et des conditions de circulation de l'eau dans le système. Pour réaliser cet exercice, les analyses chimiques et isotopiques des eaux des précipitations et en sortie du système épikarstique constituent des outils pertinents car les variations de ces paramètres dépendent à la fois des conditions physiques et chimiques propres à l'encaissant et des modalités de transit de l'eau de la zone d'alimentation vers l'exutoire du système.

En milieu carbonaté calcique, l'acquisition et la perte de la minéralisation des eaux en circulation dans le système sont régies par les réactions acide/base du système calco-carbonique. Il convient donc d'étudier en premier lieu les équilibres calco-carboniques que réalisent les eaux au cours de leur transit qui permettent de caractériser le fonctionnement hydrochimique du système épikarstique. Un suivi des isotopes stables de l'eau (deutérium, ^2H et oxygène 18, ^{18}O) dans les précipitations et à l'émergence épikarstique est riche d'enseignements sur les origines possibles (spatiales et temporelles) des eaux en circulation dans l'épikarst. Ce suivi constitue en effet un traçage naturel des écoulements en raison du

caractère très conservatif de ces isotopes. Les variations en isotope stable du carbone, le carbone 13 (^{13}C), sont sensibles aux conditions de circulation des eaux. Leur étude est donc importante pour la compréhension des modalités d'infiltration. Enfin, le CO_2 est une des variables essentielles de la minéralisation des eaux karstiques. Il est de plus présent en quantité importante sous forme gazeuse dans les parties basses de la cavité de Lascaux. Son étude fait l'objet d'un chapitre à part entière à la fin de cette quatrième partie.

Chapitre 4.1 Théorie de l'analyse chimique des eaux karstiques pour la connaissance des modalités de transit

4.1.1 Chimie des solutions en contexte karstique

4.1.1.1 Cycle du carbone dans les eaux naturelles

Les carbonates sont des sels peu solubles dans l'eau pure ($K_s = 3.8.10^{-9}$ pour la calcite à 25°C). Cependant, ils constituent l'essentiel de la minéralisation d'une eau karstique. Cette contradiction apparente est bien vite effacée lorsqu'on inclut la participation de l'anhydride carbonique de la phase gazeuse qui accroît en effet de manière considérable les possibilités de dissolution des carbonates : elle joue le rôle de facteur de contrôle de cette dissolution. Cette dernière est réalisée suivant les réactions de base du système calco-carbonique $CO_2/H_2O/CaCO_3$. Ce système est complexe car l'équilibre est réalisé entre trois phases distinctes comme le montre la Figure 4.1 :

- Une phase gazeuse constituée par l'atmosphère du sol producteur de CO_2 . La pression partielle en CO_2 du sol dépend de processus biochimiques, oxydation de la matière organique catalysé par la présence de bactéries enzymatiques (PLUMER *et al.*, 1990).
- Une phase liquide constituant le solvant : H_2O .
- Une phase solide, le carbonate M_eCO_3 au sens large (M_e étant un ion divalent : Ca^{2+} , Mg^{2+} , etc.).

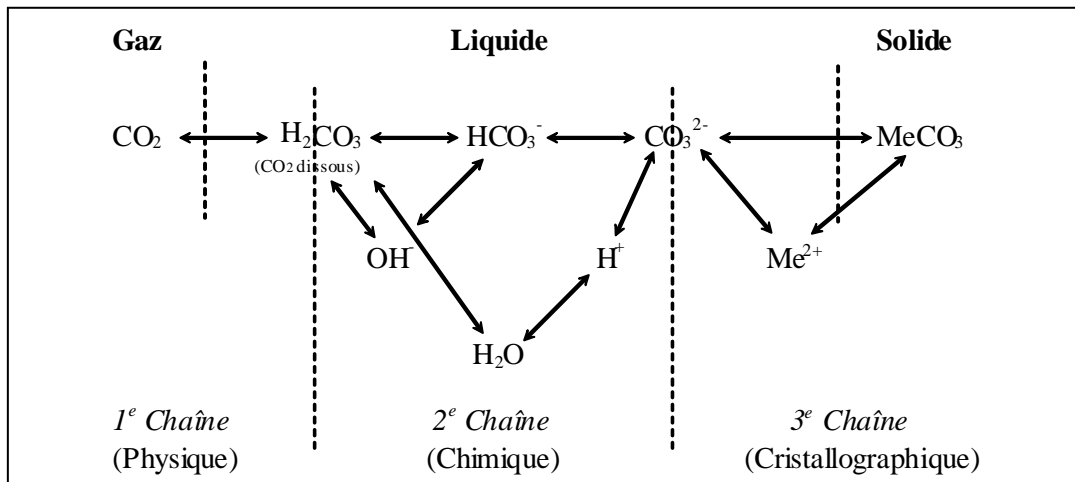


Figure 4.1. Chaîne d'équilibres régissant la mise en solution des carbonates (ROQUES, 1964).

La mise à l'équilibre des eaux dans le milieu se réalise lorsque les eaux des précipitations, de pH généralement faible (< 7 u.pH), s'infiltrent dans le sol et se chargent en CO_2 d'origine pédologique, imprimant ainsi à l'eau un potentiel agressif (acidité) qui lui permettra d'attaquer l'encaissant par dissolution de la calcite.

Il apparaît donc primordial d'aborder et de distinguer les relations entre les phases sans pour autant perdre de vue que les trois chaînes réactionnelles de la Figure 4.1 sont totalement dépendantes. Les aspects de production de CO_2 dans le sol et son transport dans l'épikarst sont abordés plus en détails au Chapitre 4.4.

4.1.1.2 Les échanges de CO_2 à l'interface gaz-liquide

A l'interface gaz-liquide se produisent des réactions de dissolution (ou de dégazage) du CO_2 de l'atmosphère considérée. Ces échanges sont réglés par la loi de Henry et certains paramètres modulent cette réaction : la température agit sur la quantité de CO_2 dissous (altitude et position géographique du bassin versant, saisons...) en effet, quand la température diminue, le potentiel de dissolution de CO_2 dans l'eau augmente (Cf. Figure 1.2).

D'autres facteurs stimulent plutôt la cinétique de la réaction :

- le temps et la surface de contact entre les phases et leur concentration (hydrodynamique, $p\text{CO}_2$ du sol...)
- la présence d'enzymes (anhydrases carboniques) semble pouvoir jouer un rôle non négligeable dans la cinétique de réaction de dissolution de CO_2 (BAKALOWICZ, 1979).

A l'interface air-liquide, la mise à l'équilibre prend quelques minutes. Dans l'eau, à 1 mètre de profondeur, la mise à l'équilibre met plusieurs heures à se réaliser (SIGG et al., 1992).

4.1.1.3 Les réactions dans la phase aqueuse

Le milieu aqueux est le siège d'une mise à l'équilibre entre les différentes formes hydratées du CO₂ aqueux (H₂CO₃, HCO₃⁻, CO₃²⁻) dont la somme constitue le Carbone Total Minéral Dissous (CMTD). En effet, le CO₂ ne reste pas sous la forme dissoute mais subit une hydratation suivie de dissociations. Interviennent aussi la formation de complexes, de paires d'ions et, naturellement, la dissociation de la molécule d'eau (Tableau 4.1).

De plus, il est important de rappeler l'influence des sels étrangers au système qui entraînent une modification des équilibres de trois manières différentes :

- par action de la force ionique dont l'augmentation facilite la solubilisation des carbonates,
- par la présence d'homocationiques : pendant la mise en solution, les sels étrangers peuvent apporter un ion commun à ceux du système calco-carbonique. Cette modification sera fonction de la nature et de la concentration des apports,
- par la formation de complexes qui entraînent une augmentation de la solubilité. Le rôle complexant du Mg²⁺ a été montré expérimentalement par un changement du pH (ROQUES, 1964).

4.1.2 Les échanges de carbonates à l'interface liquide-solide

A l'interface liquide-solide s'ébauche la mise en solution du carbonate. La dissolution se fait sans discontinuité sur toute la plage de sous saturation selon les processus de diffusion ou de convection, tandis que la précipitation se caractérise par plusieurs étapes (nucléation et croissance) qui semblent être favorisées par l'activité biochimique de certaines bactéries.

A l'interface liquide-solide, l'équilibre est relativement long à atteindre, de plusieurs mois sous faible *p*CO₂ à une dizaine de jours si la *p*CO₂ est élevée, pour l'approcher et environ un an pour l'atteindre (EMBLANCH, 1997).

Tableau 4.1. Equilibres chimiques du système du système calco-carbonique, (BAKALOWICZ, 1992).

EQUILIBRES	CONSTANTES D'EQUILIBRES
• Entre phase liquide et phase gazeuse :	
Dissolution ou évaporation du CO ₂	
(1) CO _{2 g} + H ₂ O ↔ CO _{2 aq} = (H ₂ CO ₃)	K ₀ = [CO ₂] _{aq} / P CO ₂
• Dans la phase liquide :	
Hydratation du CO ₂ et ionisation	
(2) CO _{2 aq} + H ₂ O ↔ HCO ₃ ⁻ + H ⁺	K ₁ = ([HCO ₃ ⁻].[H ⁺]) / [H ₂ CO ₃]
(3) HCO ₃ ⁻ ↔ CO ₃ ²⁻ + H ⁺	K ₂ = ([CO ₃ ²⁻] . [H ⁺]) / [HCO ₃ ⁻]
Formation des paires d'ions	
(4) HCO ₃ ⁻ + Me ²⁺ ↔ MeHCO ₃ ⁺	K ₃ = MeHCO ₃ ⁺ / [HCO ₃ ⁻] . [Me ²⁺]
(5) CO ₃ ²⁻ + Me ²⁺ ↔ MeCO ₃ ⁰	K ₄ = MeCO ₃ ⁰ / [CO ₃ ²⁻] . [Me ²⁺]
Dissociation de l'eau	
(6) 2 H ₂ O ↔ H ₃ O ⁺ + OH ⁻	K _e = [H ₃ O ⁺] . [OH ⁻] = 10 ⁻¹⁴
Formation de paire d'ion avec SO ₄ ²⁻	
(7) SO ₄ ²⁻ + Me ²⁺ ↔ MeSO ₄ ⁰	K ₅ = MeSO ₄ ⁰ / [SO ₄ ²⁻] . [Me ²⁺]
• Entre phase liquide et phase solide :	
Dissociation ou précipitation des carbonates	
(8) MeCO ₃ ↔ CO ₃ ²⁻ + Me ²⁺	K _s = [CO ₃ ²⁻] . [Me ²⁺] / [MeCO ₃]
• Electroneutralité de la solution :	
(9) 2mCO ₃ ²⁻ + mHCO ₃ ⁻ + mSO ₄ ²⁻ = 2mCa ²⁺ + mH ₃ O ⁺ + mMeHCO ₃ ⁺	
Avec mMe _{tot} = 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	

En reprenant les équations de base du système calco-carbonique exposées dans le Tableau 4.1 nous pouvons poser les équations utiles à la détermination des équilibres et des concentrations des différentes formes du CMTD des eaux d'infiltration ; ceci à partir des paramètres de terrains : T, pH et $[\text{HCO}_3^-]$.

Nous rappellerons tout d'abord que toutes ces réactions sont thermodépendantes, les constantes d'équilibres étant liées à la variable température (T) par la relation :

$$(10) \text{Log } K = A + (B/T) + C.T + D.T^2 \quad (\text{avec } T \text{ en Kelvin})$$

Les paramètres A, B et C de l'équation (10) diffèrent selon les constantes d'équilibre et sont donnés dans le Tableau 4.2.

Tableau 4.2. Expressions analytiques des constantes d'équilibres (d'après PLUMMER et al., 1976).

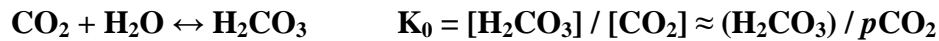
	Me^{2+}	A	B	C	D
K₀	-	-14.0184	2385.73	0.01526	0
K₁	-	14.8435	-3404.71	-0.03278	0
K₂	-	6.4998	-2902.39	-0.02379	0
K₃	Ca^{2+}	2.95	0	-0.0133	0
K₃	Mg^{2+}	-2.319	0	0.011056	$2.5 \cdot 10^{-5}$
K₄	Ca^{2+}	27.393	-4.114	-0.05617	0
K₄	Mg^{2+}	-0.991	0	-0.0066	0
K_s	Calcite	13.8700	-3059.00	-0.04035	0

Lors de la mesure des bicarbonates sur le terrain, nous réalisons une titration des bicarbonates par ajout, dans la solution, d'un acide fort H_2SO_4 à 1,6 N (trousse HACH®). Aux pH rencontrés lors de l'étude, ce n'est que la forme HCO_3^- qui est dosée par neutralisation de la solution. Il faut alors prendre garde à ne pas assimiler la mesure de terrain à celle de la totalité du CMTD, ce qui implique de calculer pour chaque prélèvement la concentration en H_2CO_3 et CO_3^{2-} . Ce calcul est la spéciation des formes du CMTD. Les équations exposées ci-après permettent de suivre pas à pas les étapes du calcul des différentes formes du CMTD et des équilibres calco-carboniques dans les eaux naturelles karstiques. Les logiciels DIAGRAMME® et PHREEQC® permettent de réaliser rapidement ces calculs mais il est important de comprendre les étapes et les implications de chacun des paramètres des calculs

des équilibres du système calco-carbonique. Pour la suite, les équations possèdent une numérotation spécifique au chapitre et les plus fréquemment utilisées pour l'étude sont encadrées.

4.1.3.1 Dissolution (évasion) du CO₂

Cette réaction s'établit suivant la loi de Henry :



D'où
$$\boxed{[\text{H}_2\text{CO}_3] = K_0 \cdot p\text{CO}_2} \quad (11)$$

Avec K_0 : constante de la loi de Henry.

Notons l'importance de la pression partielle en CO₂ du sol qui régit pour partie la concentration d'anhydride carbonique mis en solution lors de l'infiltration.

4.1.3.2 Calcul des différentes formes du CMTD, spéciation du carbone dissout

- Dissociation du CO₂ aqueux :

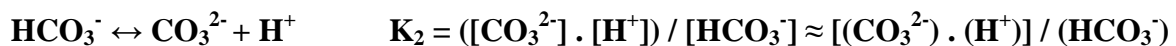


D'où
$$[\text{HCO}_3^-] = (K_1 \cdot [\text{H}_2\text{CO}_3]) / [\text{H}^+]$$

Et
$$\log [\text{HCO}_3^-] = \log (K_1) + \log [\text{H}_2\text{CO}_3] + \text{pH} \quad (12)$$

$$\boxed{\log [\text{HCO}_3^-] = \log (p\text{CO}_2) + \log (K_1) + \log (K_0) + \text{pH}} \quad (13)$$

- Dissociation du HCO₃⁻ :



D'où
$$[\text{CO}_3^{2-}] = (K_2 \cdot [\text{HCO}_3^-]) / [\text{H}^+]$$

Et
$$\log [\text{CO}_3^{2-}] = \log (K_2) + \log [\text{HCO}_3^-] - \log [\text{H}^+]$$

$$\boxed{\log [\text{CO}_3^{2-}] = \log (K_2) + \log [\text{HCO}_3^-] + \text{pH}} \quad (14)$$

Le pH est une variable importante de la spéciation du carbone dissout mais la répartition des espèces carbonatées évolue aussi suivant si le système est ouvert ou fermé sur la phase gazeuse du sol.

Un système est dit ouvert vis-à-vis d'une phase gazeuse, si les échanges de matière et d'énergie sont possibles avec le milieu environnant, et que ce dernier peut être considéré comme un réservoir infini vis-à-vis de la phase liquide. Dans le cas d'un aquifère karstique, la phase gazeuse sera le CO₂ du sol ou de l'atmosphère. Comme nous l'avons vu précédemment, la loi de Henry fixe la valeur de l'équilibre. Les échanges se réalisent entre les trois phases en présence, gazeuse-liquide-solide, le système est donc triphasique.

Un système est dit fermé vis-à-vis d'une phase gazeuse lorsqu'il n'y a plus d'échange de matière entre les phases liquide et gazeuse (cas des zones saturées et parfois des zones d'infiltrations des aquifères). Dans ce cas, et lorsque l'équilibre est atteint, on obtient : $(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-}) = \text{CMTD} = \text{constante}$. Le système n'est alors plus tamponné, à la différence du système ouvert. Notons cependant que la notion de système fermé est totalement différente de celle de système isolé, pour lequel tout échange de matière et d'énergie avec l'environnement est impossible. En effet, en système fermé sur le CO₂ du sol, il y a encore des échanges entre les phases liquide et solide, puisque le système n'est pas fermé vis-à-vis de la matrice solide de l'aquifère.

La notion de système ouvert ou fermé fait appel à des modèles théoriques idéaux avec lesquels les systèmes réels peuvent être comparés. Généralement, la dissolution de la roche carbonatée débute en système ouvert dans la zone non saturée de l'épikarst (écoulements diphasiques) et se poursuit en système fermé dans les zones saturées du système. Dans le contexte de notre étude (épikarst et zone non saturée), nous estimerons, en première approximation, que les écoulements s'effectuent essentiellement en système ouvert sur le CO₂ gazeux du sol. Dans ce cas, et aux pH généralement rencontrés dans les eaux naturelles (pH < 8), la forme CO₃²⁻ du CMTD est négligeable comme le montre la Figure 4.2.

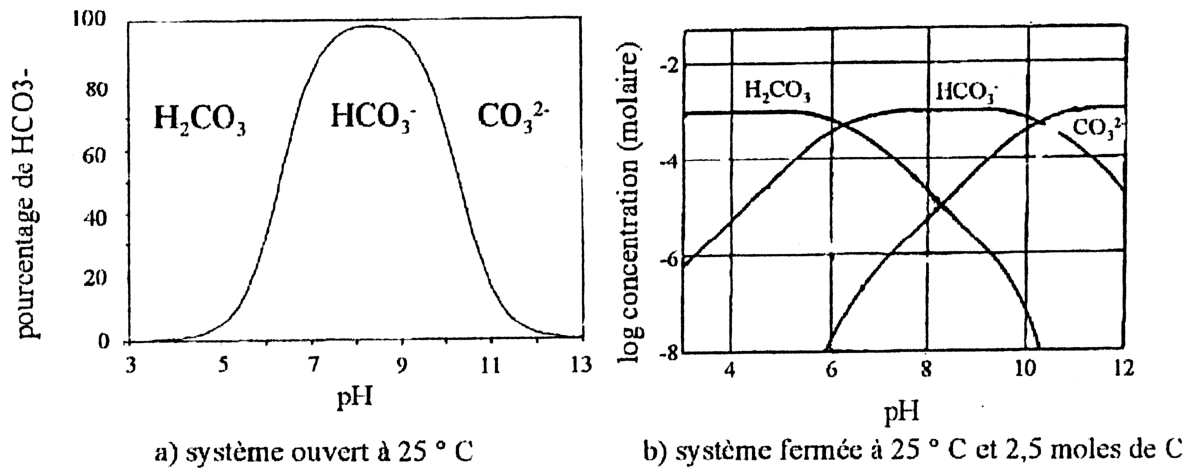


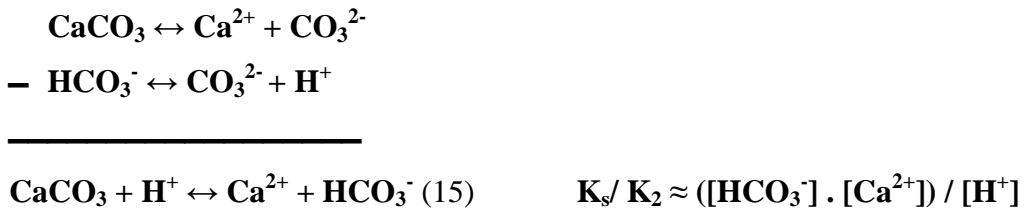
Figure 4.2. Répartition des espèces carbonatées en système ouvert (a) ou fermé (b) (D'après STUMM et MORGAN, 1981).

4.1.3.3 Dissolution de la calcite et saturation

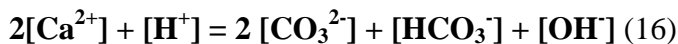
A l'interface liquide-solide il y a dissolution ou précipitation de la calcite selon la réaction (8):



En milieu *ouvert*, épikarst et zone non saturée, on suppose que l'eau est constamment rechargée en CO₂ ($p\text{CO}_2 = \text{constante}$). La réaction de dissolution de la calcite se poursuit jusqu'à ce que la saturation soit atteinte :



Or la solution est électriquement neutre d'où :



Pour les pH généralement rencontrés dans les eaux naturelles (pH < 8) on peut négliger les formes H⁺, OH⁻ et CO₃²⁻. L'équation d'électroneutralité (16) se simplifie alors et devient :

$$2[\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] \quad \text{et} \quad \boxed{\log [\text{Ca}^{2+}] = \log [\text{HCO}_3^-] - \log 2} \quad (17)$$

$$\text{D'où} \quad K_s / K_2 = ([\text{HCO}_3^-] \cdot 0,5 [\text{HCO}_3^-]) / [\text{H}^+] \quad \text{et} \quad [\text{HCO}_3^-]^2 = 2 (K_s / K_2) \cdot [\text{H}^+]$$

$$\text{Alors} \quad \boxed{\log [\text{HCO}_3^-] = 0.5 [\log 2 (K_s / K_2) - \text{pH}_{\text{sat}}]} \quad (18)$$

L'équation (18) est définie par le terme d' « **équation de saturation** ».

Les teneurs des différentes formes du CMTD dépendent donc de la température (calcul des constantes d'équilibre), du pH et de la pression partielle en CO₂ du sol (équation 11).

4.1.3.4 *Indice de saturation vis à vis de la calcite (IS_c), pH d'équilibre et pression partielle de CO₂ équilibrante*

L'indice de saturation vis à vis de la calcite (IS_c) et le pH d'équilibre, nous renseignent sur l'état d'équilibre du système étudié et donc sur les conditions d'écoulement existant dans le milieu considéré.

Le pH d'équilibre peut être calculé à partir des équations du système calco-carbonique. L'écart δpH correspond à la différence entre le pH mesuré au prélèvement et celui que devrait avoir la solution si elle était à l'équilibre, en gardant pour le calcul la même composition chimique que lors du prélèvement. Il définit par conséquent la position de la solution par rapport à l'équilibre du système calco-carbonique. Néanmoins, d'autres indices de saturation sont utilisés, dont celui proposé par BACK et HANSHAW (1970), le plus fréquemment employé à ce jour. Il est tiré de la réaction de dissolution / précipitation de la calcite :

$$\text{ISc} = \log [\text{Ca}^{2+}] + \log (K_2) + \log [\text{HCO}_3^-] - \log K_s + \text{pH}_{\text{mes}} \quad (19)$$

$$\approx \delta\text{pH} = \text{pH}_{\text{mes}} - \text{pH}_{\text{sat}}$$

Avec K_s : Constante de l'équilibre de la calcite à température de l'échantillon.

K_2 : Constante de l'équilibre de dissociation des bicarbonates à température de l'échantillon.

[X] : Activité des ions en solution.

pH_{sat} : pH d'équilibre à saturation vis-à-vis de la calcite.

pH_{mes} : pH mesuré.

Ainsi, lorsque $-0.1 < IS_c < +0.1$ (intervalle correspondant à la précision de la mesure du pH et des majeurs) nous pouvons considérer que la solution est à *saturation* et ne peut subir d'évolution que si les conditions physico-chimiques du milieu (pCO_2 , température) varient. Si $IS_c < -0.1$ ($pH_{sat} > pH_{mes}$), la solution est dite *sous-saturée* et possède un caractère érosif c'est-à-dire une propension à dissoudre de la calcite. A l'inverse, si $IS_c > +0.1$ ($pH_{sat} < pH_{mes}$), la solution est dite *sursaturée* et possède un caractère incrustant c'est-à-dire une propension à précipiter de la calcite.

La pression partielle de CO_2 équilibrante est définie par ROQUES (1962) comme étant *une notion fictive [...] correspondant à la pression partielle de la phase gazeuse associée à la solution de minéralisation et de pH donné avec laquelle tous les équilibres seraient réalisés.*

Dans le milieu naturel, cette hypothèse d'équilibre entre la phase gazeuse et la solution est le plus souvent vérifiée en raison de la rapidité des échanges à cette interface. Ce paramètre hydrochimique est donc un bon indicateur des conditions dans lesquelles ont circulé les eaux dans l'hydrosystème et apporte des informations sur leur origine.

Il est possible de la calculer à partir de l'équation (13) :

$$\log pCO_{2\text{éq}} = \log [HCO_3^-] - \log (K_1) - \log (K_0) - pH_{mes} \quad (20)$$

Avec $[HCO_3^-]$: activité de l'ion bicarbonate en solution
 K_1 : constante de dissociation de H_2CO_3
 K_0 : constante de la loi de Henry

4.1.4 Autres éléments chimiques caractéristiques du fonctionnement du système karstique

L'essentiel de la minéralisation d'une eau karstique provient des éléments fondamentaux, calcium (Ca^{2+}) et bicarbonates (HCO_3^- principalement), qui entrent dans la réalisation des équilibres calco-carboniques. Il ne faut pourtant pas négliger les autres ions en solution, sources de connaissances du magasin. Ces éléments caractéristiques : Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- ,

SO_4^{2-} sont à l'origine d'autres équilibres minoritaires. Ils peuvent être apportés à l'eau karstique à différents stades de son transit dans le massif. La mise en solution peut se produire lors des précipitations, au contact du sol ainsi qu'au contact des formations aquifères traversées.

4.1.4.1 Héritage des pluies

Les sulfates : Les pluies en fournissent des quantités non négligeables, variables dans le temps et dans l'espace. Cette pollution est liée à la présence de soufre dans l'atmosphère qui subit une double oxydation suivie d'une hydratation. Cette formation de sulfates s'accompagne d'une libération d' HCO_3^- , acidité qui intervient sur la solubilisation des particules en suspension dans l'atmosphère et dans l'aquifère.

Le cortège Cl^- , Na^+ et K^+ : L'étude de ces trois ions résulte de leur association dans l'eau de pluie à l'état solide (NaCl , KCl). Ils participent pour une part importante à la minéralisation des eaux de pluies. Leur origine dans les précipitations est essentiellement océanique et est fonction de plusieurs paramètres :

- la proximité du rivage : les concentrations en ces éléments caractéristiques diminuent exponentiellement avec l'éloignement au rivage.
- la caractéristique de l'épisode pluvieux : situation géographique de la précipitation si l'on compare des sites éloignés, origine de la masse d'air humide, direction et vitesse des vents, altitude du nuage et lame d'eau tombée pendant l'averse.
- la période des précipitations : après des grandes périodes de sécheresse, on observe de fortes teneurs en chlorures et autres éléments. L'atmosphère a emmagasiné des poussières d'origine marine ou terrestre lessivées à la première reprise des pluies.

4.1.4.2 Héritage du sol et du magasin

Les sulfates : Le sol constitue l'un des premiers vecteurs de pollutions éventuelles en sulfates. Les activités agricoles et notamment viticoles favorisent grandement les fortes concentrations en SO_4^{2-} dissous dans les eaux d'infiltration. Mais la majeure partie s'acquiert dans le magasin lui-même :

- lorsque le contexte sédimentaire est de type évaporitique (gypse ou anhydrite), les sulfates étant plus solubles que les carbonates ($K_s \text{CaSO}_4 = 2,83 \cdot 10^{-5}$ et $K_s \text{CaCO}_3 = 3,80 \cdot 10^{-9}$), leur

mise en solution est plus rapide. Dans un aquifère carbonaté, l'effet d'ions communs limite la solubilité du sulfate de calcium mais aussi celle de la calcite. Dans la solution, il se forme des paires d'ions CaSO_4^0 qui jouent un rôle notable lorsque les teneurs en sulfates dépassent 100 mg/l.

- plus couramment, l'aquifère fournit des sulfates par l'intermédiaire des milieux sulfurés. La pyrite en est l'exemple le plus fréquent. L'oxydation du soufre conduit à la formation d'hydroxydes de fer insolubles, de sulfates et à la libération d' H_3O^+ . La réaction est très lente (> 1000 jours) ; une telle origine caractériserait donc des eaux à long temps de séjour dans l'aquifère (BAKALOWICZ, 1979).

Le cortège Cl^- , Na^+ et K^+ : en général, Cl^- , Na^+ et K^+ sont peu abondants dans les eaux karstiques sauf conditions particulières (proximité de formations évaporitiques, invasion marine). Les chlorures de sodium et de potassium (NaCl et KCl respectivement) sont des substances très solubles à cinétiques de dissolution très rapides ; leur présence dans l'aquifère ne peut alors passer inaperçue.

S'il est montré qu'aucune de ces conditions particulières n'est rencontrée sur le site d'étude, l'origine du Cl^- est essentiellement océanique, le magasin carbonaté n'en fournissant pas de quantités significatives. Il permet alors fréquemment de marquer la participation d'une averse aux eaux souterraines par corrélation $\text{Cl}^-_{\text{Pluie}}$ et $\text{Cl}^-_{\text{Source}}$ (LASTENNET, 1994). Des reconcentrations peuvent être observées dans la zone d'infiltration lors des périodes estivales en relation avec des phénomènes d'évapotranspiration.

Na^+ et K^+ ont eux des comportements différents. Ils peuvent provenir des milieux silicatés altérés (micas, plagioclases) et sont soumis aux échanges de bases. Si Na^+ peut subir des reconcentrations à proximité de la surface dues à l'évaporation, K^+ , au contraire, participe de façon très active au cycle de la matière organique (d'où l'apport supplémentaire de K^+ nécessaire en agriculture).

La capacité d'échange de base a été expliquée par SCHOELLER (1962) et peut être source de ces minéraux dans les eaux naturelles. Certains composés contenus dans les formations aquifères sont en effet capables d'adsorber et d'échanger des cations. Les minéraux argileux et les substances organiques sont ainsi les plus gros échangeurs. La capacité d'échange varie avec le type d'argile et le degré de fixation dépend de la nature des cations (encombrement, valence, hydratation). Quand le numéro atomique croît, l'affinité augmente de même. Ainsi, dans les argiles, K^+ aura tendance à remplacer Na^+ et Mg^{2+} sera substitué par Ca^{2+} . L'étude

des rapports Na^+/K^+ et $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ peut alors renseigner sur les modalités d'échanges cationiques.

Le magnésium : Comme le calcium, le magnésium est fourni par des mises en solution de la roche constitutive du magasin, l'eau de pluie n'en contenant que de faibles quantités. Toutes les formations carbonatées contiennent du Mg^{2+} en quantité variable suivant la pureté de la calcite constitutive (de l'aragonite : CaCO_3 à la dolomite : MgCO_3). Les minéraux magnésiens étant moins solubles que la calcite, le suivi du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ des eaux d'infiltration est source d'information sur le temps de contact de la solution avec l'encaissant et donc sur son temps de séjour dans l'aquifère (EMBLANCH, 1997).

Cette interprétation suggère tout de même l'hypothèse d'un magasin homogène, des terrains plus dolomités pouvant marquer la solution en Mg^{2+} sans que le temps de séjour de l'eau ne puisse être évoqué. Nous voyons encore une fois l'importance de la multiplication et du croisement de toutes les informations acquises lors de l'étude d'un système karstique, la compréhension du fonctionnement de ces aquifères complexes ne pouvant être approchée qu'à ce prix.

4.1.5 Le Carbone Organique Total (COT) dans le karst

Les études concernant la définition et l'utilisation du carbone organique comme traceur des écoulements dans le karst sont encore peu nombreuses du fait des difficultés analytiques rencontrées dues aux faibles concentrations et à la multiplicité des espèces moléculaires susceptibles d'être présentes. Nous citerons les travaux de EMBLANCH (1998) sur les aquifères karstiques en région méditerranéenne de montagne et ceux de BATIOT (2002) sur les aquifères karstiques du Vaucluse, du Jura, du Larzac, de la région Nord-Montpellieraine et de Nerja en Espagne.

L'utilisation du carbone organique comme traceur des écoulements en milieux karstiques est basée sur les principes de mise en solution de composés plus ou moins mobilisables puis de leur minéralisation au cours du transit de l'eau. Nous nous focaliserons donc sur les relations entre les réservoirs de carbone organique sol et eaux souterraines et sur l'évolution de ces composés au cours du transit.

4.1.5.1 *Source de carbone organique du sol et solubilité*

Les matières organiques naturellement présentes dans le sol sont formées par un mélange complexe de produits végétaux ou animaux à des stades de décomposition divers. Elles comprennent également des produits de synthèses, par voies chimiques ou biochimiques, élaborés à partir de ces éléments. Elles comprennent enfin les microorganismes (bactéries, virus) et leurs produits de décomposition (BONTOUX, 1993).

On classe habituellement les matières organiques en *substances non humiques* et en *substances humiques*.

Les *substances non humiques* sont formées par des produits de bases : protéines et acides aminés, polysaccharides et sucres simples, graisse et acide gras, hydrocarbures, pigments, vitamines et toxines diverses. Elles sont généralement peu importantes car elles sont bien dégradées et utilisées dès leur apparition dans l'eau par les microorganismes présents ; leur renouvellement est très rapide.

Les *substances humiques* constituent l'essentiel des matières organiques apportant du carbone organique dissous dans les eaux naturelles. Elaborées par les microorganismes (bactéries, champignons) à partir des produits végétaux et animaux, elles résistent bien à la décomposition bactérienne et demeure stable pendant de longues périodes dans les systèmes aquatiques. On différencie les acides humiques solubles en milieu alcalin, les acides fulviques solubles à la fois en milieu acide et basique, et les humines, fractions des substances humiques insolubles dans ces deux milieux (BONTOUX, 1993).

Les techniques analytiques usuelles permettent rarement une définition rigoureuse des matières humiques dissoutes dans l'eau et l'hydrogéologue se contente du simple dosage du Carbone Organique Total Dissous (COTD).

4.1.5.2 *Evolution des cinétiques de minéralisation du COT dans les eaux en transit dans un système karstique*

La matière organique dissoute dans l'eau est dégradée suivant les réactions globales d'oxydation suivantes :

En milieu aérobie : $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

En milieu anaérobie : $\text{CH}_2\text{O} + \frac{1}{2} \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \frac{1}{2} \text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

CH₂O représentant la matière organique dissoute.

Ces réactions d'oxydations dépendent en réalité de la présence d'azote, de phosphore, du gaz carbonique total dissous et de l'alcalinité.

BATIOT (2002), a tenté de quantifier les cinétiques de dégradation du COD en milieu carbonaté à l'aide d'une expérience de laboratoire :

Une solution dépourvue de carbonate à concentration connue en COD (25,5 mg/l) a été plongée dans l'obscurité, à température constante de 17°C dans deux systèmes différents. Le premier, dépourvue de carbonate servait de milieu de référence tandis que le deuxième système, fermé et contenant des calcaires, correspondait à un modèle d'aquifère karstique.

La cinétique de minéralisation du COT est alors très rapide en début de réaction, puis semble se ralentir et tendre vers une stabilisation après trois mois d'expérimentation. Ainsi, 40 % du COD fut minéralisé durant les 5 premiers jours et au final, 70 % de ce dernier est dégradé au bout de 85 jours (COT restant : 7 mg/l).

La cinétique de minéralisation a été traduite sous la forme d'une fonction puissance (l'Équation 4-1).

$$\text{Avec } Y = 23,31 \cdot X^{-\alpha} \quad \text{et } \alpha = -0,3157$$

Équation 4-1. Cinétique de minéralisation du COT selon BATIOT (2002).

Les travaux réalisés par EMBLANCH (1997) sur les sources karstiques du Vaucluse permettent de corréliser les temps de séjour de l'eau dans l'aquifère avec les teneurs en COT dissous. Le signal d'entrée en COT de ces systèmes oscillant entre 16 et 20 mg/l BATIOT (2002) a pu déterminer d'autres cinétiques de minéralisation de la matière organique (Équation 4-2).

$$Y = 15,104 \cdot X^{-0,6067} \text{ (Fontaine de St Trinit)}$$

$$Y = 20,552 \cdot X^{-0,6637} \text{ (Fontaine de Vaucluse)}$$

Équation 4-2. Cinétiques de minéralisation de la matière organique selon EMBLANCH (1997).

Ces relations, totalement empiriques, ne s'appliquent que dans le cas des systèmes qui ont permis leur détermination. Pourtant, tous les systèmes karstiques analysés de la sorte montrent une minéralisation très rapide durant la première semaine qui se ralentit peu à peu pour

finalement tendre vers une stabilisation vers 6 mois, correspondant approximativement à 80 % de la teneur initiale en COT de l'eau d'infiltration.

Ce nouvel outil de traçage naturel des eaux karstiques doit être utilisé en complément d'autres données hydrochimiques et isotopiques acquises en parallèle. En effet, des questions restent encore en suspens quant au devenir d'une eau qui resterait stockée longtemps (plusieurs mois) proche du sol (épikarst) en contact avec la source de carbone organique. La minéralisation de la matière organique dissoute ne serait-elle pas compensée par les apports constants des niveaux producteurs ? Le COT ne constituerait alors un marqueur du temps de séjour de l'eau dans le système qu'à partir du moment où elle aurait quitté la source de carbone organique, ce qui n'est pas nécessairement le cas dans un système épikarstique « capacitif » comme semble être celui de Lascaux.

Chapitre 4.2 Théorie de l'analyse des isotopes stables de l'eau (^2H et ^{18}O) et du carbone (^{13}C) pour la connaissance des processus de transit dans l'épikarst

Les traceurs environnementaux sont apparus dans les années soixante et ont rapidement vu leurs applications se diversifier. Depuis, il est classique d'utiliser le traçage naturel des eaux afin de caractériser le transfert de masse (ou transit) dans les systèmes hydrologiques complexes que sont les aquifères karstiques (MUDRY, 1987 ; LASTENNET *et al.*, 1995, 1997 ; MUDRY *et al.*, 2008). Parmi les méthodes couramment utilisées, nous nous intéressons plus particulièrement à celles qui permettent l'analyse de la recharge des nappes d'eau souterraines, l'estimation des temps de transit et la détermination des participations à l'exutoire d'eaux d'origines différentes.

Après avoir exposé au Chapitre 4.1 la théorie du traçage chimique naturel des eaux en transit dans le système, nous nous intéressons maintenant à l'utilisation du traçage isotopique naturel pour la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de l'épikarst. L'utilisation des signaux isotopiques à l'entrée (les précipitations sur site) et à la sortie du système étudié (l'émergence épikarstique de la cavité de Lascaux) permet en effet, sous certaines hypothèses, de remonter au comportement des écoulements dans l'épikarst en terme de transfert de masse.

Nous avons choisi d'utiliser à la fois les isotopes stables de l'eau (oxygène 18, ^{18}O et deutérium, ^2H) et l'isotope stable du carbone, le carbone 13 (^{13}C) pour réaliser cet exercice. L'oxygène 18 et le deutérium sont des constituants de l'eau naturelle. Ils sont conservatifs dans le système hydrogéologique et sont de fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau. Le carbone 13 est quant à lui sensible aux conditions physico-chimiques de circulation des eaux dans le système. Ces traceurs sont donc théoriquement très appropriés pour la caractérisation des modalités de transit des eaux dans le système épikarstique de Lascaux.

4.2.1 Principe du traçage isotopique naturel par le deutérium et l'oxygène 18 (^2H et ^{18}O)

La mesure des teneurs en isotopes est effectuée à l'aide d'un spectromètre de masse. Pour l'oxygène 18 et le deutérium, on détermine les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$. Etant donné que la teneur en oxygène 18 par rapport à l'oxygène total vaut environ 0,2 %, il est commode de déterminer sa concentration par rapport à une référence. Celle-ci est la teneur moyenne en oxygène 18 et en deutérium des eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On évalue ainsi, pour l'oxygène 18 le facteur $\delta^{18}\text{O}$ selon l'Équation 4-3.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (\text{‰})$$

Équation 4-3. Calcul de la teneur en oxygène 18.

On procède de même pour l'hydrogène en calculant un $\delta^2\text{H}$ selon l'Équation 4-4.

$$\delta^2\text{H} = \left[\frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (\text{‰})$$

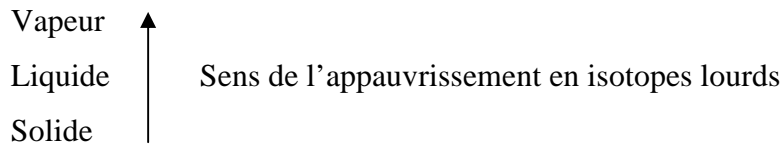
Équation 4-4. Calcul de la teneur en deutérium.

Les étalons ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$) donnent la composition isotopique de la masse océanique (CRAIG, 1961). L'océan est en effet un élément de référence logique par son intervention dans le cycle de l'eau et parce qu'il contient plus de 98 % de l'eau terrestre. De plus, ce mode d'expression a l'avantage de constituer une grandeur qui permet de passer facilement d'un système de référence à un autre.

Les diverses molécules d'eau (H_2^{16}O , H_2^{18}O , ...) présentent des tensions de vapeur saturante différentes. Il en résulte un fractionnement isotopique (α) lors de tout changement de phase (vaporisation, condensation).

De la même façon, comme les énergies libres de formation des molécules isotopiques solides et liquides sont différentes, il est normal d'observer un fractionnement isotopique au passage phase solide – phase liquide. Ce fractionnement est thermodépendant (BLAVOUX, 1978).

Dans la gamme des températures hydrologiques, on observe ainsi un appauvrissement univoque :



4.2.1.1 La condensation

L'évaporation à partir des océans entraîne la formation de masses de vapeur appauvries en isotopes lourds. Lors des précipitations, du fait du fractionnement α , ce réservoir se vide plus rapidement en ^{18}O et ^2H qu'en ^{16}O et ^1H . Les pluies sont donc enrichies (ϵ) par rapport au nuage. Mais au fur et à mesure que la masse d'air se condense elle s'appauvrit en isotopes lourds. Les précipitations qui en résultent s'appauvrissent d'autant selon une distillation de Rayleigh dont la formulation est donnée par Équation 4-5.

$$R = R_0 \times f^{(\alpha-1)} \quad (\text{Effet réservoir})$$

Équation 4-5. Formule de la distillation de Rayleigh.

Avec f : fraction restante

α : coefficient de fractionnement

Seulement, l'augmentation de la condensation de la vapeur résulte d'une baisse des températures qui a pour effet d'augmenter le fractionnement α entre le nuage et la pluie (thermodépendance). La pluie est donc moins vite appauvrie que le nuage d'origine sous l'effet de la diminution des températures, mais l'augmentation du fractionnement par thermodépendance n'est pas suffisante pour contrebalancer l'effet réservoir comme le montre la Figure 4.3.

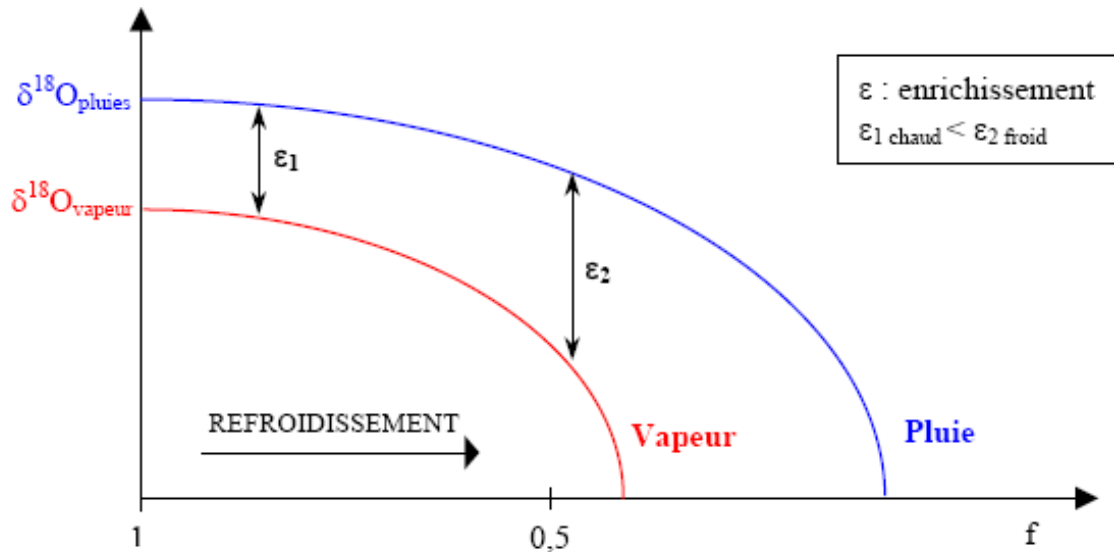


Figure 4.3. Fractionnement lors de la condensation partielle d'un réservoir de vapeur.

Le marquage en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux qui s'infiltrent dans le système est alors fonction de la latitude et de l'altitude de l'aire d'alimentation (δ diminue avec l'altitude et les hautes latitudes), de la saison (les pluies d'été sont plus enrichies que celles d'hiver), des conditions climatiques au moment des précipitations (un nuage d'origine lointaine produit des pluies plus négatives qu'un nuage néoformé = effet de continentalité) ainsi que de la quantité de pluie tombée (ANDREO *et al.*, 2004).

Comme les précipitations issues d'une masse d'air résultent d'une série de condensations et d'évaporations successives, c'est en hiver (et en altitude) que les pluies sont les plus pauvres en isotopes lourds.

4.2.1.2 L'évaporation

Pendant la chute de la pluie, à la surface du sol avant l'infiltration et dans les premiers horizons du sol, l'eau s'évapore. Ce processus enrichit la fraction liquide restante en isotopes lourds en fonction des conditions climatiques locales (température, degré hygrométrique, conditions de pression de l'eau dans le sol). En pratique, sous les climats tempérés, l'enrichissement observé peut atteindre quelques unités δ , l'écart entre la teneur en isotopes lourds des pluies et celui des eaux réellement entrées dans le système étant maximum en été, au moment où l'évapotranspiration atteint son maximum. BAR-MATTHEWS *et al.* (1996) ont observé un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ par évaporation dans l'épikarst de 1,5 ‰ tandis que

HSIEH et al. (1998) notaient un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ de 4,5 ‰ par évaporation dans la zone du sol.

Pour l'hydrogéologue, l' ^{18}O représente un bon traceur naturel car il est très conservatif (pas d'échange avec l'oxygène des carbonates). Les variations en $\delta^{18}\text{O}$ observées en sortie de système correspondent alors à des hétérogénéités dans l'alimentation, rendant ainsi la détermination des temps de transit dans l'aquifère plus aisée. Seulement, dans le cas d'aquifères faiblement hiérarchisés, les mélanges des différentes eaux peuvent amortir totalement le signal d'entrée. Il est alors nécessaire de travailler en flux d' ^{18}O (flux massique) en multipliant le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies par la lame de précipitation efficace et celui des eaux de la source considérée par la lame d'eau écoulée (BAKALOWICZ et JUSSERAND, 1986 ; ANDREO *et al.*, 2000). La comparaison des deux signaux est de ce fait plus cohérente même si, dans le cas particulier d'un signal à la source très amorti, le débit à la source prend un poids considérable dans l'analyse.

4.2.2 Principe du traçage isotopique naturel par le carbone 13 (^{13}C)

La mise en solution du carbone minéral dans l'eau (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) résulte de divers phénomènes : la mise en solution du CO_{2g} du sol ou de l'atmosphère et la dissolution des carbonates (cf. Chapitre 4.1). Chaque espèce dissoute possède un marquage propre en carbone 13. La teneur en ^{13}C des différentes formes du CMTD de la solution sera donc régie par les équilibres calco-carboniques et les différents pôles de mélange.

Les valeurs des teneurs en carbone 13 sont exprimées de la même façon que l'oxygène 18 et le deutérium en part pour mille par rapport à un standard : un rostre de bélémnite (*blemnitella americana*) de la formation Pee Dee du Crétacé supérieur de Caroline du Sud (USA).

On définit ainsi une valeur $\delta^{13}\text{C}$ selon l'Équation 4-6.

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (\text{‰})$$

Équation 4-6. Calcul de la teneur en carbone 13.

4.2.2.1 Les différentes sources de CMTD et leur marquage isotopique en ^{13}C

Chaque réservoir de carbone possède son propre marquage isotopique caractéristique, que ce soit l'atmosphère, le CO_2 biogénique du sol, la matrice carbonatée, ou bien le CMTD dans les eaux souterraines.

Dans l'atmosphère, la composition isotopique actuelle de ce réservoir le plus vaste est d'environ -8 ‰ VPDB . Cette valeur varie avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique ($3,4 \cdot 10^{-4}$ atm actuellement) de sorte que FRIEDLI *et al.* ne mesuraient que $-6,4 \text{ ‰ VPDB}$ en 1986. Ce phénomène résulte de la consommation massive, depuis la Révolution Industrielle du début du $\text{XX}^{\text{ème}}$ siècle, de combustibles fossiles fortement appauvris en ^{13}C .

Le sol est un milieu très producteur en CO_2 : la respiration racinaire et la décomposition de la matière organique par les microorganismes assurent à ce milieu particulier une pression partielle en CO_2 de 10 à 100 fois supérieure à celle de l'atmosphère. Cette valeur dépend de l'humidité et de la température qui régulent l'activité métabolique de la biosphère. La $p\text{CO}_2$ du sol varie alors en fonction du couvert végétal, de l'épaisseur du sol et du climat qui régit le taux d'humidité et la température du sol.

Le marquage en ^{13}C du CO_2 biogénique du sol, même s'il est systématiquement appauvri par rapport à celui de l'atmosphère, varie suivant le cycle photosynthétique utilisé par le couvert végétal :

- les plantes en C3 (cycle de Calvin à 3 carbones) représentent 85 % des espèces végétales. On les rencontre généralement dans les zones tempérées ou les régions de hautes latitudes. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ s'échelonnent de -24 à -30 ‰ VPDB selon les constituants de la plante avec une moyenne établie à -27 ‰ VPDB (VOGEL, 1993).
- les plantes en C4 (cycle Hatch-Slack à 4 carbones) sont minoritaires dans le règne végétal (seulement 5 %) et se localisent principalement dans les régions tropicales et dans certaines prairies de la zone tempérée. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ vont de -10 à -16 ‰ VPDB , avec une moyenne à $-12,5 \text{ ‰ VPDB}$ (VOGEL, 1993).
- les plantes en cycle de CAM (Crassulacean Acid Métabolism) constituent les 10 % des végétaux restants. On les retrouve essentiellement dans les déserts. Elles utilisent le cycle en C3 pendant le jour et en C4 pendant la nuit. La gamme des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ recouvre alors les deux familles précédentes.

Enfin, il faut remarquer que les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2g du sol sont systématiquement enrichies par rapport au ^{13}C du carbone des plantes et ce, indépendamment des conditions climatiques et pédologiques (RIGHTMIRE, 1978 ; DORR et MUNNICH, 1979). Les différentes observations montrent que l'enrichissement oscille entre 3 et 5 ‰.

La détermination de la valeur en $\delta^{13}\text{C}$ du sol est primordiale lors de l'utilisation de ce marqueur naturel dans les systèmes karstiques : le CO_2g du sol représente en effet un des deux pôles pouvant fournir du carbone à l'eau, le second étant les carbones constitutifs de la roche carbonatée. Sous nos latitudes tempérées, la valeur moyenne du ^{13}C du sol habituellement admise est celle des plantes en C3 et est de l'ordre de -22 ‰ VPDB. Cette approximation doit tout de même être affinée par une mesure directe de terrain.

Le dernier réservoir de carbone est représenté par les carbonates. Dans les formations du Crétacé supérieur en Périgord, l'essentiel des roches carbonatées rencontrées sont du type carbonates marins et ont généralement des teneurs en ^{13}C comprises entre -2 et +2 ‰ VPDB. Comme pour la teneur en carbone 13 du sol, une mesure sur les échantillons des formations rencontrées sur le site d'étude est toujours nécessaire pour qualifier le deuxième pôle d'alimentation de la solution en carbone.

4.2.2.2 Fractionnement du carbone 13 en fonction des évolutions géochimiques

La mise en solution du CO_2g (1^{er} pôle d'alimentation de la solution en CO_2) et la dissolution des carbonates (2^{ème} pôle) sont des réactions régies par les équilibres chimiques réversibles et thermodépendants du système calco-carbonique. Chaque changement de phase et de forme de carbone minéral dissous entraîne un fractionnement différent qui peut être calculé grâce aux équations présentées dans le Tableau 4.3.

Tableau 4.3. Facteurs de fractionnement du $\delta^{13}\text{C}$ pour les différentes formes de carbone en fonction de la température T en $^{\circ}\text{Kelvin}$.

Facteur de fractionnement	Equation	Référence
$\varepsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})} = -0,373 (10^3 T^{-1}) + 0,19$	(VOGEL et al., 1970)
$\varepsilon^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})} = 9,552 (10^3 T^{-1}) - 24,10$	(MOOK et al., 1974)
$\varepsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_3(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_3(\text{aq})-\text{CO}_2(\text{g})} = 0,87 (10^6 T^{-2}) - 3,4$	(DEINES et al., 1974)
$\varepsilon^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CaCO}_3}$	$10^3 \ln \alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{CaCO}_3} = -2,9888 (10^6 T^{-2}) + 7,6663 (10^3 T^{-1}) - 2,4642$	(VOGEL et al., 1970)

Avec ε (enrichissement) = $10^3 \ln \alpha$ (coefficient de fractionnement)

Et $\varepsilon^{13}\text{C}_{b-a}$ du composé (a) vers le composé (b).

Ainsi, pour une eau bicarbonatée calcique à 12 $^{\circ}\text{C}$ (285 $^{\circ}\text{K}$) circulant dans un sol de climat tempéré moyen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{g}} = -22 \text{‰}$), les évolutions des teneurs en ^{13}C peuvent être résumées par la Figure 4.4.

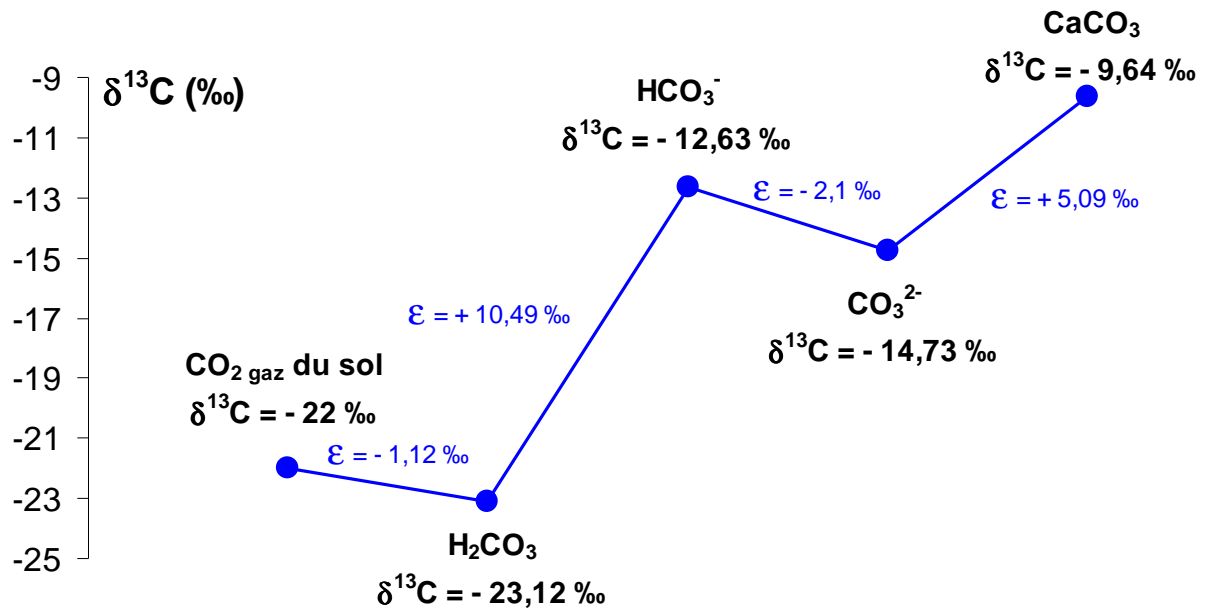


Figure 4.4. $\delta^{13}\text{C}$ des différentes formes de carbone du système calco-carbonique et enrichissement associé pour une eau à 25 $^{\circ}\text{C}$ et $\delta^{13}\text{C}_{(\text{g})\text{sol}} = -22\text{‰}$.

Le marquage de l'eau correspond alors au mélange des différentes formes du CMTD et dépend donc directement du pH de la solution (CLARK et FRITZ, 1997).

De plus, il est nécessaire de faire une distinction entre l'évolution des teneurs en carbone 13 dans les eaux qui circulent en système ouvert ou fermé sur le CO₂ gaz du sol.

En système ouvert :

Même si du carbone est emprunté aux carbonates solides par dissolution, le rééquilibrage en ¹³C avec l'atmosphère du sol considérée comme infinie et continue, est permanent. La signature isotopique de la solution sera donc imposée par la phase gazeuse.

Il est possible de calculer, grâce à l'analyse chimique et aux calculs des concentrations des formes du CMTD, un ¹³C théorique correspondant à une stricte évolution de l'eau en milieu ouvert sur le CO_{2g} du sol, sans dégazage ni précipitation. L'Équation 4-7 donne l'équation simplifiée du ¹³C_{CMTD} théorique en milieu ouvert sur le CO_{2(g)}.

CMTD = H₂CO₃ + HCO₃⁻ + CO₃²⁻, d'où :

$$\delta^{13}C_{CMTD\text{-ouvert}} = \left[\frac{\delta^{13}C_{H_2CO_3} \times (H_2CO_3)}{CMTD} \right] + \left[\frac{\delta^{13}C_{HCO_3^-} \times (HCO_3^-)}{CMTD} \right] + \left[\frac{\delta^{13}C_{CO_3^{2-}} \times (CO_3^{2-})}{CMTD} \right]$$

Nous avons vu précédemment, qu'aux pH généralement rencontrés dans les eaux naturelles (pH < 8) la forme CO₃²⁻ du CMTD devient négligeable ; l'équation se simplifie alors :

$$\delta^{13}C_{CMTD\text{-ouvert}} = \left[\frac{(\delta^{13}C_{CO_2(g)} + \varepsilon_{H_2CO_3-CO_2(g)}) \times (H_2CO_3)}{CMTD} \right] + \left[\frac{(\delta^{13}C_{CO_2(g)} + \varepsilon_{HCO_3^- - CO_2(g)}) \times (HCO_3^-)}{CMTD} \right]$$

Équation 4-7. Calcul du ¹³C_{CMTD} en milieu ouvert sur le CO_{2(g)}.

avec $\delta^{13}C_{CMTD\text{-ouvert}}$: teneur en carbone 13 attendue en milieu ouvert.
 $\delta^{13}C_{CO_2(g)}$: teneur en carbone 13 du CO₂ équilibrant propre au sol considéré.
 $\varepsilon_{i,j}$: facteur de fractionnement entre les espèces i et j

En système fermé :

En système fermé, la forme HCO₃⁻ du CMTD provenant de la dissolution du CO_{2g} du sol est en proportion négligeable du fait des pH généralement faibles (< 5,5) des eaux d'infiltration. Les HCO₃⁻ présents dans la solution proviennent donc exclusivement de la dissolution de la

calcite. La proportion de carbones provenant du $\text{CO}_{2(g)}$ du sol correspond à $\text{ACI}/2(\text{CMTD})$ avec ACI (acidité de l'eau) = $2\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^-$.

En considérant que le $\delta^{13}\text{C}$ de la calcite est de 0 ‰ nous pouvons alors calculer le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ théorique en milieu fermé selon l'Équation 4-8 :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD-fermé}} = \left[\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_{2(g)}} + \varepsilon_{\text{HCO}_3^--\text{CO}_{2(g)}} \right] \times \left[\frac{(\text{H}_2\text{CO}_3)}{\text{CMTD}} + \frac{(\text{HCO}_3^-)}{2\text{CMTD}} \right]$$

Équation 4-8. Calcul du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ théorique en milieu fermé sur le $\text{CO}_{2(g)}$.

avec $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD-fermé}}$: teneur en carbone 13 attendue en milieu fermé.
 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_{2(g)}}$: teneur en carbone 13 du CO_2 équilibrant propre au sol considéré.
 ε_{i-j} : facteur de fractionnement entre les espèces i et j

La limite majeure de ce calcul théorique réside dans le fait qu'il n'est possible de rendre compte de la teneur en carbone 13 de la solution qu'en instantané. En effet, une eau commence généralement son évolution en système ouvert sur la phase gazeuse du sol avant de rentrer en système fermé. Elle se retrouve alors en système intermédiaire et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ mesuré correspond à un mélange d'eaux évoluant dans des systèmes à degré d'ouverture différent. De plus, lorsqu'une eau réside longtemps en système fermé, des phénomènes de substitution entre les carbones dissous et ceux de la matrice interviennent, de telle sorte que la répartition stœchiométrique observée à l'entrée du système fermé ne commande plus le marquage en ^{13}C de l'eau. Elle s'appauvrit en ^{13}C sans qu'il soit possible de calculer théoriquement cette évolution.

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$, lorsqu'il est couplé avec un suivi chimique et hydrodynamique, est tout de même un bon traceur des écoulements en terme de fonctionnement du système karstique (EMBLANCH *et al.*, 1998). De plus, son évolution est le résultat de certains états transitoires que rencontre l'eau au cours de son transit dans le système :

Dégazage :

Nous avons vu que lorsqu'une eau transite d'un milieu à forte pCO_2 vers un milieu moins carboné, des dégazages permettent une remise à l'équilibre du CMTD de la solution avec son nouvel environnement. La solution fille, sursaturée, s'enrichit en carbone 13 lourd par la

perte des formes H_2CO_3 très négatives du CMTD. Cette remarque prend de l'importance car, quand une eau ayant évolué en milieu fermé dégaze, **le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ mesuré de la solution peut être plus enrichi que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ théorique de système fermé** ; les deux phénomènes d'enrichissement se superposent.

Précipitation des carbonates :

Les carbonates précipités sont enrichis en ^{13}C par rapport aux carbonates dissous du sol et gazeux. L'estimation de ce fractionnement isotopique est difficile car les effets cinétiques dus à l'état transitoire dans lequel se trouve l'eau sont mal connus aujourd'hui. Ils dépendent à la fois des vitesses et des variations du taux de précipitation. L'appauvrissement de la solution fille peut tout de même être estimé de -1 à -2 ‰. Comme précédemment, une eau dans un milieu ouvert sur la pCO_2 du sol qui serait amenée à précipiter pourrait voir son $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ **mesuré plus appauvri que celui calculé en système ouvert**.

Ces remarques montrent déjà l'importance de l'interprétation croisée des différents paramètres hydrogéochimiques mesurés ou calculés, notamment la comparaison des données en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ avec la $\text{pCO}_{2\text{éq}}$ et l' IS_c , tous deux marqueurs de l'état d'équilibre dans lequel se trouve l'eau au moment du prélèvement.

Chapitre 4.3 Les transferts de masse dans le système de Lascaux

Le cumul des eaux de pluies de Lascaux a été récolté tous les 15 jours dans un container étanche, enterré et à l'abri de la lumière pour éviter le développement d'algues qui changerait la chimie des eaux. La hauteur et l'intensité des précipitations journalières sont connues grâce aux données météorologiques de la station de Montignac et grâce au suivi du pluviographe en place sur le site. Le pluviomètre est nettoyé tous les jours (débris de feuilles, matières organiques etc.) et son niveau est surveillé lors de pluies abondantes afin d'éviter son débordement. Lorsque ce seuil est atteint, la pluie est prélevée le jour même, l'opération étant relancée jusqu'à la date prévue suivante.

Les eaux de l'émergence épikarstique ont fait l'objet d'un suivi chimique périodique d'octobre 2003 à juillet 2007 avec un pas de temps d'analyse le plus proche possible de 2 semaines. Les mesures physico-chimiques suivantes : T°, pH, Conductivité et Alcalinité (HCO_3^-) ont été déterminées in situ avec un pHmètre et un conductivimètre électronique WTW® (pH, conductivité et température) et une trousse HACH® (titration des bicarbonates). Les équilibres des eaux étant très dépendants des conditions extérieures ces paramètres ne peuvent être mesurés a posteriori.

Les analyses chimiques et isotopiques menées durant l'étude ont nécessité, lors de chaque campagne, le prélèvement de 50 ml de solution pour les cations, 50 ml pour les anions, d'un flacon opaque pour le carbone organique, de deux piluliers pour l'oxygène 18 et le deutérium et de 150 ml pour l'analyse du carbone 13. Tous les récipients étaient propres (neufs) en prenant garde de vider totalement l'air une fois rebouchés afin d'éviter les échanges de la solution avec la nouvelle phase gazeuse. De plus, les 50 ml de solution prélevés pour les cations ont été acidifiés à l'acide nitrique (HNO_3) au moment de la collecte afin d'éviter d'éventuelles précipitations qui fausseraient les analyses. Le carbone organique a été stabilisé par ajout de 2 gouttes de chlorure mercurique (HgCl_2) dans le flacon attribué à cette analyse. Tous ces prélèvements ont été stockés au réfrigérateur ($< 4^\circ\text{C}$) avant d'être analysés.

Les concentrations en éléments majeurs des échantillons prélevés (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}) ont été déterminées par chromatographie ionique (DIONEX® 120 pour les anions et DIONEX® 320 avec colonne de préchauffe pour les cations) à l'institut Environnement,

Geo-Ingénierie et Développement (EGID) de l'université Bordeaux3. L'analyse des teneurs des échantillons en carbone 13 par spectrométrie de masse a été confiée au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA) associé au projet. De plus, l'équipe avignonnaise s'est vue confier la détermination des teneurs en carbone organique de nos échantillons, l'utilisation de ce nouveau traceur ayant été développée au sein de leur équipe.

Les autres analyses isotopiques (^{18}O et ^2H) ont été réalisées au spectromètre de masse par le Department of Earth and Environmental Sciences de l'université Waterloo à Ontario, Canada.

4.3.1 Etude du marquage chimique et isotopique des précipitations à Lascaux

L'évènement pluvieux est à l'origine de toute infiltration, écoulement, transit d'eau dans un aquifère. Il est donc naturellement le point de départ de toutes les études menées sur les systèmes hydrogéologiques. Son intensité et sa durée conditionnent les transferts de pression dans le sous-sol tandis que le cortège chimique et isotopique des eaux de pluie définit l'état zéro ou initial du traçage géochimique naturel qui sert à qualifier les transits de matière.

L'objet de ce paragraphe est donc de caractériser l'état chimique et isotopique initial des pluies brutes dont une partie alimente le système épikarstique de Lascaux. Les pluies ont été recueillies à pas de temps bimensuel depuis le commencement de l'étude le 1^{er} octobre 2003. Le pluviomètre collecteur se situe au-dessus de l'entrée de la cavité, à l'emplacement de la station météorologique de Lascaux dont la position est décrite en introduction du Chapitre 3.1.

L'étude des précipitations commence par l'analyse des concentrations en éléments majeurs présents dans l'eau de pluie, variables essentielles à la caractérisation d'un système hydrogéologique. Le marquage isotopique en oxygène 18 et en deutérium des précipitations est traité dans un second temps.

4.3.1.1 Les éléments majeurs dans les précipitations à Lascaux

Le Tableau 4.4 présente une synthèse des résultats des analyses de la chimie des majeurs des précipitations recueillies à Lascaux, du mois d'octobre 2003 au mois de février 2006.

Tableau 4.4. Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des éléments chimiques majeurs dans les précipitations à Lascaux du mois d'octobre 2003 à février 2006 (cumuls bimensuels) $N = 45$. Moyenne : moyenne arithmétique ; Moy. Pond. : moyenne pondérée ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Quart. 0,25 : premier quartile ; Quart. 0,75 : troisième quartile ; Int. Interq. : intervalle interquartile ; Coef. Asym. : coefficient d'asymétrie ; Coef. Aplatt. : coefficient d'aplatissement.

	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Moyenne	1,2	1,3	0,8	1,6	0,1	1,2	1,1
Moy. Pond.	1,0	1,1	0,7	1,3	0,1	1,0	1,2
Médiane	0,6	1,2	0,8	1,3	0,1	1,0	0,4
Ec. Type	1,0	0,7	0,3	1,1	0,1	0,8	1,4
Coef. Var	87,7 %	53,5 %	37,0 %	70,8 %	72,6 %	64,5 %	134,6 %
Ec. Rel.	46,0 %	7,0 %	2,5 %	14,5 %	-1,8 %	19,3 %	63,3 %
Max.	3,6	3,1	1,5	4,1	0,4	3,0	5,1
Min.	0,3	0,3	0,4	0,3	0,0	0,3	0,1
Quart. 0,25	0,5	0,8	0,6	0,8	0,1	0,6	0,3
Quart. 0,75	1,4	1,6	0,9	2,1	0,2	1,5	1,1
Int. Interq.	0,8	0,8	0,3	1,3	0,1	0,9	0,8
Coef. Asym.	1,7	1,1	1,0	1,1	0,7	1,1	2,0
Coef. Aplatt.	2,1	2,1	1,3	0,6	0,0	0,8	3,4

La composition chimique des précipitations dépend de la nature et de la quantité de composés contenus dans l'atmosphère. Ils proviennent soit de processus naturels comme la mise en suspension d'éléments par le vent (aérosols), les embruns marins et les émissions par les végétaux, soit ils sont issus de processus anthropiques (émissions industrielles, travaux agricoles et miniers par exemple). Les principales sources des composés chimiques présents dans l'atmosphère, et donc susceptibles d'être transmis aux eaux de pluies, sont définies par trois pôles d'influence majeurs (LOYE-PILOT, 1995) :

- origine marine : Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺, K⁺ et SO₄²⁻
- origine continentale : Ca²⁺, K⁺ et Mg²⁺
- origine anthropique : SO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻ et K⁺

Les ions majeurs dominants dans les précipitations à Lascaux (Tableau 4.4 et Figure 4.5) sont le calcium ($1,6 \text{ mg l}^{-1}$ en moyenne) et dans une moindre mesure les nitrates ($1,3 \text{ mg l}^{-1}$ en moyenne). La prédominance du calcium peut être expliquée par l'environnement calcaire du secteur de Lascaux (dissolution de particules calcaires provenant de l'érosion éolienne) alors qu'il faut rechercher l'origine des nitrates, soit dans l'activité agricole, soit dans l'activité urbaine (chauffage urbain, voitures, combustion...). Les concentrations en ions chlorure et sodium sont identiques en moyenne arithmétique et pondérée ($1,2 \text{ mg l}^{-1}$ et 1 mg l^{-1} respectivement) de sorte qu'on attribuera la source de ce couple ionique aux pluies d'origine océaniques qui dissolvent le chlorure de sodium (NaCl) provenant des embruns marins. Les sulfates représentent une part non négligeable de la minéralisation des eaux de pluies à Lascaux même si leur concentrations n'est pas élevée au regard d'autres sites français ($3,6 \text{ mg l}^{-1}$ en moyenne à Arette (64) selon REY, 2007 ; $4,17 \text{ mg l}^{-1}$ en moyenne à Savoillan (84) selon LASTENNET, 1994 par exemple). Le magnésium (Mg^{2+}) est très peu présent dans les précipitations à Lascaux, ses faibles teneurs ($< 0,15 \text{ mg l}^{-1}$) étant proches de la limite de détection de l'appareil de mesure (DIONEX[®] DX 320).

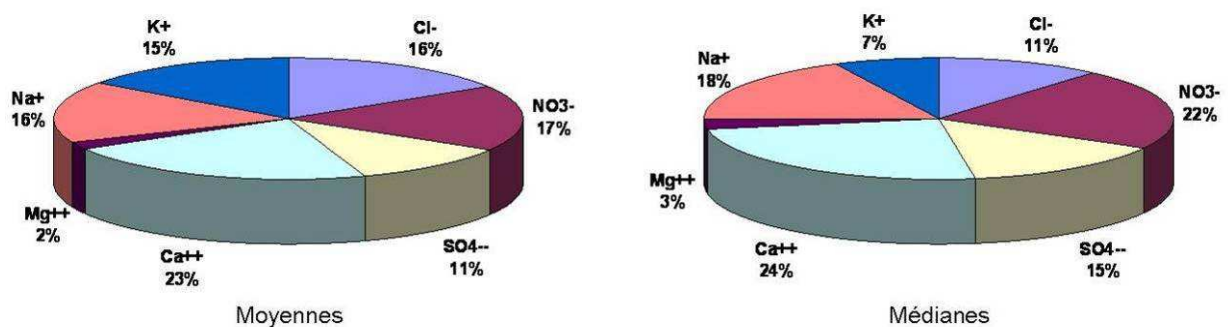


Figure 4.5. Répartition des teneurs en éléments chimiques majeurs dans les précipitations à Lascaux à partir des moyennes (à gauche) et des médianes (à droites).

On constate de plus que les moyennes pondérées par les lames d'eau précipitées sont globalement inférieures aux moyennes arithmétiques, excepté pour l'ion potassium K^+ . Les épisodes caractérisés par un faible cumul de pluie sont souvent plus concentrés en éléments majeurs ce qui influe sur la valeur de la moyenne arithmétique. Les valeurs maximum enregistrées (Tableau 4.4) sont en effet 2 à 4 fois supérieures aux moyennes des concentrations de chaque élément mesuré.

L'élément le moins variable dans les précipitations de Lascaux est le sulfate dont le coefficient de variation s'est établi à 37 %. Le sulfate a généralement une teneur relativement constante dans l'atmosphère de l'ensemble du territoire et est majoritairement responsable de l'acidification des eaux de pluies. A l'inverse, les concentrations en ions chlorure et sodium, que nous supposons intimement associés, présentent une variabilité importante avec des coefficients de variation de presque 88 % pour le premier et 65 % pour le second. Le site subit en effet à la fois une influence océanique lorsque les flux proviennent de l'Ouest avec des pluies chargées en chlorure de sodium marin, et une influence plus continentale voire montagnarde lorsque les flux proviennent de l'Est avec des pluies appauvries en NaCl.

Les teneurs en potassium sont très variables avec un coefficient de variation à presque 135 %. La moyenne est en effet très influencée par des pluies anormalement concentrées en potassium (Ec. Rel. = 63,3 %) sans que nous ayons une explication possible sur ce phénomène.

Une analyse en composante principale (ACP) a été réalisée sur les sept variables qui caractérisent la chimie des précipitations à Lascaux. Cette méthode statistique classique en hydrogéologie permet de mettre en évidence des corrélations entre les variables afin de dégager les facteurs responsables des variations observées. La Figure 4.6 représente les cercles de corrélations entre descripteurs dans le plan I-II pour le premier (77,4 % de la variance totale absorbée) et dans le plan I-III pour le second (52,3 % de la variance totale absorbée).

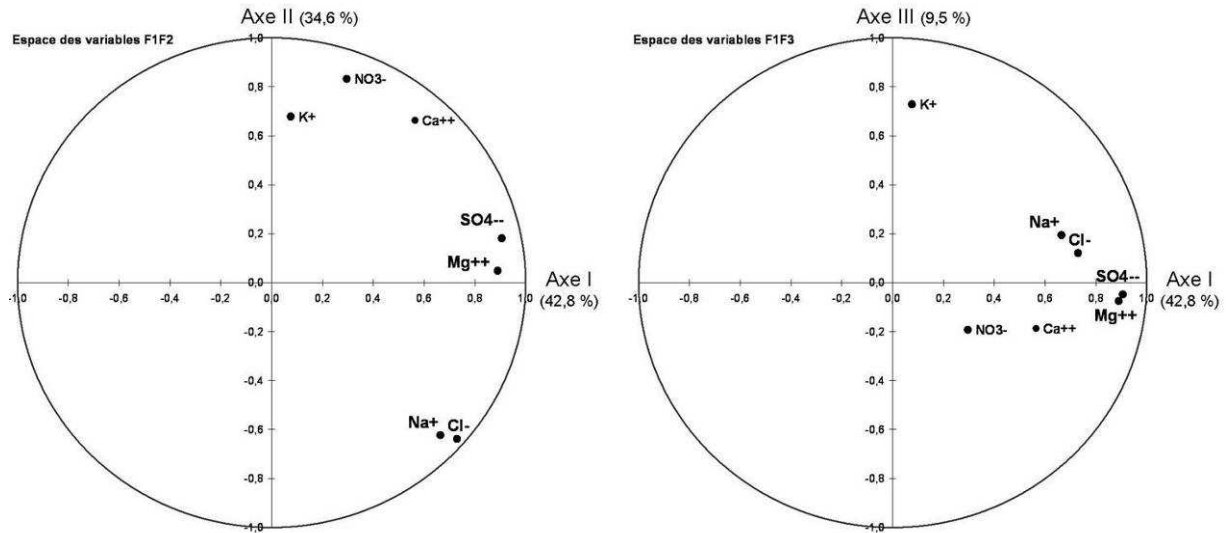


Figure 4.6. Diagrammes des variables (plan I-II à gauche et plan I-III à droite) relatifs à l'ACP sur les précipitations à Lascaux sur la période d'octobre 2003 à février 2006.

L'analyse en composante principale permet de confirmer l'origine de certains ions présents dans les précipitations à Lascaux tout en soulevant de nouvelles interrogations.

Tout d'abord, nous voyons clairement une forte corrélation entre les ions sodium et chlorure ($r = 0,945$) portés positivement sur l'axe I (42,8 %) et négativement sur l'axe II (34,6 %). Ces éléments forment un groupe apparié qui peut être défini comme le pôle d'origine océanique des eaux de pluie ce qui confirme l'hypothèse émise précédemment.

La discrimination entre les éléments d'origine anthropique ou continentale s'exprime moins clairement sur l'espace des variables. Le sulfate (SO_4^{2-}) suspecté d'avoir pour origine des processus anthropiques est associé au magnésium dont l'origine serait continentale, cet élément ne se retrouvant pas associé aux ions sodium et chlore (pôle marin). Le sulfate et le magnésium sont bien corrélés entre eux ($r = 0,875$) et sont, tous les deux, corrélés positivement avec l'axe I, sans s'exprimer sur l'axe II. Le sulfate pourrait avoir, à Lascaux, une origine non atmosphérique (pollution anthropique) mais terrigène naturelle comme l'avait observé RODA *et al.* en 1990.

Le calcium est isolé dans le plan I-II (corrélé positivement sur les deux axes I et II). Son origine la plus probable est la dissolution des particules calcaires présentes dans l'atmosphère, hypothèse fondée sur l'existence de nombreux affleurements carbonatés dans la vallée de la Vézère.

L'axe II porterait les éléments d'origine anthropique comme le montre les nitrates positivement corrélés sur cet axe. Les ions NO_3^- auraient une origine anthropique issue des

activités de chauffage urbain, des rejets automobiles et autres combustions qui produisent des oxydes d'azote. Le lessivage de ces composés par les pluies crée des acides nitriques H_2NO_3 que l'on peut retrouver dans les aquifères.

Le potassium quant à lui forme un groupe particulier : il est corrélé positivement sur l'axe II ce qui ferait penser à une origine anthropique mais il est aussi le seul à être porté par l'axe III. Une interrogation subsiste donc sur l'origine possible du potassium, qui pourrait être anthropique comme le laisserait penser sa corrélation avec les nitrates ($r = 0,657$), mais qui possède un comportement particulier sur l'axe III, ce qui en fait un ion à part dans les précipitations de Lascaux.

Il résulte de cette analyse multi variée l'existence de quatre groupes d'éléments discriminés par des origines différentes. Nous avons différencié le pôle océanique caractérisé par les ions sodium et chlorure, le pôle terrigène défini par les ions sulfate et magnésium, le pôle assises carbonatées avec l'ion calcium et un pôle anthropique caractérisé par l'ion nitrate. L'origine du potassium reste quant à elle une énigme et est probablement multiple (aérosols marins, poussières continentales ...).

4.3.1.2 L'oxygène 18 et le deutérium dans les précipitations à Lascaux

Les pluies à Lascaux constituant le signal d'entrée du compartiment sol du système épikarstique, nous allons traiter, dans cette partie, du marquage en isotopes stables naturels (oxygène 18 et deutérium) de ces dernières.

A Lascaux, et à l'instar des analyses des concentrations en éléments majeurs, les analyses en oxygène 18 et en deutérium sont effectuées sur les cumuls bimensuels des précipitations, sauf événements exceptionnels où le pas de temps de collecte est réduit.

Les Figure 4.7 et Figure 4.8 montrent l'évolution respective des teneurs en oxygène 18 et en deutérium dans les précipitations à Lascaux sur trois cycles presque complets (de septembre 2003 à juillet 2006). Malgré une lacune de mesure durant l'hiver 2005 (neige), nous retrouvons un comportement cohérent où les pluies d'été sont nettement enrichies en isotopes lourds par rapport aux pluies d'hiver. Nous retrouvons bien à Lascaux le phénomène d'appauvrissement important des pluies d'hiver en isotopes lourds comme prévu par l'analyse théorique des fractionnements isotopiques dans le cycle évaporation-condensation-précipitation. Le signal d'entrée en oxygène 18 et en deutérium propose donc une variabilité intéressante pour la réalisation d'un traçage naturel. La gamme de variation du $\delta^{18}O$ s'étale de

-12,9 ‰ en décembre 2004 à -1,2 ‰ en juillet 2005 avec un coefficient de variation de 41 % et le $\delta^2\text{H}$ varie, quant à lui, de -92,1 ‰ en décembre 2005 à -6,1 ‰ en juillet 2005 avec un coefficient de variation de 51 %.

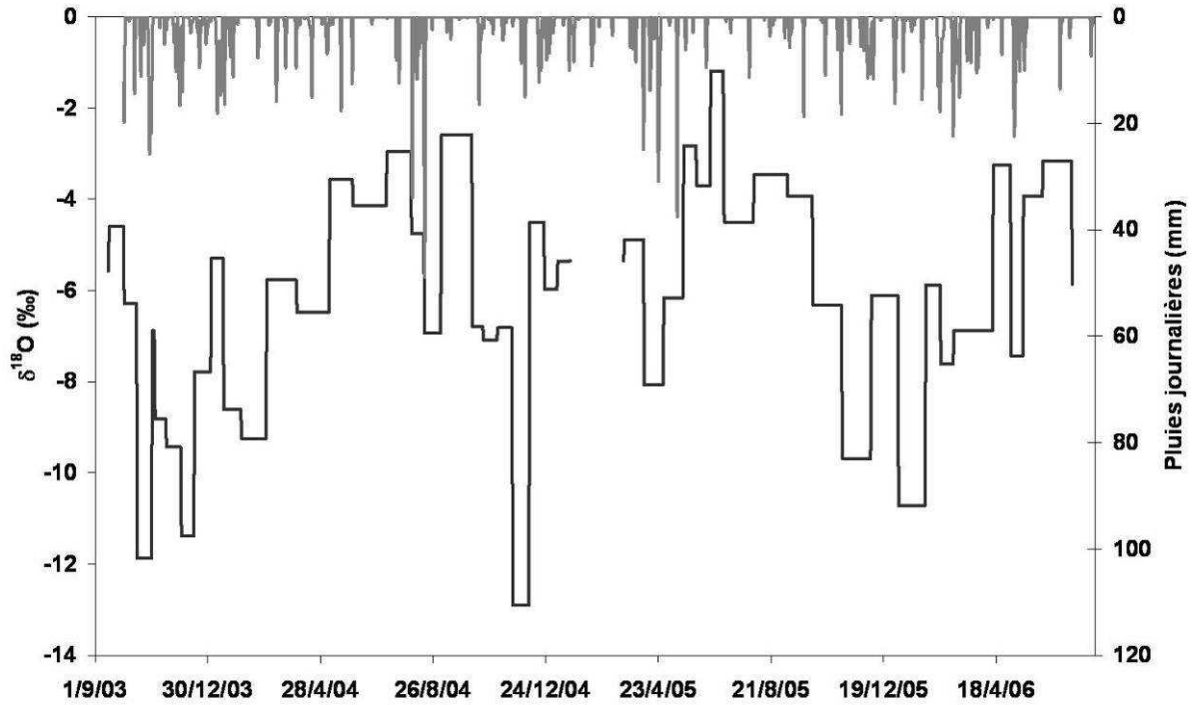


Figure 4.7. Evolution des teneurs en oxygène 18 ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) et des précipitations journalières (mm) à Lascaux de septembre 2003 à juillet 2006.

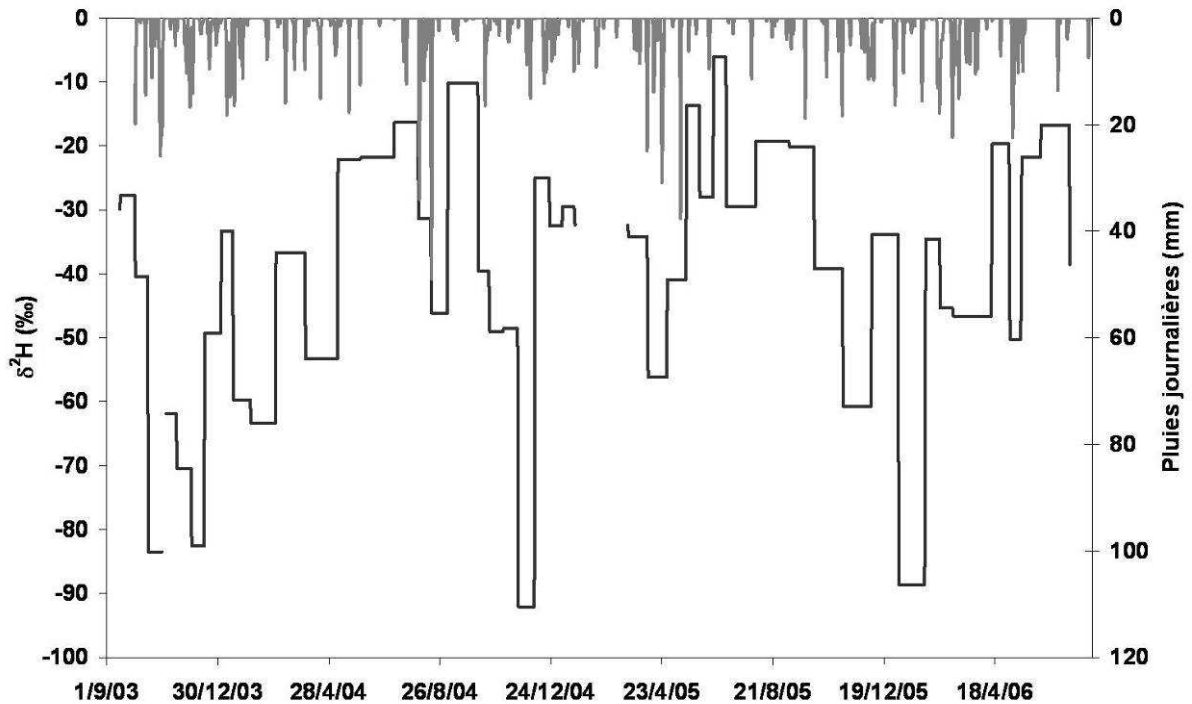


Figure 4.8. Evolution des teneurs en deutérium ($\delta^2\text{H}$ ‰) et des précipitations journalières (mm) à Lascaux de septembre 2003 à juillet 2006.

Nous devons tout de même vérifier que le signal en oxygène 18 et en deutérium que nous mesurons dans les cumuls de pluies n'est pas influencé par des processus d'évaporation qui pourraient avoir lieu dans le bac de collecte. A cet effet, nous devons vérifier s'il existe une corrélation linéaire entre les teneurs en oxygène 18 et les teneurs en deutérium. D'une façon générale cette droite, appelée droite météorique, a une pente assez constante proche de 8. Les processus d'évaporation engendrent des fractionnements isotopiques qui réduisent la valeur de la pente. La Figure 4.9 compare la droite météorique générale d'équation $\delta^2\text{H} = 8.\delta^{18}\text{O} + 10$ (CRAIG, 1961) à la droite météorique locale à Lascaux.

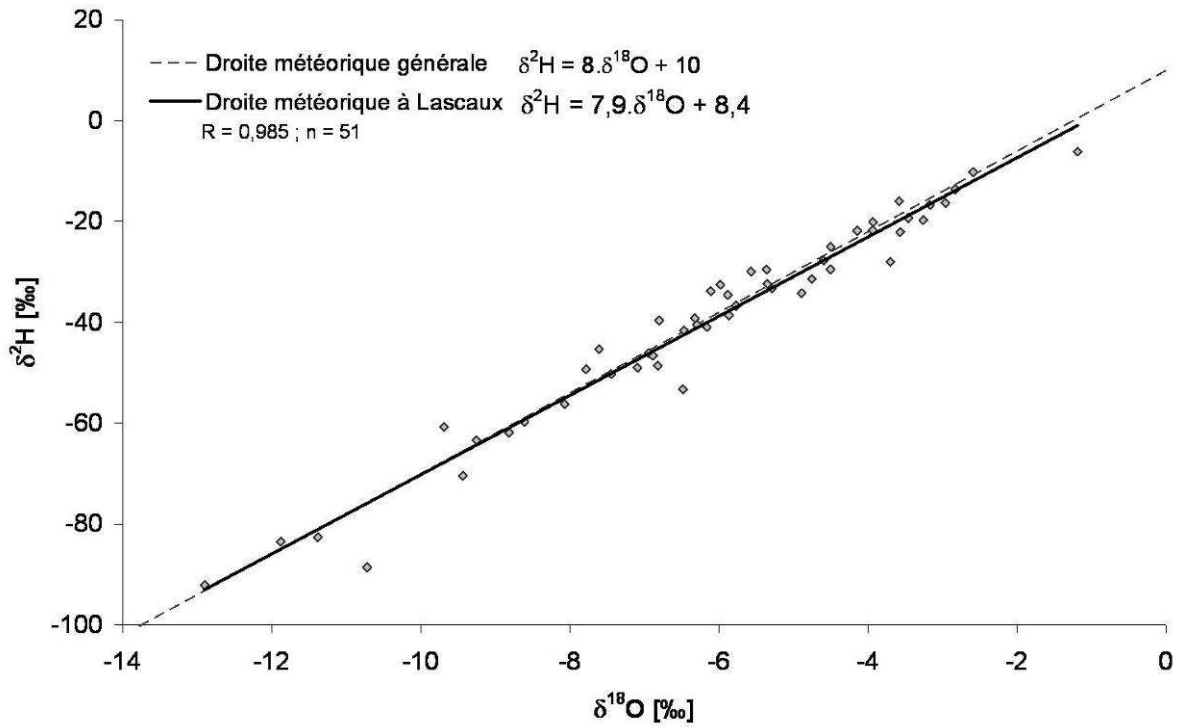


Figure 4.9. Droite météorique générale et Droite météorique locale à Lascaux.

A Lascaux, la relation entre les teneurs en oxygène 18 et en deutérium dans les pluies, calculée par régression linéaire sur les 51 échantillons analysés, s'exprime selon l'Équation 4-9.

$$\delta^2H = 7,9 \times \delta^{18}O + 8,4$$

Équation 4-9. Equation de la droite météorique locale à Lascaux.

Cette expression est très proche de l'équation théorique générale et la différence de pente n'est pas assez significative pour invoquer l'effet d'une évaporation des eaux de pluies lors de leur collecte. Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium étant liées par une relation linéaire, nous pouvons utiliser indépendamment l'une ou l'autre de ces valeurs pour réaliser le traçage isotopique naturel.

4.3.2 Evolution de la chimie des eaux en transit dans le système épikarstique

Le suivi de la chimie des eaux de la source au toit du Sas1 Compartiment3 a débuté à la reprise des écoulements, le 31 octobre 2003 et s'est poursuivi durant quatre cycles hydrogéologiques complets : 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007. La Figure 4.10 montre l'hydrogramme mesuré à l'émergence épikarstique du Sas1 Compartiment3 de la cavité de Lascaux avec les cumuls de pluie brute du 1^{er} septembre du cycle jusqu'à la reprise des écoulements et les dates de début et de fin des écoulements pour chacun des 4 cycles étudiés.

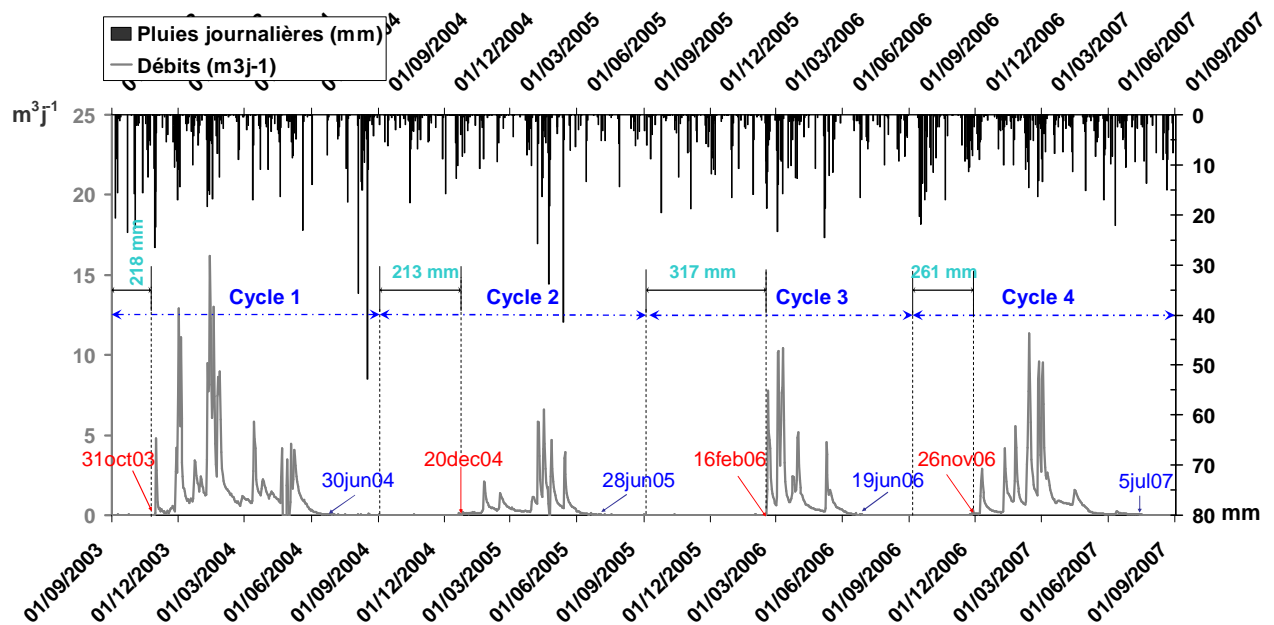


Figure 4.10. Hydrogramme mesuré au sas1 et pluies à Lascaux. En bleu ciel : Cumuls de pluie brute (mm) du 1^{er} septembre à la reprise des écoulements et dates de début et de fin des écoulements pour chacun des 4 cycles.

Nous l'avons déjà noté, une particularité des écoulements dans la grotte de Lascaux est leur caractère non pérenne. On peut voir sur la Figure 4.10 que les écoulements débutent généralement à la fin de l'automne et se terminent à la fin du printemps en juin. Il arrive qu'exceptionnellement on enregistre des écoulements au cours de l'été (par exemple pendant l'été 1997). L'hydrogramme est bien caractéristique d'une réponse karstique du système de Lascaux et non de milieu à porosité d'interstices. Il existe cependant une variabilité importante du fait de l'état de la recharge du sol et de l'épikarst qui permet ou non le transfert

de pression vers l'exutoire. L'étude de l'hydrogramme montre bien que les écoulements sont sous tendus à la recharge du système à l'automne. Un état de recharge déficitaire de l'épikarst conduit au décalage de la reprise de l'écoulement, celui-ci pouvant même être fortement influencé par le déficit engendré par les cycles précédents. C'est donc durant les périodes d'écoulements que les eaux ont été collectées pour leur analyse chimique et isotopique, ceci afin de rendre compte des modalités de transit des eaux dans le système épikarstique.

4.3.2.1 Paramètres de terrains : T° , pH et conductivité χ

Les premières données collectées sont les paramètres physico-chimiques de terrain : T° , pH et conductivité mesurés in situ lors du prélèvement et dont le suivi est présenté en Figure 4.11.

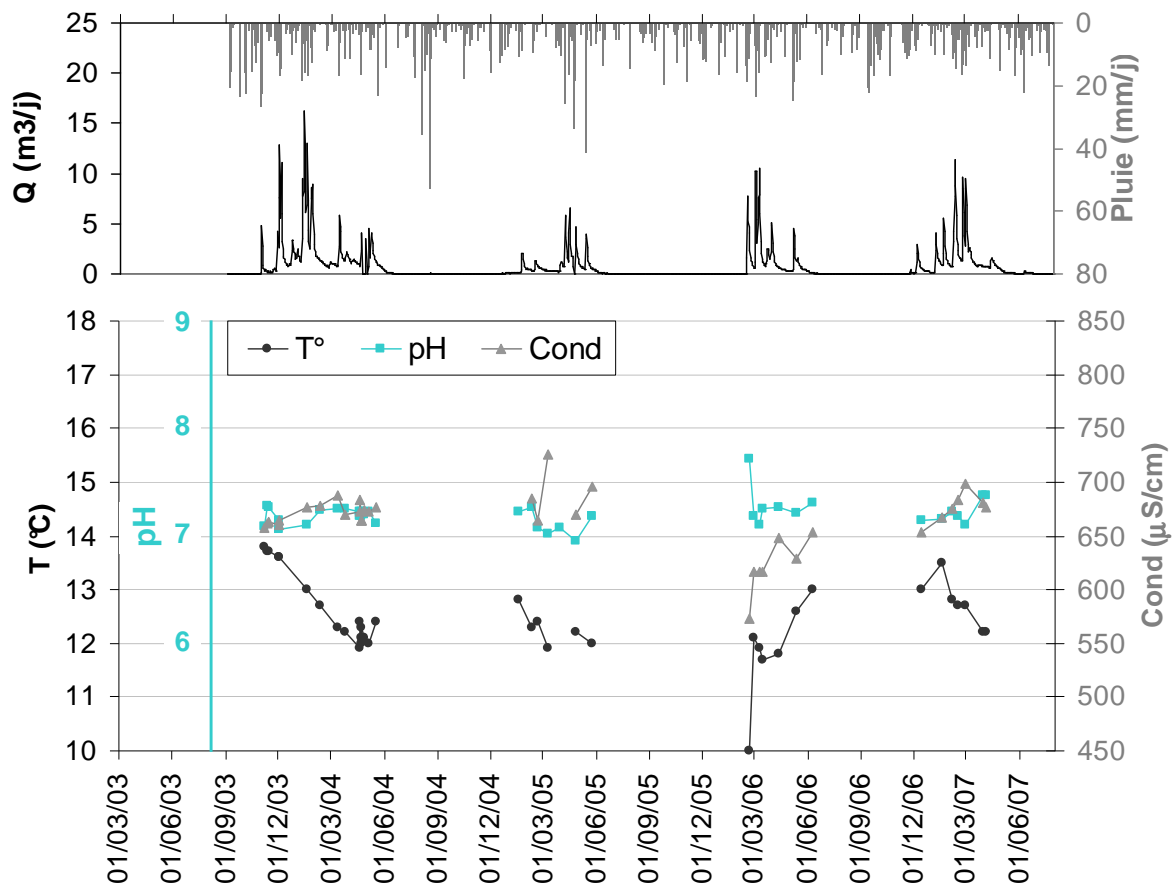


Figure 4.11. Evolution des paramètres physico-chimiques de terrain à l'émergence épikarstique de Lascaux.

La température des écoulements au toit du Sas décroît généralement au cours du cycle sauf pour le cycle 2005-2006 où les deux derniers prélèvements montrent des températures

supérieures à celles mesurées à la reprise des écoulements. La reprise fut tardive pour ce cycle (mi février 2006) avec des premières eaux particulièrement fraîches (10 °C). On peut imaginer une participation d'eaux récentes dans le système pour amorcer la reprise des écoulements qui se mélangent rapidement avec une proportion d'eaux marquées par la température du sol. Nous avons donc sûrement eu la chance de collecter les toutes premières eaux de reprise pour ce cycle. En moyenne, les températures varient peu ($\sigma = 0,7$ °C) autour d'une moyenne établie à 12,5 °C comme le montre les valeurs reportées dans le Tableau 4.5. Les températures sont donc très peu affectées par les événements pluvieux importants ou bien l'incidence est très restreinte dans le temps de sorte qu'il est difficile de rendre compte de ces variations à l'échelle de notre pas de temps de mesure. La valeur moyenne des températures correspond à celle de la roche calcaire mesurée à Lascaux à la profondeur de l'émergence.

Tableau 4.5. Paramètres statistiques des données mesurées in situ à l'émergence épikarstique. $N = 37$.

	Température (°C)	pH	Conductivité ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
Moyenne	12,5	7,2	664,5
Médiane	12,3	7,2	668,5
Ecart type (σ)	0,7	0,1	26,9
Minimum	10,0	7,0	573,0
Maximum	13,8	7,7	726,0
Coefficient de variation	6 %	2 %	4 %
Ecart relatif	1 %	0 %	-1 %

Le pH reste relativement stable durant toute la durée du suivi hydrochimique ($\sigma = 0.1$ u. pH). Il évolue dans une gamme restreinte de 7 à 7,7 u. pH cette dernière valeur correspondant aux eaux de tout début du cycle 2005-2006. La moyenne et la médiane ont une valeur identique de 7,2 u. pH. Comme pour les températures, le pH est faiblement affecté par les événements pluvieux intenses et sur une courte durée. Notons tout de même que les valeurs minimales sont généralement mesurées durant les crues à l'émergence mais toujours dans une gamme très restreinte de variations.

La conductivité des eaux du Sas est élevée, la moyenne étant de $664 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ sur la période étudiée. L'eau du Sas est fortement minéralisée en référence à d'autres études géochimiques concernant l'épikarst (BAKALOWICZ, 1979 ; LASTENNET, 1994 ; BATIOT, 2002). Sa distribution est globalement unimodale sur la période d'un cycle et ne marque pas de variations significatives. Les eaux de reprise du cycle 2005-2006 sont tout de même caractérisées par une valeur de conductivité plus faible ($573 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) qui confirme la participation d'eaux faiblement minéralisées aux premiers écoulements de reprise.

En résumé, les températures des eaux qui s'écoulent à l'émergence épikarstique suivent les variations thermiques saisonnières. Ces eaux ont donc circulé dans la zone d'hétérothermie du sol où elles acquièrent leur température soit par conduction à travers la roche, soit par convection de fluides (eau ou air) dans le milieu. De plus, elles ne sont pas influencées durablement par l'infiltration dans le système de pluies à températures généralement différentes de celle du sol. Seules les eaux de reprise des écoulements collectées en février 2006 laissent présager une influence possible d'eaux nouvelles dans le système mais de très courte durée et dans des proportions relativement faibles. Nous pouvons alors émettre, en première hypothèse, l'existence d'une certaine réserve d'eau stockée à faible profondeur car, en effet, le signal thermique est rapidement amorti en profondeur. Cette hypothèse est appuyée par les observations géologiques qui mettent en avant la faible épaisseur de l'hydrosystème épikarstique de Lascaux.

Le pH et la conductivité restent très stables durant la période de mesure et ne sont que très faiblement influencés par l'arrivée d'eaux nouvelles dans le système. Ces constatations vont à l'encontre du fonctionnement hydrodynamique de la source déterminé au PARTIE 3. Nous mettons ici en évidence la différence majeure du comportement à l'exutoire en terme de transfert et de transit (MUDRY, 1987 ; LASTENNET *et al.*, 1995). Les transferts d'énergie (pression) sont souvent très rapides et une arrivée d'eau massive dans le système karstique imprime à celui-ci une hausse importante de la charge hydraulique, montrée par l'augmentation significative du débit aux exutoires. Cependant, les transferts de masse sont beaucoup plus lents. Les eaux à l'exutoire peuvent alors résulter, soit d'une chasse d'eau préexistante dans le milieu (effet piston), soit d'un mélange entre différents types d'eaux. Les fortes valeurs de conductivités mesurées sur le cycle d'étude soulignent l'importance de la minéralisation, confortant ainsi l'hypothèse d'une chasse d'eaux qui ont eu le temps de dissoudre la calcite en réalisant les équilibres du système calco-carbonique.

4.3.2.2 Evolution des anions au toit du Sas1

Aux pH rencontrés dans les eaux du système étudié ($\text{pH}_{\text{moy}} = 7,2$) la forme HCO_3^- du CMTD est majoritaire et participe pratiquement pour moitié à la minéralisation de la solution. Les variations en bicarbonates sont donc représentatives de l'ensemble de l'évolution générale du CMTD à l'exutoire. Le suivi des concentrations en HCO_3^- et en anions majeurs (SO_4^{2-} , Cl^- et NO_3^-) est présenté en Figure 4.12.

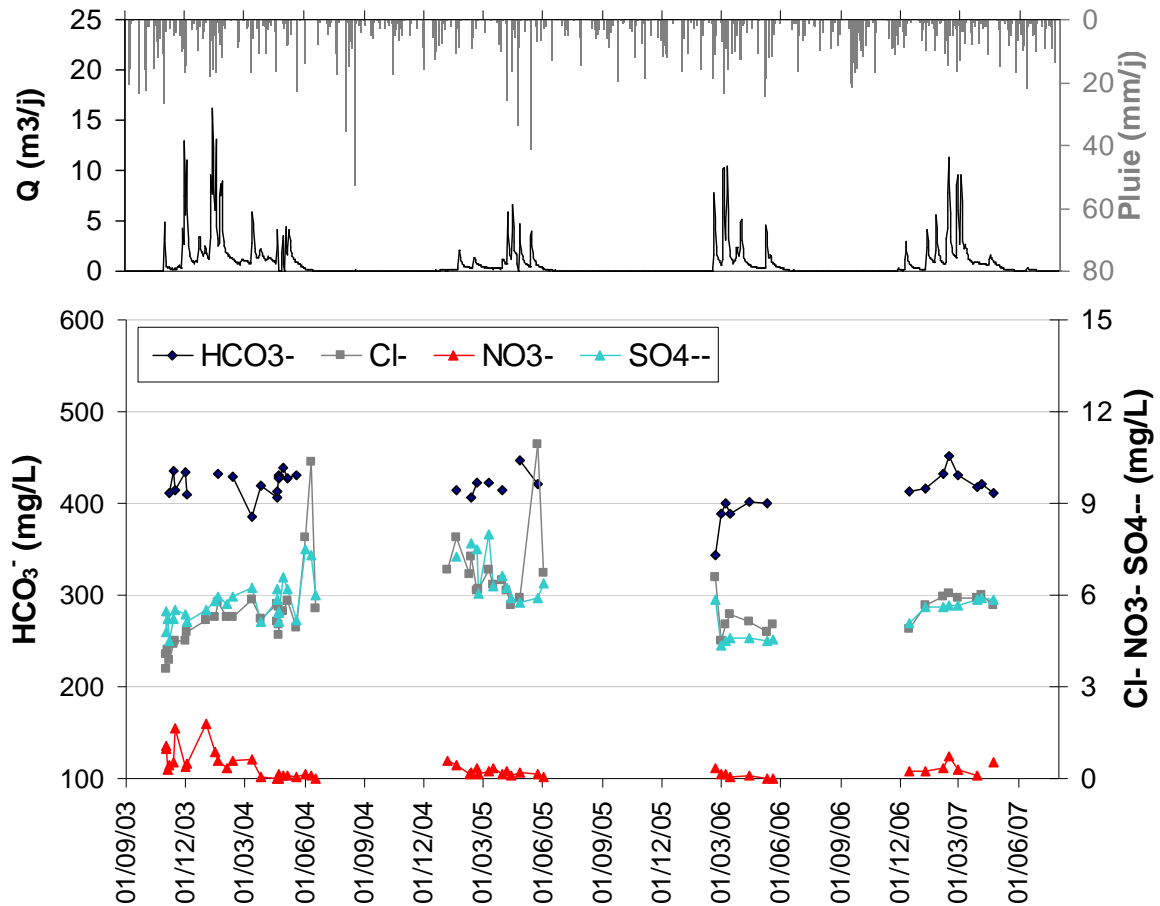


Figure 4.12. Evolution des teneurs en anions dans les eaux de l'émergence épikarstique.

Les teneurs en bicarbonates restent stables durant tout le cycle d'étude, variant peu autour d'une moyenne de 417 mg/l ($\sigma = 19$ mg/l) visible dans le Tableau 4.6. Cette valeur est élevée pour une eau épikarstique, les données collectées par LASTENNET (1994) et EMBLANCH (1997) sur l'ensemble des exutoires du massif karstique du Ventoux (Vaucluse) ne dépassant que très rarement 320 mg/l. De plus, comme pour les paramètres physico-chimiques, les concentrations en bicarbonates varient peu lors des épisodes de crues. Les variations

s'établissent dans une gamme allant de 344 mg/l pour les eaux de reprise du cycle 2005-2006 (valeur exceptionnelle cependant) à 451 mg/l le 15/02/07.

Les anions SO_4^{2-} et Cl^- évoluent de manière concomitante durant tout le cycle d'étude. Leurs concentrations mesurées dans les eaux du Sas sont similaires avec une moyenne de 5,8 mg/l pour ces deux éléments. 2 pics en chlorures sont observés à la fin des cycles 2003-2004 et 2004-2005.

Les nitrates montrent de très faibles teneurs dans le système ($[\text{NO}_3^-]_{\text{moy}} = 0,3 \text{ mg/l}$) surtout depuis la fin du premier cycle de mesure. L'émergence se situant assez proche du sol et donc de la source potentielle de nitrates (minéralisation de la matière organique du sol) il est possible d'invoquer des phénomènes de dénitrification dans les eaux épikarstiques. Ces processus demandent tout de même des temps de séjour relativement long et des conditions anaérobies. Un suivi des isotopes stables de l'azote (^{15}N) et de l'oxygène (^{18}O) permettrait de mettre en évidence les processus de dénitrification. Un enrichissement en ^{15}N est en effet le signe du passage des nitrates (NO_3^-) en nitrites (NO_2^-) et en azote (N_2).

Tableau 4.6. Paramètres statistiques des concentrations en anions à l'émergence épikarstique.

	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)
Moyenne	416,9	5,8	0,3	5,8
Médiane	419,1	5,6	0,2	5,7
Ecart type (σ)	19,1	1,3	0,4	0,8
Minimum	344,0	3,6	0,0	4,4
Maximum	451,4	10,9	1,8	8,0
Coefficient de variation	4,6 %	22,7 %	111,2 %	14,6 %
Ecart relatif	-0,5 %	1,9 %	35,2 %	0,8 %
Nbre de valeurs	38	55	54	53

4.3.2.3 Evolution des cations au toit du Sas1

La Figure 4.13 montre les concentrations en cations dans les eaux prélevées au Sas durant les quatre cycles de l'étude.

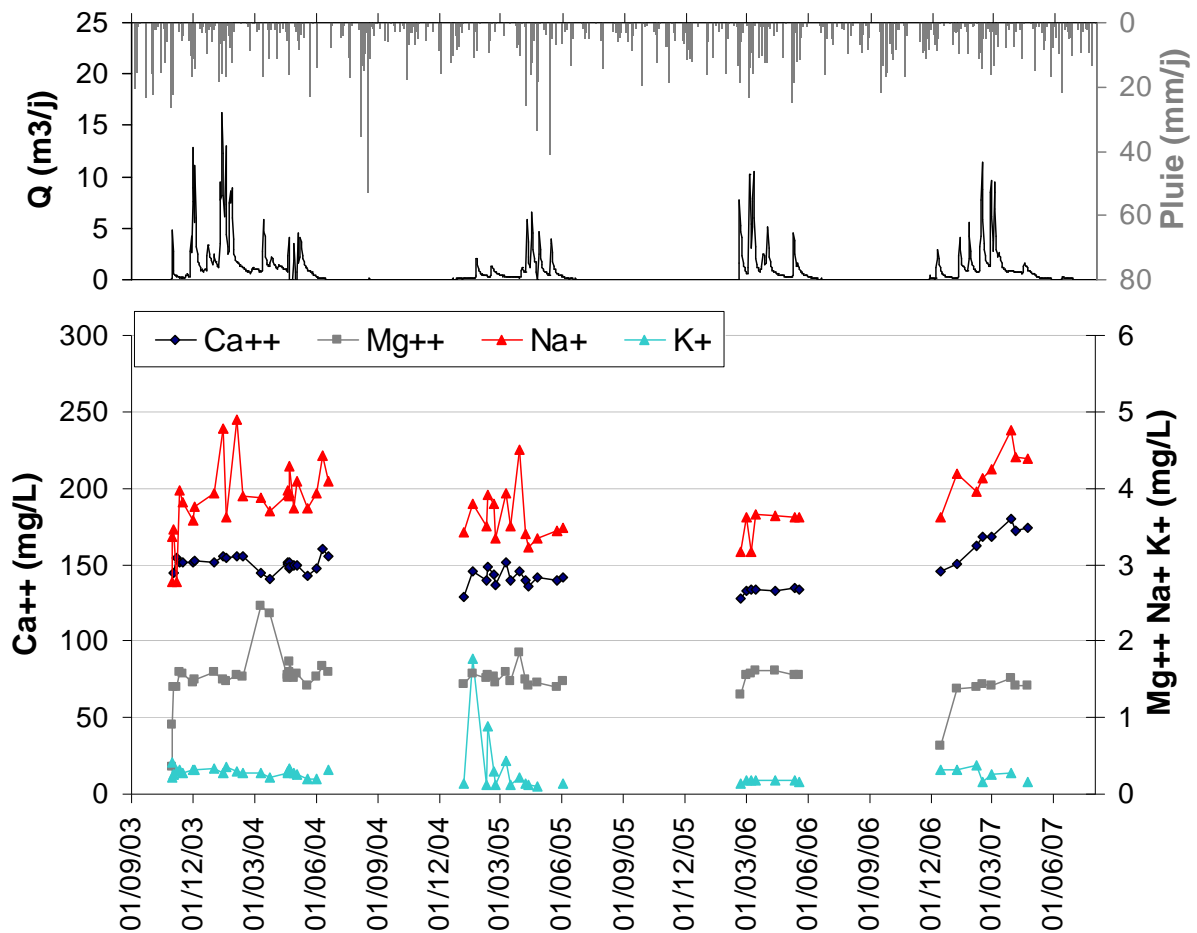


Figure 4.13. Evolution des teneurs en cations dans les eaux de l'émergence épikarstique.

L'ion calcium Ca^{2+} est le deuxième ion majoritaire en solution et participe de ce fait globalement pour 50 % à la minéralisation totale. Les eaux épikarstiques ont donc clairement un faciès bicarbonaté-calcique. Le calcium est mis en solution par dissolution de la calcite constitutive du magasin selon les équilibres exposés au paragraphe 4.1.3. Les concentrations en ions Ca^{2+} sont très élevées, confirmant l'état de minéralisation des eaux épikarstiques. Elles évoluent dans une gamme allant de 128 mg/l le jour de la reprise des écoulements du cycle 2005-2006 à 180 mg/l fin mars 2007. La moyenne s'établit à 148 mg/l (Tableau 4.7). Comme pour les autres éléments analysés (excepté le potassium K^+), les concentrations en calcium restent stables durant les cycles (coefficient de variation = 8 %) excepté durant le cycle 2006-2007 où l'on observe une augmentation significative. Or, dans le même temps, les

concentrations en bicarbonates HCO_3^- restent stables. Le calcul de la balance ionique montre un excédent de cations croissant en 2007 ce qui, rajouté aux problèmes analytiques rencontrés avec le chromatographe ionique durant cette période, laisse penser à une erreur de mesure des concentrations en calcium. L'augmentation serait donc le résultat d'une dérive de la mesure par dégradation de la colonne du DIONEX® et non l'expression de conditions particulières d'écoulement des eaux dans l'épikarst. Enfin, le pas de temps de mesure ne permet pas de mettre en évidence un impact d'arrivée d'eaux nouvelles sur la minéralisation.

Le magnésium est présent en de très faible quantité dans les eaux épikarstiques. Les teneurs évoluent en effet de 0,4 mg/l le jour de la reprise des écoulements du premier cycle étudié à 2,5 mg/l en mars du même cycle. Par la suite, les concentrations en Mg^{2+} n'ont jamais dépassé les 2 mg/l. Même si les teneurs en Mg^{2+} ne montrent pas de variations importantes au cours des cycles étudiés ($\sigma = 0,3$ mg/l), les eaux du mois de mars 2004 du cycle 2003-2004 montrent une augmentation significative (+ 1 mg/l par rapport à la moyenne) pour les deux prélèvements effectués ce mois-ci. De plus, les premières eaux collectées durant les cycles 2003-2004, 2005-2006 et 2006-2007 sont les moins concentrées en magnésium de chacun des cycles.

Tableau 4.7. Paramètres statistiques des concentrations en cations à l'émergence épikarstique.

	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)
Moyenne	148,1	1,5	3,8	0,3
Médiane	148,2	1,5	3,8	0,3
Ecart type (σ)	11,2	0,3	0,4	0,2
Minimum	127,8	0,4	2,8	0,1
Maximum	180,2	2,5	4,9	1,8
Coefficient de variation	7,6 %	19,2 %	11,6 %	84,3 %
Ecart relatif	-0,1 %	-1,5 %	0,3 %	4,7 %
Nbre de valeurs	53	55	55	52

Les concentrations en sodium, d'origine principalement océanique, évoluent approximativement de la même manière que les autres cations présents en solution : les valeurs les plus faibles correspondent au jour de la reprise des écoulements des cycles 2003-

2004, 2005-2006 et 2006-2007 puis elles se stabilisent durant la période de mesure restante autour de la moyenne de 3,8 mg/l. Cependant, la dispersion des teneurs en Na^+ autour de la moyenne est plus importante que celle des autres cations.

Le potassium n'est présent qu'à l'état de traces dans les eaux du Sas1, la moyenne des concentrations en K^+ pendant la durée de l'étude n'étant que de 0,3 mg/l. Le pic de potassium observé en janvier 2005 serait plus à attribuer à une pollution accidentelle de l'échantillon que représentatif d'un processus géochimique particulier. De plus, le coefficient de variation élevé (84 % sur le Tableau 4.7) révèle plus la difficulté de détection de cet élément par chromatographie ionique que des variations de modalités d'infiltrations des eaux dans l'épikarst. Le potassium n'apporte donc pas d'information importante sur les transits des eaux au sein de l'hydrosystème.

Les analyses des concentrations en éléments majeurs des eaux épikarstiques sont riches en enseignements sur les transits dans le système.

On constate tout d'abord, sur la période d'étude, que le cycle 2005-2006 fournit les eaux les moins minéralisées comme le montrent à la fois les valeurs de conductivité et de concentrations en HCO_3^- et en Ca^{2+} . Plus généralement, on pourrait évoquer un cycle pluriannuel de variation de la minéralisation des eaux à l'émergence épikarstique mais le faible nombre de cycles étudiés ne permet pas d'en apporter la preuve formelle.

Les teneurs élevées en bicarbonates montrent que l'essentiel de la minéralisation s'effectue dans les premiers mètres de l'infiltration. Une telle minéralisation ne peut s'acquérir que par une mise à l'équilibre de la solution avec une phase gazeuse à $p\text{CO}_2$ élevée. Le sol développé sur les calcaires du Coniacien – Santonien ne semble pourtant pas être très producteur en CO_2 (0,65 % en moyenne sur le cycle). Nous suspectons dès lors une autre source de CO_2 dans le système qui pourrait expliquer la minéralisation importante des eaux collectées à l'émergence épikarstique. Le Chapitre 4.4 tente ainsi de lever les interrogations sur la ou les origine(s) de ce fort pouvoir de karstification.

Les évolutions des teneurs en Cl^- sont corrélées avec les teneurs dans les pluies mais il n'en est pas de même pour les sulfates. Nous confirmons ainsi l'hypothèse d'une origine terrigène exclusive des sulfates dans les eaux de Lascaux (paragraphe 4.3.1.1). Les variations des concentrations en SO_4^{2-} pourraient alors être expliquées, soit par une origine des eaux différente dans le système, soit par une variation du temps de séjour qui entrainerait une variation des capacités de dissolution de cet élément. Toutefois, l'évolution très similaire des teneurs en Cl^- et SO_4^{2-} (Figure 4.12) ne permet pas d'écarter l'hypothèse d'une

reconcentration de ces éléments dans les premiers horizons de l'épikarst par évaporation. Il est en effet probable que le sol soit le siège de processus d'évaporation qui affecte de manière identique les ions Cl^- et SO_4^{2-} .

Les nitrates n'indiquent pas de pollutions de surface, leur teneur étant inférieure à celles rencontrées dans d'autres épikarsts (LASTENNET, 1994 ; BATIOT, 2002). La grotte de Lascaux est bien protégée des influences anthropiques, l'absence de cultures et la très faible pression anthropique sur le sommet de la colline limitant les apports en nitrates. Cet anion, qui provient exclusivement sur le site de la minéralisation de la matière organique, est facilement mobilisable dans l'eau. Le stock de nitrates accumulés dans le sol pendant la période sèche estivale est entraîné dans l'aquifère par les eaux d'infiltration lors de la recharge. Des phénomènes de dénitrification dans les eaux stockées dans la réserve épikarstique pourraient expliquer les très faibles concentrations de cet élément mesurées en sortie d'épikarst.

4.3.3 Comment retracer l'évolution de l'état de saturation d'une eau ayant transité par des atmosphères à taux de CO_2 différents ?

4.3.3.1 Aspects théoriques

Une eau karstique, lorsqu'elle reste suffisamment en contact avec une atmosphère donnée, se minéralise jusqu'à ce qu'elle atteigne l'état d'équilibre avec la calcite en lien avec la $p\text{CO}_2$ du milieu de circulation. Cet équilibre correspond à l'état de saturation A, sur la Figure 4.14.

Si une même eau de type A entre dans un système à $p\text{CO}_2$ inférieure, elle perd rapidement de la forme H_2CO_3 du CMTD par dégazage, et son pH augmente. La forme HCO_3^- devient alors majoritaire par rapport au Ca^{2+} et l'eau se retrouve dans un nouvel état de déséquilibre chimique interne : C'est l'état de sursaturation B noté sur la Figure 4.14. Cet état transitoire est envisageable car les cinétiques de mise à l'équilibre des phases liquide/gaz et liquide/solide sont différentes. Le dégazage est en effet un phénomène bien plus rapide que la précipitation, qui demanderait d'atteindre un certain seuil de sursaturation pour se réaliser. La $p\text{CO}_{2\text{éq}}$ de cette eau, inférieure à celle d'origine, correspond à celle calculée par l'équation (20).

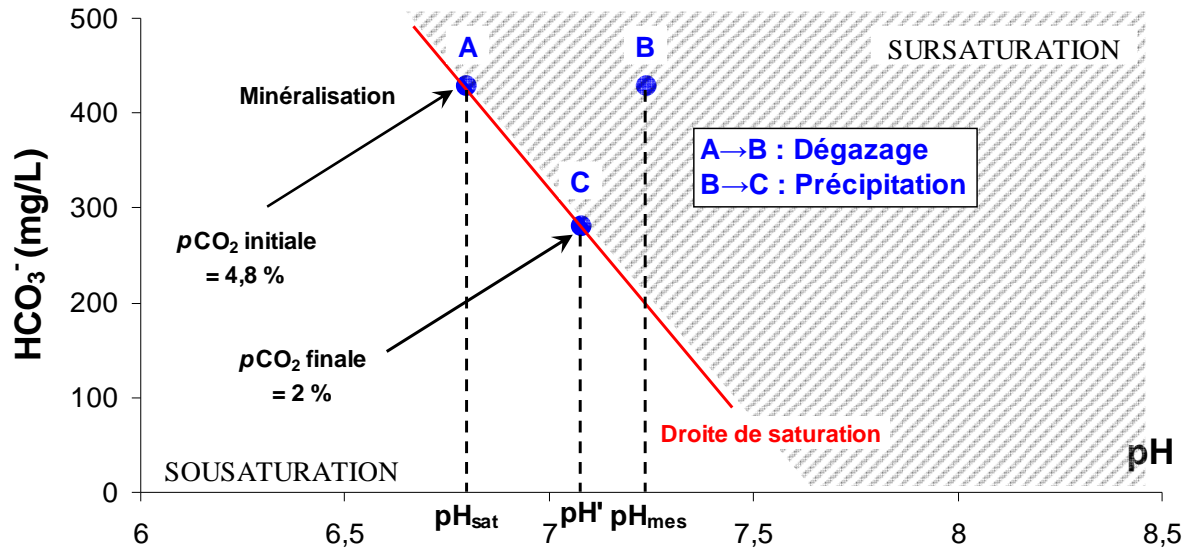


Figure 4.14. Exemple de teneurs en bicarbonates et pH d'une eau évoluant en système ouvert (Sas1 le 12/02/04) en fonction de son état de saturation vis à vis de la calcite.

En B (données de terrains), $HCO_3^- = 429 \text{ mg/l}$, $Ca^{2+} = 140 \text{ mg/l}$, $pH_{mes} = 7,24$; $IS_c = 0,4$ et $pCO_2 = 2 \%$.

En A (calculé), $HCO_3^- = 429 \text{ mg/l}$, $Ca^{2+} = 140 \text{ mg/l}$, $pH_{sat} = 6,8$; $IS_c = 0$ et $pCO_2 = 4,8 \%$.

En C (simulé), $HCO_3^- = 262 \text{ mg/l}$, $Ca^{2+} = 86 \text{ mg/l}$, $pH' = 7,06$; $IS_c = 0$ et $pCO_2 = 2 \%$.

Nous nous proposons alors de recalculer la $pCO_{2\text{éq}}$ initiale (Etat A) grâce à la détermination du pH à saturation (pH_{sat}) de cette eau de minéralisation fixée lors de sa collecte (Etat B).

D'après (18) : $pH_{sat} = -\log [HCO_3^-] - \log [Ca^{2+}] - \log (K_2) + \log (K_s)$

Alors : $pH_{sat} = -2 \log [HCO_3^-] + \log 2 - \log (K_2) + \log (K_s)$

La pCO_2 d'équilibre de l'eau à saturation vis à vis de la calcite ($pCO_{2\text{éq}}$ $IS_c=0$) est alors déterminée par les relations (1) et (2) du système calco-carbonique :

$\log (pCO_{2\text{éq}} IS_c=0) = \log [HCO_3^-] - \log (K_1) - \log (K_0) - pH_{sat}$

Nous pouvons de plus imaginer le devenir de l'eau prélevée à l'Etat B si elle restait suffisamment longtemps dans le milieu pour réaliser le nouvel équilibre avec la calcite : état de saturation C, Figure 4.14. On suppose alors que la $p\text{CO}_2^{\text{éq}}$ est fixée par l'Etat B et que seule la précipitation de calcite peut ramener l'eau à saturation.

La résolution du système à deux équations (21), saturation et dissociation du H_2CO_3^* , permet de trouver le pH' de saturation simulé après précipitation.

$$(21) \begin{cases} \log (\text{HCO}_3^-) = 0.5 [\log 2 (\text{K}_s / \text{K}_2) - \text{pH}'] \\ \log (\text{HCO}_3^-) = \log (p\text{CO}_2) + \log (\text{K}_1) + \log (\text{K}_0) + \text{pH}' \end{cases}$$

La minéralisation de l'eau après précipitation de calcite peut ainsi être déterminée en faisant entrer le pH' de saturation nouvellement calculé dans les équations des équilibres calco-carboniques (équations 17 et 18).

De plus, afin d'aider à l'évaluation de la réactivité de l'eau d'infiltration lorsqu'elle entre dans une cavité à $p\text{CO}_2$ donnée, il est possible de calculer la minéralisation théorique de l'eau en équilibre avec l'atmosphère de la grotte. La minéralisation est déterminée grâce au calcul du pH de l'eau en équilibre avec la $p\text{CO}_2$ de la grotte par le système d'équation (21). La perte d'ions HCO_3^- et Ca^{2+} donne alors la quantité maximale théorique de calcite qui peut être précipitée sur la paroi. Les résultats de ces calculs sont consultables dans le **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** axé sur la conservation de la grotte de Lascaux au paragraphe 5.2.3.2.

4.3.3.2 Saturation et $p\text{CO}_2$ équilibrantes des eaux du Sas

Les équilibres calco-carboniques dans le système karstique sont, en grande partie, régis par les teneurs en CO_2 que rencontrent les eaux le long de leur parcours d'infiltration. Le pouvoir de dissolution d'une eau dépend donc de sa concentration en CO_2 dissout, nécessaire à l'attaque de la calcite. Les eaux s'équilibrent avec la phase gazeuse rapidement et ce, à chaque changement de l'atmosphère dans laquelle elles circulent. Le rééquilibrage avec la phase solide est beaucoup plus lent de sorte que les concentrations en bicarbonate et en calcium dans les eaux en sortie d'épikarst constituent la « mémoire » des conditions qu'a rencontré l'eau au

cours de son transit. Nous avons montré la possibilité de remonter à l'atmosphère de minéralisation des eaux en transit dans le système en calculant le pH à saturation des eaux collectées à l'émergence. La pression partielle de CO_2 à saturation ($p\text{CO}_2 \text{ IS}_c=0$) est donc l'indicateur du taux de CO_2 minimum (hors précipitation de calcite) qu'a rencontré l'eau au cours de son transit pour atteindre son état de minéralisation.

La Figure 4.15 montre qu'au cours des 4 cycles étudiés de 2003 à 2007 les pressions partielles en CO_2 rencontrées par les eaux de l'émergence du Sas1 lors de leur parcours dans le système sont très élevées (4,7 % en moyenne sur les 4 cycles). Ces eaux fortement minéralisées sont systématiquement sursaturées vis-à-vis de la calcite et sont donc incrustantes lorsqu'elles arrivent dans la cavité. C'est effectivement ce que l'on observe à la voûte du Sas1 largement concrétionnée.

Ce phénomène s'explique par un dégazage précoce dans le massif par rééquilibrage des eaux avec une atmosphère plus pauvre en CO_2 . L'écart entre les pressions de CO_2 dans l'air et dans l'eau conditionne le mécanisme de précipitation.

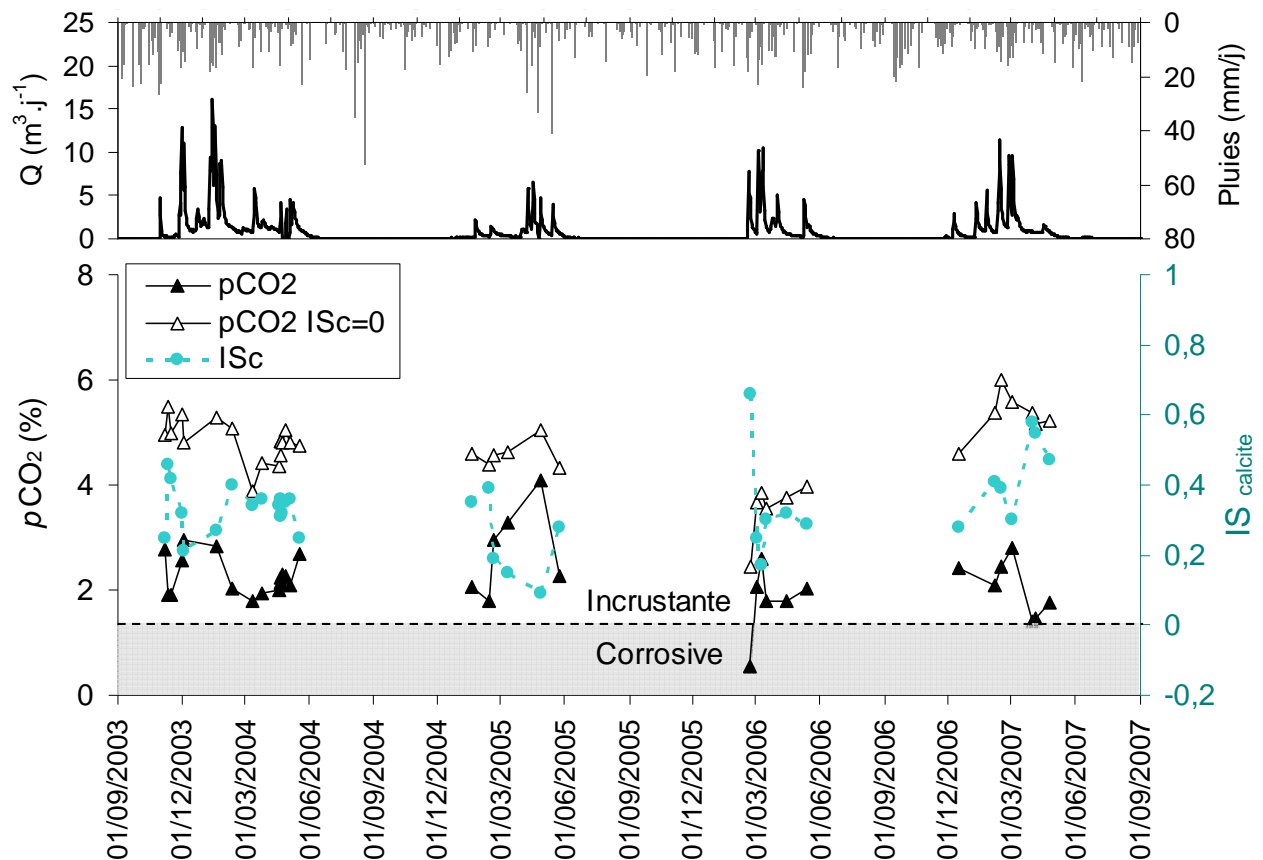


Figure 4.15. Evolutions de la pression partielle de CO_2 calculée dans les eaux du Sas1, $p\text{CO}_2$ calculée à l'équilibre avec la calcite dans les eaux ($p\text{CO}_2 \text{ IS}_c=0$) et Indice de Saturation des eaux

vs calcite IS_c. Les précipitations journalières à Lascaux et les débits au Sas1 sont représentés en tête de diagramme.

Le calcul de la $p\text{CO}_2$ à saturation ($p\text{CO}_2 \text{ IS}_c=0$) permet d'accéder aux caractéristiques de l'atmosphère d'origine de la minéralisation de l'eau. Celle-ci est exceptionnellement riche en CO_2 comparé aux valeurs obtenues lors d'études sur des karsts différents (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997 ; BATIOU, 2002 et Tableau 4.10 chapitre 4.4.1.3). Ces valeurs ne correspondent pas non plus aux teneurs mesurées dans le sol au-dessus de la cavité et une autre source est donc à rechercher dans le système (Cf. Chapitre 4.4)

La sursaturation globale des eaux du Sas ainsi que la différence notable entre les valeurs de $p\text{CO}_2$ équilibrantes et celle de la $p\text{CO}_2$ à saturation montre un dégazage important des eaux lors de leur transit dans l'aquifère. De plus, lors des crues (3/12/03 et 20/01/04 ; 10/03 et 26/04/05 ; 09/03/06 ; 01/03/07), les eaux sont moins sursaturées et leur $p\text{CO}_2$ équilibrante est importante. On peut imaginer, lors de ces périodes, que des eaux nouvelles non dégazées (IS_c faible) se mélangent avec de l'eau d'origine différente, stockée dans l'épikarst et qui aurait subi un dégazage plus important.

4.3.4 Le traçage des eaux épikarstiques à l'aide de l'oxygène 18

4.3.4.1 Résultats du suivi en ¹⁸O

Sont présentés au paragraphe 4.3.1.2 les résultats du suivi en isotopes stables de l'oxygène (¹⁸O), et de l'hydrogène, (le deutérium ²H) dans les précipitations à Lascaux. Nous avons montré que puisque les évolutions en ¹⁸O et en ²H sont liées par une relation linéaire, il est possible d'utiliser l'un ou l'autre de ces isotopes stables pour réaliser le traçage naturel des eaux en transit dans l'épikarst. Deux cycles ont donc été suivis en ¹⁸O à l'émergence épikarstique du Sas1 et dans les eaux de la source de la Haute Fageotte.

Les courbes obtenues témoignent d'un amortissement spectaculaire du signal isotopique des pluies (Figure 4.16) qui ont transité dans le système. Le sol et la partie altérée des calcaires (calcaires délités) constitutif de l'épikarst filtrent le signal pluie en homogénéisant les eaux. La faible plage de variation de l'oxygène 18 dans les eaux de l'émergence, alors que le signal « pluie » montre lui une forte variabilité annuelle, indiquent que globalement les transferts de masse sont lents dans ces formations géologiques (LOPEZ *et al.*, 2007, 2008). Nous en avons

confirmation par le signal amorti obtenu à la source de la Haute Fageotte (Figure 4.16) situé en contrebas de la grotte de Lascaux, au pied de la colline.

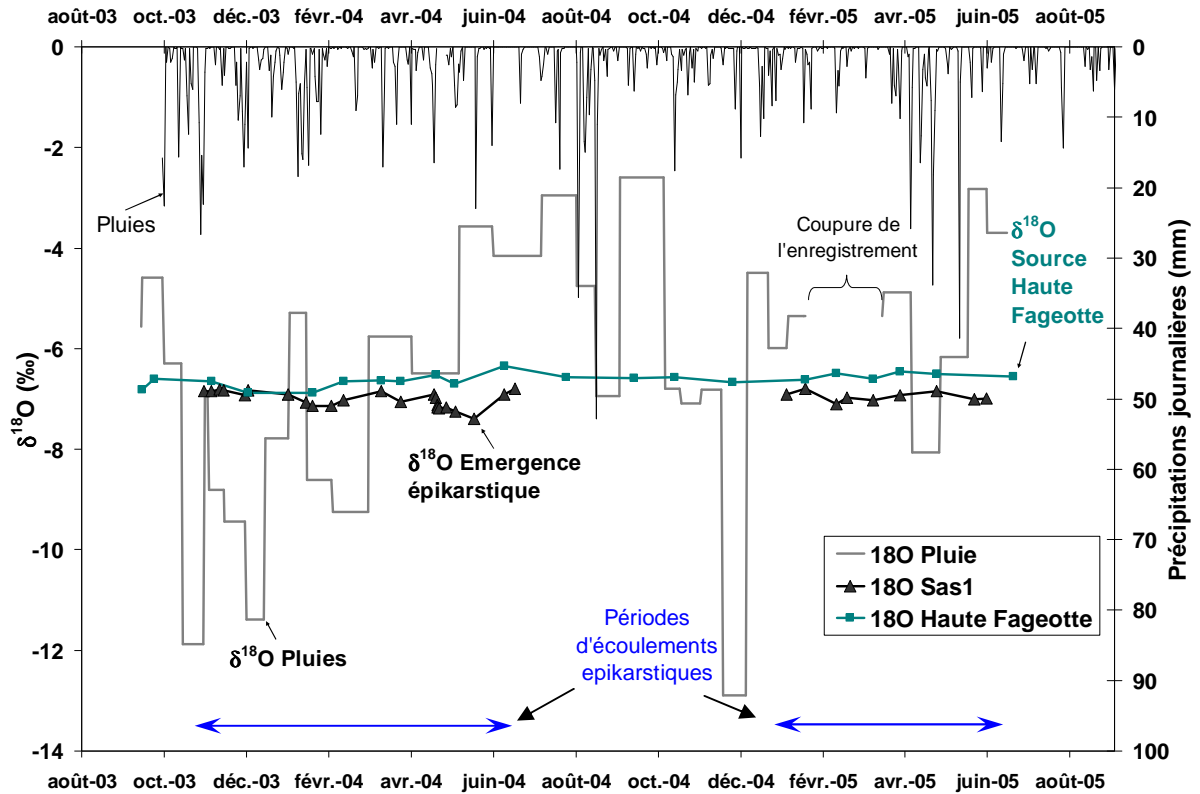


Figure 4.16. Evolution du signal en oxygène 18 dans les précipitations, l'émergence du sas1 et la source de la Haute Fageotte pendant deux cycles de 2003 à 2005.

La coupure de l'enregistrement de l'oxygène 18 dans les pluies du 19 janvier au 17 mars 2005 ne permet pas de travailler correctement sur ce cycle. La suite de la démonstration ne concerne alors que le cycle 2003-2004 (du 01/09/03 au 31/08/04) où les différents signaux en oxygène 18 sont complets.

Les moyennes pondérées des signaux isotopiques dans les pluies et dans les eaux de l'émergence épikarstique ont été calculées selon l'Équation 4-10 :

$$\overline{C_w} = \frac{\sum Q_i C_i}{\sum Q_i}$$

Équation 4-10. Calcul de la moyenne pondérée du signal isotopique.

Avec $\overline{C_w}$ = Teneur moyenne pondérée en isotope stable

Q_i = lame de pluie cumulée ou débit lors du prélèvement

C_i = Teneur en isotope du cumul de pluie ou des eaux prélevées à l'émergence

Le signal oxygène 18 moyen pondéré des pluies du cycle pris dans sa totalité est de $-7 \delta \text{‰}$. A l'émergence du Sas1, le signal moyen pondéré par les débits lors du prélèvement est identique ($-7 \delta \text{‰}$). Toutefois, les écoulements au Sas1 s'arrêtent début juin 2004. Il est donc impossible que les pluies qui tombent après cette date participent aux écoulements du cycle 2003-2004. Le calcul du signal oxygène 18 moyen pondéré est donc calculé pour les pluies du début du cycle jusqu'à la fin de la période d'écoulement (du 15/09/03 au 01/06/04). Le résultat est $-7,6 \delta \text{‰}$. Il apparaît ainsi une différence significative et contraire à ce que l'on observe habituellement. En effet, il est classique que le signal « source » soit plus négatif que le signal « pluie » car ce sont les pluies hivernales plus appauvries qui rechargent préférentiellement les systèmes hydrogéologiques. Cette constatation prouve que les eaux qui s'écoulent à l'émergence épikarstique de Lascaux résultent d'un mélange d'eaux avec les cycles antérieurs et que ces eaux sont poussées par effet piston lors des mises en charge du système épikarstique.

En analysant plus finement la réponse isotopique, en dilatant l'échelle des $\delta^{18}\text{O}$ de l'émergence du Sas1 et en travaillant en flux d' ^{18}O dans les pluies à Lascaux, on se rend compte qu'il y a une correspondance dans les fluctuations des signaux de flux isotopiques de pluie et le signal isotopique de la source. Sur la Figure 4.17, les tendances entre les signaux sont les mêmes, ce qui montre qu'au pas de temps de l'analyse (moyenne sur 15 jours), il existe une influence, faible, des pluies nouvelles à l'émergence.

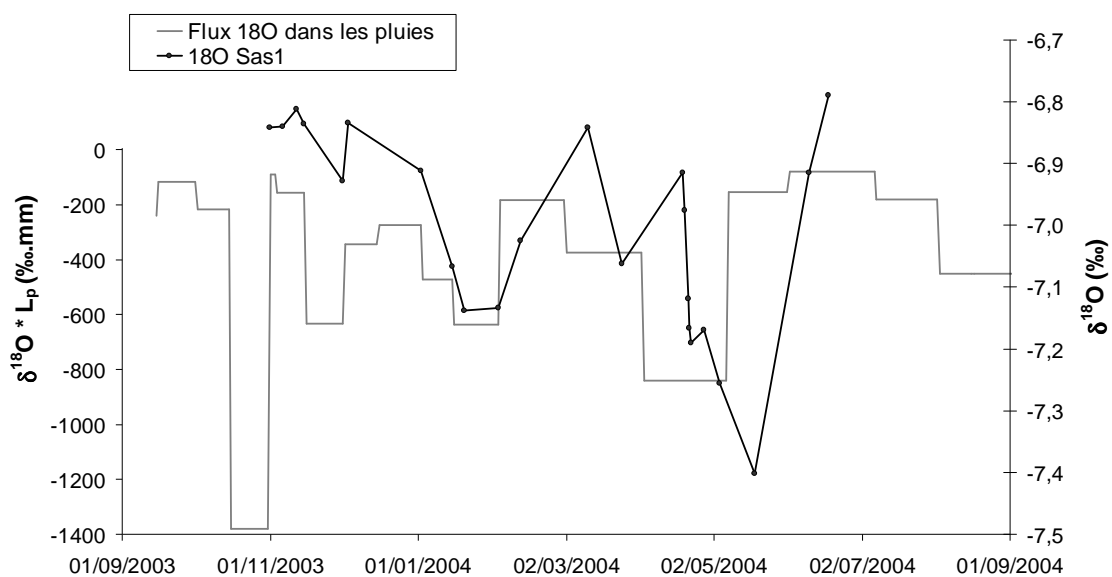


Figure 4.17. Comparaison entre les flux isotopiques en oxygène 18 des pluies et le signal en Oxygène 18 de l'émergence du Sas1.

Cette observation montre que des eaux récentes peuvent participer aux écoulements à l'émergence épikarstique, même en faible proportion, dans un délai inférieur à 15 jours en période de recharge lorsque l'épikarst est bien alimenté.

4.3.4.2 Flux et modélisation du signal épikarstique en oxygène 18

L'amortissement du signal isotopique des pluies par l'épikarst peut intervenir à plusieurs niveaux dans le système. Le sol pédologique constitue le premier réservoir dans lequel un mélange d'eau peut se produire, homogénéisant de ce fait le signal isotopique. En réutilisant le bilan global défini au paragraphe 3.2.3 et appliquant un modèle de mélange, nous avons simulé l'évolution des teneurs en oxygène 18 dans les eaux stockées dans le sol pédologique au cours du cycle 2003-2004. Le principe du calcul est présenté par l'Équation 4-11.

$$\delta^{18}O_{sol(i)} = \frac{[(\delta^{18}O_{sol(i-1)} \times L_{sol(i-1)}) + \delta^{18}O_{Pluie(i)} \times (L_{sol(i)} - L_{sol(i-1)})]}{L_{sol(i)}} (\text{‰})$$

Équation 4-11. Calcul de la teneur en ^{18}O dans l'eau du sol à l'instant i

Avec $\delta^{18}O_{sol(i)}$: teneur en ^{18}O dans l'eau du sol au jour i (en ‰)
 $\delta^{18}O_{Pluie(i)}$: teneur moyenne en ^{18}O dans les pluies brutes au jour i (en ‰)
 $L_{sol(i)}$: lame d'eau dans le sol au jour i (en mm)

Le calcul est réalisé au pas de temps journalier sur tout le cycle. Le H_{min} du sol est fixé à 100 mm pour le calcul, le réservoir est estimé « vide » en début de cycle et le signal d'entrée correspond aux teneurs en oxygène 18 mesurées dans les cumuls bimensuels des pluies brutes. Le résultat de la simulation est présenté en Figure 4.18.

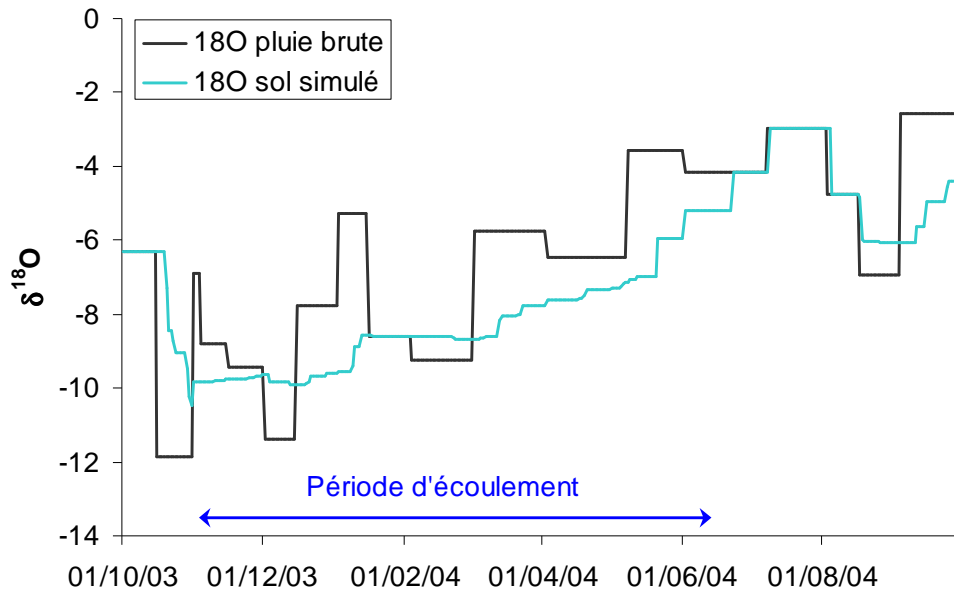


Figure 4.18. Comparaison du signal en oxygène 18 dans les pluies brutes et calculé en bilan global et modèle mélange dans le sol pédologique.

Le signal ^{18}O simulé dans le sol s'amortit rapidement à l'automne lorsque le sol se sature en eau. Durant la première moitié de la période d'écoulement (de novembre à mars), le mélange est maximal du fait d'une très faible reprise par l'ETP de l'eau du sol. Les eaux qui alimentent le massif montrent déjà un signal isotopique amorti. En période d'écoulement, le signal moyen dans le sol est de $-8,5 \delta \text{‰}$. Lorsque, à partir d'avril, l'ETP devient plus importante, les volumes d'eau contenus dans le sol diminuent et le signal isotopique dans le sol est de plus en plus marqué par celui des pluies brutes.

Nous avons voulu, à partir des teneurs en oxygène 18 calculées dans le sol, tester le modèle à double réservoir, développé au paragraphe 3.3.4, pour simuler les flux d'oxygène 18 dans les pluies nettes et en sortie du système épikarstique. Les résultats de cette simulation sont présentés en Figure 4.19.

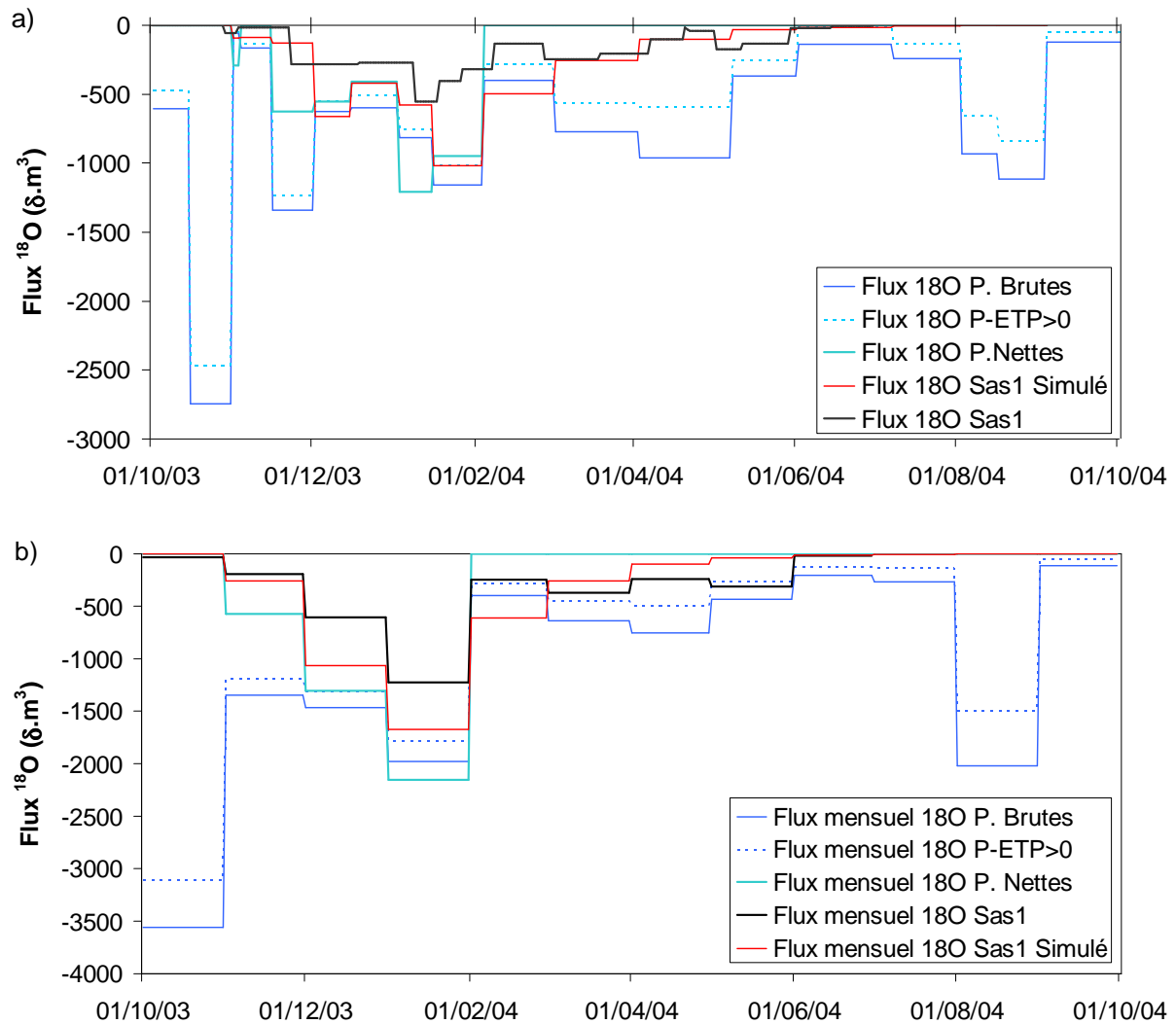


Figure 4.19. Flux d'oxygène 18 mesurés dans les pluies brutes (P. Brutes), les pluies -ETP (P-ETP>0), les eaux du Sas1, et simulés dans les pluies nettes (P. Nettes) et au Sas1 (Sas1 Simulé) au pas de temps des mesures a) et ramenés à un pas de temps mensuel b).

La qualité de la simulation des flux d'oxygène 18 est très contrainte par les pas de temps de mesure dans les pluies brutes (bimensuel ou mensuel) et dans les eaux collectées à l'émergence (pas de temps variable). Nous présentons alors deux graphiques en Figure 4.19 : le premier (a) correspond à la simulation faite au pas de temps réel des mesures différent entre les pluies et l'émergence ; le deuxième (b) montre les résultats de la simulation au pas de temps mensuel. Les flux d'oxygène 18 diminuent graduellement entre les pluies brutes, les pluie-ETP, les pluies nettes et à l'émergence du Sas1. La perte entre les pluies brutes et les pluies nettes est expliquée par la reprise de l'eau contenue dans le sol par l'ETP. Les flux dans les pluies nettes sont distribués entre les deux réservoirs (rapide et lent) dans les proportions déjà fixées au paragraphe 3.3.4. Un nouveau mélange se produit dans l'épikarst lorsque le

réservoir lent se vidange dans le réservoir rapide homogénéisant ainsi encore un peu plus le signal ^{18}O . Les flux d'oxygène 18 simulés en sortie du système s'approchent des flux réels mesurés sans toutefois reproduire exactement le signal. La différence est en partie expliquée par la mesure des teneurs sur des cumuls de pluies brutes en entrée du système alors que la mesure en sortie est réalisée sur des prélèvements ponctuels que l'on considère représentatifs de toute la période entre les prélèvements. Le modèle à double réservoir montre tout de même sa capacité à simuler les flux isotopiques en sortie d'un système complexe, à condition que les données d'entrées et les données de calage soient acquises à des pas de temps identiques. De plus, la simulation serait vraisemblablement améliorée en travaillant sur les cumuls d'écoulements en sortie d'épikarst.

Le traçage naturel à l'aide de l'oxygène 18 permet enfin d'estimer le pourcentage d'eau récente dans les eaux collectées à l'émergence épikarstique. En raison des biais de mesures exposés précédemment, ce calcul n'est qu'une estimation approchée de la proportion d'eau récente à l'exutoire de l'épikarst. Nous nous intéressons plus au développement de la méthodologie, les résultats pouvant être améliorés en redéfinissant à la fois les pas de temps et le type de prélèvements.

L'exercice est réalisé au pas de temps mensuel qui correspond à la plus longue période de cumul des pluies brutes, facteur limitant de l'analyse. Le principe du calcul du pourcentage d'eau récente est relativement simple (Équation 4-12) : on compare chaque mois les flux d' ^{18}O mesurés à l'émergence épikarstique avec les flux calculés dans les pluies brutes ou simulés dans les pluies nettes, tout en tenant compte des flux restant dans le système après les écoulements du mois précédent.

$$pER_{(i)} = \frac{f^{18}\text{O}_{mes_Sas1(i)}}{(f^{18}\text{O}_{mes_pluie(i)} - f^{18}\text{O}_{rest_syst(i)})}$$

Équation 4-12. Calcul de la proportion d'eau récente dans le système à partir des données de flux d'oxygène 18.

Avec

$$pER_{(i)} = \text{proportion d'eau récente durant le mois } i$$

$$f^{18}\text{O}_{mes_Sas1(i)} = \text{flux d}'^{18}\text{O mesuré au Sas1 durant le mois } i$$

$$f^{18}\text{O}_{mes_pluie(i)} = \text{flux d}'^{18}\text{O mesuré dans les pluies (brutes ou nettes) durant le mois } i$$

$$f^{18}\text{O}_{rest_syst(i)} = \text{flux d}'^{18}\text{O restant dans le système après les écoulements du mois précédent}$$

$$précédent = \frac{1 - pER_{(i-1)}}{f^{18}\text{O}_{mes_pluie(i-1)}}$$

Les résultats du calcul sont présentés dans la Figure 4.20. Une eau dite « récente » correspond à une eau dont le temps de séjour dans le système est estimé à moins de 1 mois. On montre par cette méthode qu'il est possible que des eaux relativement récentes participent aux écoulements à l'exutoire de l'épikarst, essentiellement en début de cycle ou pendant les périodes de crue. La différence entre les résultats des calculs à partir des pluies brutes et des pluies nettes montre encore une fois l'importance de l'action du sol dans les processus de recharge. Dans le sol, une partie des eaux en transit est stockée, une partie est reprise par l'ETP, un premier mélange est réalisé et le temps de séjour des eaux est prolongé.

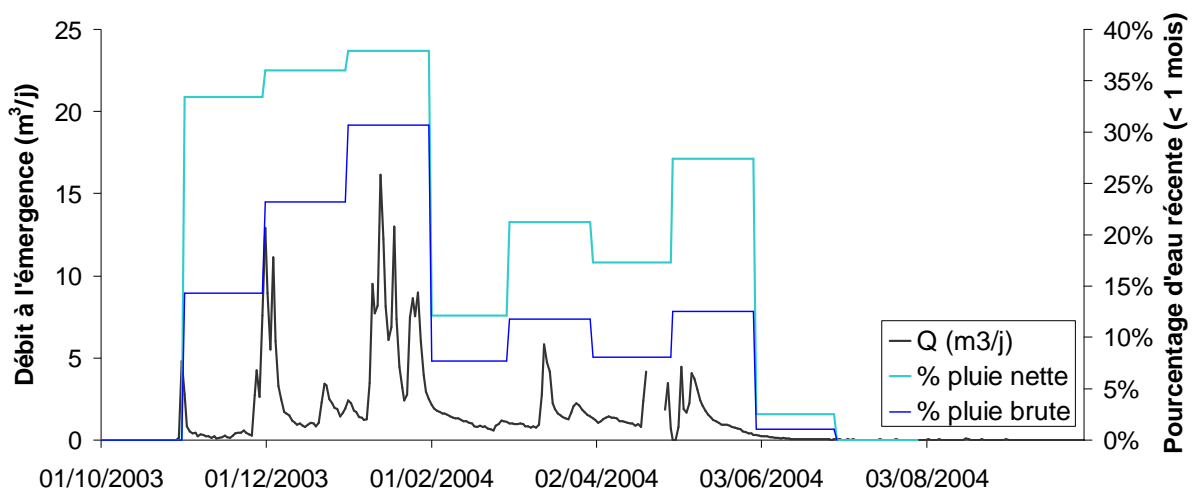


Figure 4.20. Calcul du pourcentage d'eau récente (< 1 mois) dans les eaux de l'émergence du Sas1 à partir des flux d'oxygène 18 dans les pluies brutes et dans les pluies nettes.

Pour le cycle 2003-2004, seulement 12 % du flux d'oxygène 18 dans les pluies brutes a transité par l'émergence épikarstique alors que l'on y retrouve 81 % du flux d' ^{18}O des pluies nettes. Après la période d'écoulement, on estime que 19 % des pluies nettes générées pendant le cycle restent stockées dans l'épikarst. Cette valeur est très approchée mais confirme la possibilité d'une composante pluriannuelle dans la recharge épikarstique. Les eaux stockées dans le système pourraient alors être pistonnées lors de la reprise des écoulements au cycle suivant. Ce type de processus permet d'expliquer la différence significative entre le signal ^{18}O moyen pondéré dans les pluies et celui mesuré à l'exutoire de l'épikarst.

4.3.5 Le traçage des eaux épikarstiques à l'aide du carbone 13

Nous l'avons mentionné au paragraphe 4.2.2 l'évolution du marquage en ^{13}C est à la fois sensible au caractère ouvert ou fermé sur le CO_2 gazeux du milieu de circulation des écoulements, mais il est aussi le résultat de certains états transitoires que rencontre l'eau au cours de son transit dans le système.

4.3.5.1 Les résultats du suivi en ^{13}C

L'analyse du marquage en carbone 13 des eaux épikarstique ne peut se faire que sur deux cycles complets 2003-2004 (A) et 2006-2007 (B). Des problèmes de conservation des échantillons ont en effet été rencontrés pour les eaux des cycles 2004-2005 et 2005-2006. Des tests ont donc été réalisés avec divers conditionnements afin de comprendre les problèmes rencontrés. On montre que dans le cas d'eaux fortement minéralisées, comme c'est le cas des eaux épikarstiques de Lascaux, le conditionnement doit impérativement se faire en flacon en verre, le flaconnage polyuréthane n'affranchissant pas des échanges avec l'atmosphère environnante. Les dégazages entraînent un enrichissement important en ^{13}C des eaux conditionnées dans les flacons en polyuréthane, la mise au frais n'y changeant rien. L'enrichissement a été ajusté par une loi logarithmique comme le montre la Figure 4.21. L'essentiel de l'enrichissement se déroule durant la première année de stockage, avec un gain de $8 \delta \text{‰}$ en moyenne en 345 jours. Après deux années et demi de stockage, un palier est atteint autour de -6‰ , valeur qui correspond au marquage en carbone 13 du CO_2 atmosphérique (FRIEDLI et *al.* 1986). Les eaux conditionnées dans les flacons en polyuréthane se sont donc presque intégralement rééquilibrées avec l'atmosphère ambiante. L'enrichissement en carbone 13 s'accompagne d'une perte en bicarbonate, résultat du dégazage des eaux dans le flacon. L'évolution du dégazage a été ajustée par une loi puissance (Figure 4.21) avec 200 mg/l de HCO_3^- perdus dès la première année de stockage.

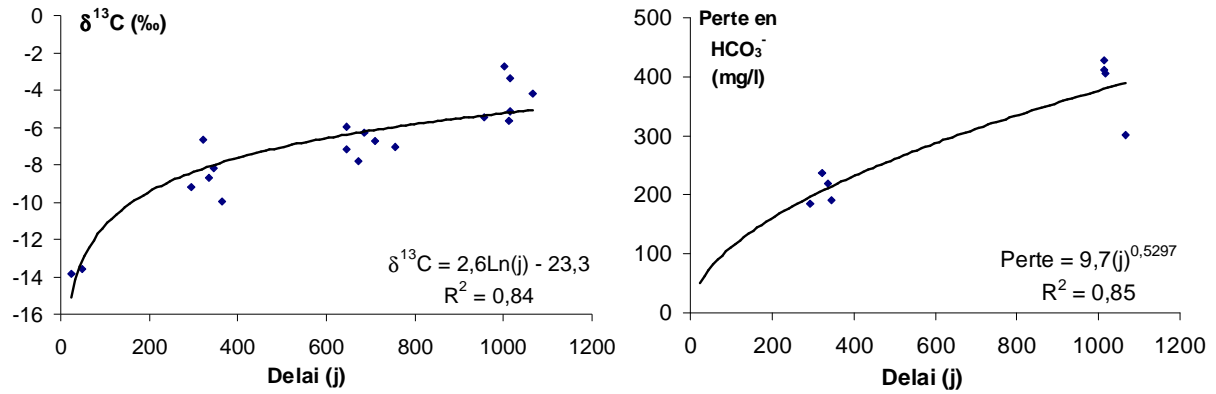


Figure 4.21. Enrichissement en carbone 13 et perte en bicarbonate dans les eaux collectées à l'émergence du Sas1 conditionnées en flaconnage polyuréthane.

Ces résultats illustrent l'extrême nécessité de stocker les eaux fortement minéralisées et sursaturées vis-à-vis de la calcite avec un conditionnement parfaitement étanche à l'air. Aussi, on ne peut que conseiller de réaliser les analyses le plus rapidement possibles après leur collecte, afin de limiter les risques de dégazage et les échanges avec l'air atmosphérique.

L'évolution du marquage en carbone 13 dans les eaux de l'émergence du Sas1 et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ théorique en milieu ouvert et fermé sur le CO_2 gazeux du sol au cours des cycles 2003-2004 (A) et 2006-2007 (B) est présentée en Figure 4.22. L'analyse révèle que, contrairement aux éléments majeurs qui restent assez stables durant cette période, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ montre des variations très significatives de 3,1 ‰ pour le cycle A et de 2,05 ‰ pour le cycle B.

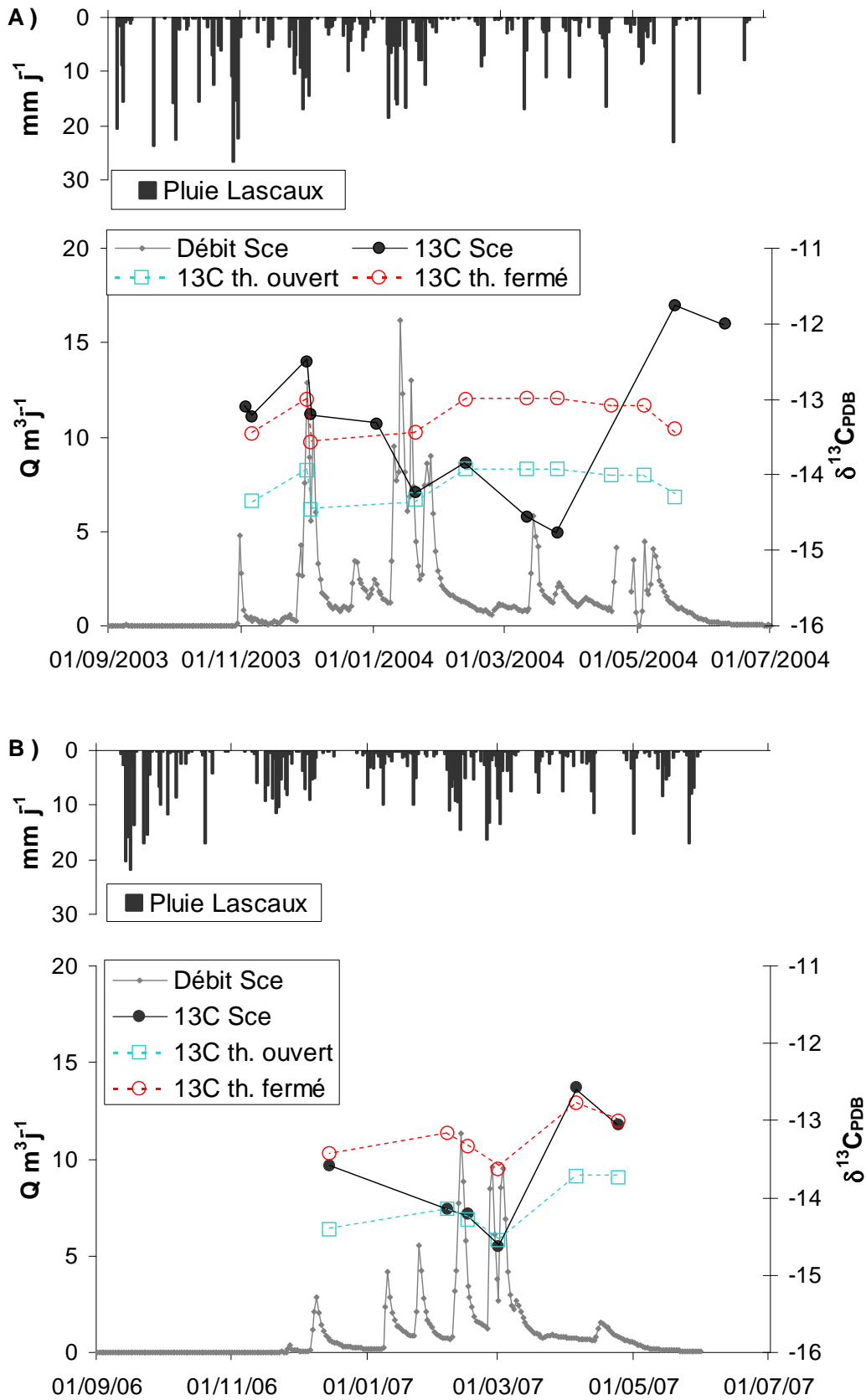


Figure 4.22. Evolution des teneurs en $\delta^{13}C_{PDB}$ (‰) à l'émergence épikarstique et $\delta^{13}C_{PDB}$ théoriques en systèmes ouvert et fermé sur le CO_2 du sol pour les cycles 2003-2004 A) et 2004-2005 B).

Les deux cycles montrent une réponse similaire du $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ à l'émergence épikarstique. Les eaux sont enrichies en ^{13}C en début de cycle ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -12,5 \text{ ‰}$ le 1/12/03 et $-13,6 \text{ ‰}$ le 15/12/06), et évoluent ensuite vers un appauvrissement continu pour atteindre $-14,8 \text{ ‰}$ le 25/03/04 et $-14,6 \text{ ‰}$ le 1/03/07. Les crues semblent favoriser la vitesse d'appauvrissement des eaux en ^{13}C mais cet effet paraît secondaire par rapport à l'évolution générale des signaux. En fin de cycles, les eaux collectées sont nettement enrichies en ^{13}C avec $-11,6 \text{ ‰}$ le 18/05/04 et $-12,6 \text{ ‰}$ le 5/04/07.

EMBLANCH *et al.* (1998) ont constaté une nette corrélation positive entre les évolutions en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ et en Mg^{2+} utilisés dans leur étude comme marqueur du temps de séjour. Ils ont montré que le ^{13}C était un traceur sensible du temps de séjour de l'eau dans la zone non saturée des aquifères épikarstiques. Or, le système épikarstique de Lascaux ne répond pas de la même manière que celui du Vaucluse : le coefficient de corrélation qui lie les signaux $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ et Mg^{2+} n'est pas significatif (-33%) et les eaux les plus enrichies en ^{13}C sont souvent celles dont les concentrations en Mg^{2+} sont les plus faibles (Figure 4.13). **Nous interprétons alors le signal en ^{13}C non pas comme un marqueur du temps de séjour mais comme un indicateur des conditions physico-chimiques qu'a rencontré l'eau au cours de son transit dans la zone non saturée** (LOPEZ *et al.*, 2006a).

Les eaux de début de cycle, enrichies en ^{13}C , subissent l'influence du marquage en ^{13}C de la matrice carbonatée. Ces eaux issues de la recharge automnale et stockées dans un milieu capacitif (fissures colmatées, calcaires de subsurface délités) sont restées au contact de la matrice en milieu relativement confiné. Leur mise en mouvement est effective lorsque le profil hydrique du sol atteint des teneurs en eaux suffisantes pour un déplacement gravitaire. On observe alors un effet piston dans la zone non saturée drainant ces eaux plus profondément vers l'émergence. La connectivité hydraulique étant réalisée, les eaux suivantes transitent plus rapidement dans le système en suivant des axes de drainage privilégiés et aérés. Ces eaux, marquées par l'atmosphère du sol, sont appauvries en ^{13}C . Nous supposons alors des précipitations possibles dans la zone de drainage aérée expliquant ainsi des teneurs en ^{13}C plus appauvries que le calcul théorique en système ouvert. A la fin du cycle, les flux se ralentissent pour devenir très faibles et les eaux possèdent un marquage en ^{13}C nettement enrichi. Les eaux collectées à l'émergence du Sas1 sont donc probablement le résultat d'un mélange d'eaux stockées dans des zones capacitives et confinées, prépondérantes en début et

en fin de cycle, et d'eaux à circulation rapide dans les zones transmissives et aérées du système, prépondérantes en période de crues quand le système est bien rechargé.

4.3.5.2 *Interprétation couplée du marquage en ^{13}C , de l'état de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite et des $p\text{CO}_2$ dans l'épikarst*

Le signal $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ à l'émergence épikarstique dépasse par moment les limites théoriques calculées pour une évolution de l'eau en système ouvert ou en système fermé sur la phase gazeuse. D'autres phénomènes sont donc susceptibles d'affecter ce signal. L'interprétation du marquage des eaux du Sas1 en ^{13}C ne peut alors se faire qu'en croisant les informations afférentes aux conditions d'écoulement des eaux épikarstiques et aux teneurs en CO_2 dans le système.

La Figure 4.23 montre ainsi l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des eaux du Sas1 en fonction de leur état de saturation vis à vis de la calcite. On peut ainsi définir quatre pôles qui représentent chacun un type d'eau différent :

- les eaux enrichies en ^{13}C avec un faible indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c) ont évolué en milieu fermé vis-à-vis du CO_{2g} du sol et sont en équilibre thermodynamique. Ce sont des eaux de milieu confiné qui n'ont à priori subi ni de dégazage ni de précipitation.
- A l'opposé, les eaux appauvries en ^{13}C fortement sursaturées correspondent à des eaux qui ont évolué en milieu ouvert sur le CO_{2g} du sol et qui possèdent un caractère incrustant. Ce sont des eaux de milieu aéré, qui ont été en contact avec de forte $p\text{CO}_{2g}$ lors de leur minéralisation et qui ont rencontré, au cours de leur circulation dans l'épikarst, une atmosphère moins riche en CO_2 .
- Les eaux qui présentent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ enrichi et un IS_c fort peuvent correspondre à des eaux qui ont subi un dégazage lors de leur circulation dans le système épikarstique.
- Les eaux qui présentent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ appauvri et un IS_c faible peuvent avoir subi des phénomènes de précipitation de calcite au cours de leur transit.

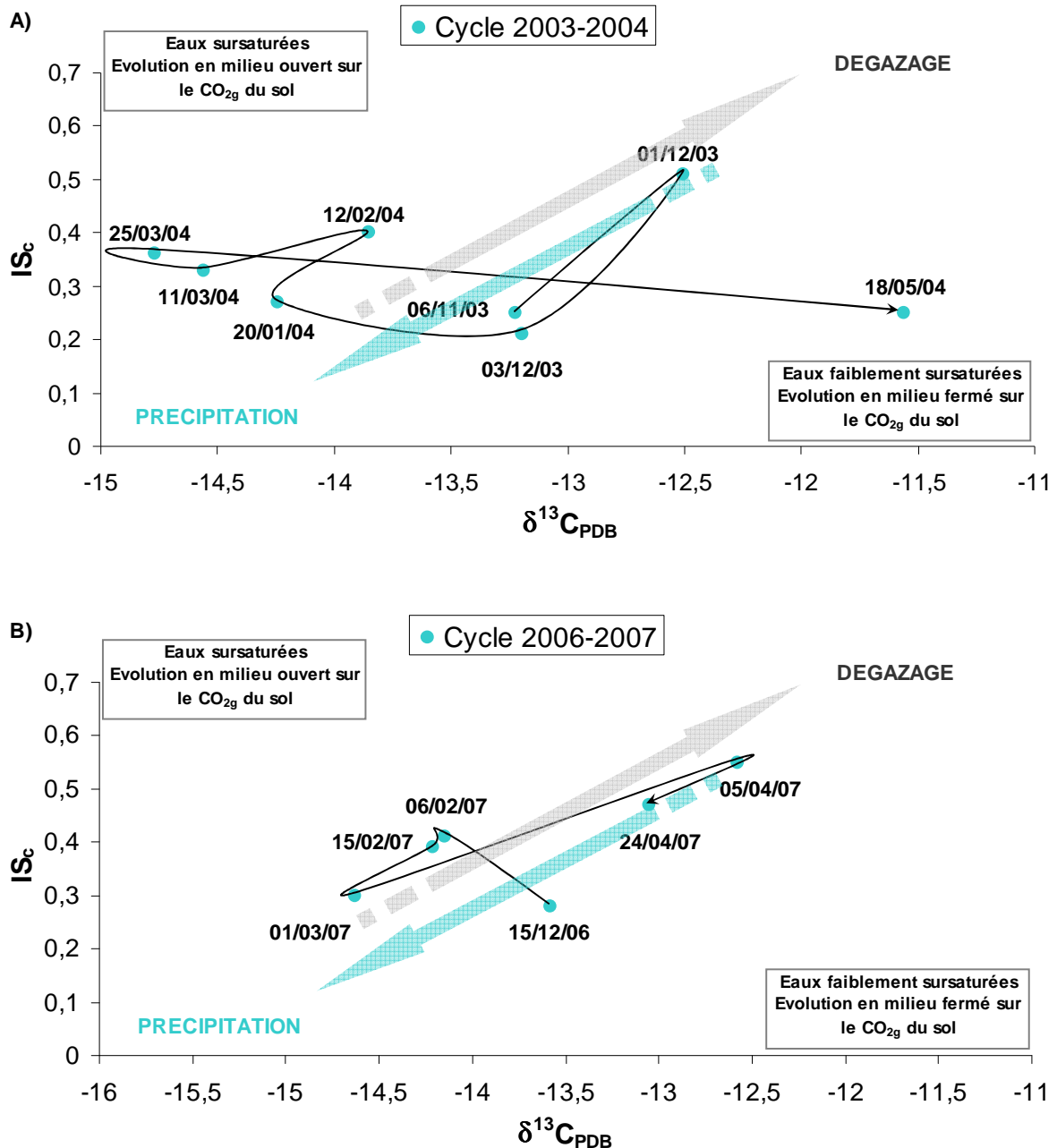


Figure 4.23. Evolution du marquage en ^{13}C des eaux du Sasl en fonction de leur état de saturation vis-à-vis de la calcite au cours du cycle 2003-2004, A) et 2006-2007, B).

Suivre l'évolution conjointe du marquage en ^{13}C et de l' IS_c des eaux de l'émergence au cours des cycles hydrogéologiques permet donc à la fois d'approcher l'origine de ces eaux (milieu confiné ou aéré) et de comprendre leur histoire dans le système. Nous nous aidons aussi des mesures de $p\text{CO}_2$ réalisées dans les différents compartiments du système épikarstique (Chapitre 4.4, Figure 4.38) pour interpréter les résultats du suivi en ^{13}C .

L'analyse des signaux montre, globalement et en dehors des crues, que les eaux enrichies en ^{13}C sont celles qui sont le moins sursaturées vis à vis de la calcite. Ceci confirme l'hypothèse de l'apport à l'écoulement par effet piston d'eaux non dégazées qui ont évolué en milieu confiné à forte teneur en CO_2 . Les pressions partielles en CO_2 dans le massif sont en effet élevées en début de période d'écoulement (Figure 4.38). A l'inverse, les eaux appauvries en isotopes lourds sont nettement sursaturées vis-à-vis de la calcite, essentiellement lors du cycle 2006-2007. Ce sont des eaux marquées isotopiquement par l'atmosphère du sol avec une origine de milieu aéré à plus faible $p\text{CO}_2$. Ceci est confirmé par la Figure 4.38 où l'on montre qu'en milieu de cycle, les $p\text{CO}_2$ dans le massif calcaire diminuent significativement. Les signaux IS_c vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des eaux de début et de milieu des cycles 2003-2004 et 2006-2007 sont très similaires de sorte que l'on imagine les mêmes évolutions des $p\text{CO}_2$ dans les calcaires pour les deux cycles. On confirme alors l'existence d'un effet piston d'eaux préexistantes dans le système en début de cycle suivi du drainage d'eaux ayant évolué en milieu aéré lorsque les connections hydrauliques sont établies.

Les indices de saturations vis-à-vis de la calcite sont globalement élevés (Figure 4.11 et Figure 4.23). Il est possible d'invoquer des phénomènes de dégazage des eaux pour aboutir à ce marquage spécifique. Ce processus se réalise ainsi à deux reprises lors du cycle 2003-2004 : durant la crue de décembre, intervenant en début de la période de recharge, les eaux montrent une nette augmentation de leur saturation corrélée avec un enrichissement de la solution en carbone 13. Ceci peut s'expliquer par un changement des conditions d'écoulement du à la mise en charge du système provoquant un dégazage des eaux en milieu diphasique. Après la crue, on retrouve le marquage initial : eaux appauvries en ^{13}C et moins sursaturées vis à vis de la calcite. Les eaux sont alors de nouveau alignées sur la droite fictive $\text{IS}_c = f(\delta^{13}\text{C})$ de mélange du pôle «confiné» vers le pôle «aéré». Ce phénomène se reproduit après l'épisode de crue de début février. Un état de la réserve différent du fait de la recharge hivernale peut expliquer ce décalage. C'est en effet au cours de la décrue survenant après la période de hautes eaux que le mécanisme de dégazage se produit (vidange des fractures ouvertes ?), d'où cette eau plus enrichie en ^{13}C et fortement sursaturée. Le signal continue à s'appauvrir pendant le drainage de la réserve au printemps du fait de l'aération croissante du milieu qui favorise le dégazage des eaux et même leur précipitation.

Ces mécanismes ne sont pas révélés par le suivi de la chimie des majeurs. Le marquage en ^{13}C constitue donc un complément intéressant pour affiner la caractérisation des conditions de

transit des eaux épikarstiques. Les données en ^{13}C récoltées durant ces deux cycles semblent en effet caractériser les conditions physico-chimiques des milieux que rencontrent les eaux au cours de leur transit dans l'hydrosystème. Elles confirment les différentes origines possibles des eaux épikarstiques et la tendance générale des écoulements à être marqués par une évolution en système ouvert et moins riche en CO_2 lorsque le système est « actif » avec des zones transmissives bien alimentées ; et par une évolution de type milieu confiné à forte teneurs en CO_2 en début et en fin de cycle. **Nous interprétons ce phénomène comme le résultat d'un effet piston d'eaux à long temps de séjour en début de cycle et la participation aux écoulements d'eaux des remplissages, milieu confiné par définition, en fin de cycle.**

De plus, pendant les périodes de crues, les conditions d'écoulement des eaux dans l'épikarst seraient perturbées. Les écoulements subirait des phénomènes de dégazage rendus possibles par la baisse des $p\text{CO}_2$ dans les calcaires et l'augmentation de la turbulence des écoulements diphasiques. Ces processus sont mis en évidence par l'évolution du signal $\text{ISc} = f(\delta^{13}\text{C})$. Nous pouvons penser que pendant ces évènements, les eaux sont « chassées » de milieux confinés et riches en CO_2 vers des secteurs plus aérés et moins carbonés des calcaires.

Le transit des eaux dans des milieux aux conditions physico-chimiques internes contrastées, peut donc être caractérisé de manière pertinente par l'utilisation du marquage en carbone 13, seulement s'il est couplé aux données relatives à l'état thermodynamique des eaux en transit dans l'épikarst et aux pressions partielles en CO_2 dans l'atmosphère du système.

4.3.6 Comparaison du chimisme des eaux épikarstiques (émergence du Sas1) avec les eaux de la zone noyée (source de la Haute Fageotte)

La source de la Haute Fageotte est localisée à l'interface entre le Coniacien inférieur marneux qui constitue la base de la colline de Lascaux et les formations calcaires karstifiées du Coniacien moyen et supérieur dans lesquelles la cavité de Lascaux se développe. La source de la Haute Fageotte se trouve en contrebas de l'émergence épikarstique (cf. Figure 2.50) et ses écoulements sont pérennes. Elle est suivie depuis 2003 à un pas de temps mensuel, et constitue l'exutoire de l'aquifère karstique perché de la colline de Lascaux le plus proche de l'émergence épikarstique du Sas1. La pérennité des écoulements suppose l'existence d'une zone noyée au-dessus des formations marneuses du Coniacien inférieur, qui serait alimentée

en partie par les écoulements épikarstiques de Lascaux, après qu'ils aient traversé la zone d'infiltration de l'aquifère karstique. L'étude comparée du marquage chimique des eaux épikarstique et des eaux de la zone noyée permet alors de comprendre la participation de l'épikarst à l'alimentation de l'aquifère karstique et d'étudier le devenir des eaux lorsqu'elles entrent en zone d'infiltration du karst.

4.3.6.1 Le suivi du Carbone Organique Total (COT)

La Figure 4.24 montre l'évolution conjointe des teneurs en COT dans les eaux de l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte depuis mars 2005, date du début d'analyse de cet élément à la source.

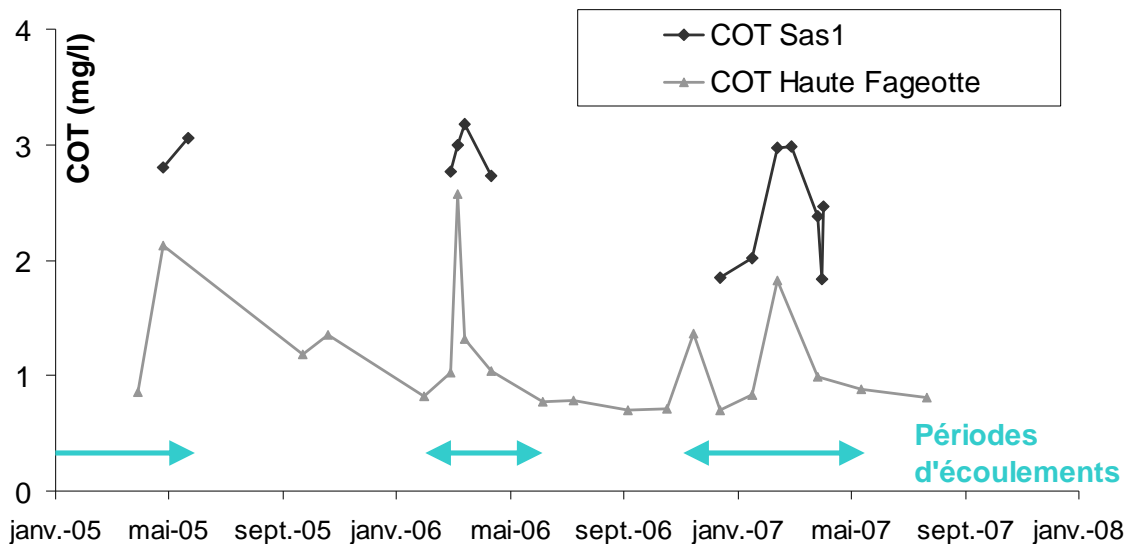


Figure 4.24. Suivi des teneurs en COT (mg/l) à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la Haute Fageotte. Les périodes d'écoulements à l'émergence épikarstique sont représentés en flèches bleues.

Les concentrations en carbone organique dissous sont assez élevées dans le système épikarstique de Lascaux (de 1,84 mg/l à 3,18 mg/l avec une moyenne de 2,62 mg/l) comparées à d'autres valeurs de karsts en France (EMBLANCH, 1997 ; BATIOT, 2002) et ceci essentiellement en périodes de crues quand le système est bien alimenté. On montre en effet que les valeurs de début et de fin de cycle sont inférieures aux concentrations en COT mesurées pendant les périodes de crues. On confirme donc l'hypothèse d'eaux préexistantes pistonnées en reprise des écoulements, puis de mélange avec des eaux plus récentes en

périodes de crues et enfin d'eaux à temps de séjour plus long et d'origine différente qui participent aux écoulements de fin de cycle. Les variations ne sont tout de même pas très importantes mais nous avons montré, grâce au signal thermique des écoulements du Sas1, que la réserve était stockée proche du sol, source de carbone organique. Les eaux stockées dans la réserve épikarstique peuvent donc être constamment rechargée en COT, qui constituerait alors plus un marqueur de l'origine des écoulements que du temps de séjour dans le système épikarstique.

En comparant les concentrations en COT à l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte (Figure 4.24) on constate que les valeurs de COT en sortie de zone noyée de l'aquifère perché sont toujours inférieures à celles mesurées en sortie d'épikarst (1,13 mg/l en moyenne). Lorsque l'émergence du Sas1 ne coule pas, le signal COT à la Haute Fageotte est inférieur à 1 mg/l pour augmenter significativement au-dessus de 2 mg/l lorsque l'épikarst est drainé. On suppose alors que les eaux épikarstiques participent aux écoulements de la zone noyée lorsque le système est bien rechargé, les eaux de l'émergence du Sas1 venant nettement marquer le signal en sortie de zone noyée. Il y a donc bien une alimentation de l'aquifère perché du Coniacien moyen de la colline de Lascaux par l'épikarst qui ne contribue aux écoulements dans la zone noyée qu'en période de recharge importante. Cette contribution pourrait être estimée à 50 % environ des écoulements totaux à la source en période de recharge bien que cette estimation n'ait qu'une valeur qualitative en l'absence de mesure de débit à la Haute Fageotte qui permettrait de comparer les flux de COT en sortie d'épikarst et en sortie de zone noyée de l'aquifère perché.

4.3.6.2 Comparaison des paramètres physico-chimiques et des concentrations en ions majeurs à l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte

Le Tableau 4.8 permet de comparer les paramètres de température, pH et conductivité à l'émergence du Sas1 et la source de la Haute Fageotte. On constate tout d'abord que les températures des eaux épikarstiques et de zone noyée sont identiques. Toutes ces eaux sont en effet à l'équilibre avec la température de la roche. Il n'y a pas non plus de différence notable dans les valeurs de pH. Ce sont en revanche les valeurs de conductivité qui diffèrent significativement montrant que les eaux à la Haute Fageotte sont moins minéralisées que les eaux en sortie d'épikarst. La différence atteint pratiquement $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en moyenne sur la période d'étude. De plus les signaux de conductivité sont stables comme le montrent les valeurs d'écart type et de coefficient de variation.

Tableau 4.8. Paramètres statistiques des données mesurées in situ à l'émergence épikarstique (Sas1, valeurs soulignées) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag, valeurs en italiques). Les éléments qui diffèrent significativement sont présentés en gras.

<u>Sas1</u> <i>Ht.Fag.</i>	Température (°C)	pH	Conductivité ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
Moyenne	<u>12,5</u> <i>12,6</i>	<u>7,2</u> <i>7,3</i>	<u>664,5</u> <i>581,7</i>
Médiane	<u>12,3</u> <i>12,5</i>	<u>7,2</u> <i>7,3</i>	<u>668,5</u> <i>586,0</i>
Ecart type (σ)	<u>0,7</u> <i>0,2</i>	<u>0,1</u> <i>0,1</i>	<u>26,9</u> <i>17,1</i>
Minimum	<u>10,0</u> <i>12,1</i>	<u>7,0</u> <i>7,0</i>	<u>573,0</u> <i>526,0</i>
Maximum	<u>13,8</u> <i>13,1</i>	<u>7,7</u> <i>7,7</i>	<u>726,0</u> <i>623,0</i>
Coefficient de variation	<u>6 %</u> <i>1,5%</i>	<u>2 %</u> <i>1,7%</i>	<u>4 %</u> <i>2,9%</i>
Ecart relatif	<u>1 %</u> <i>0 %</i>	<u>0 %</u> <i>0 %</i>	<u>-1 %</u> <i>-1 %</i>

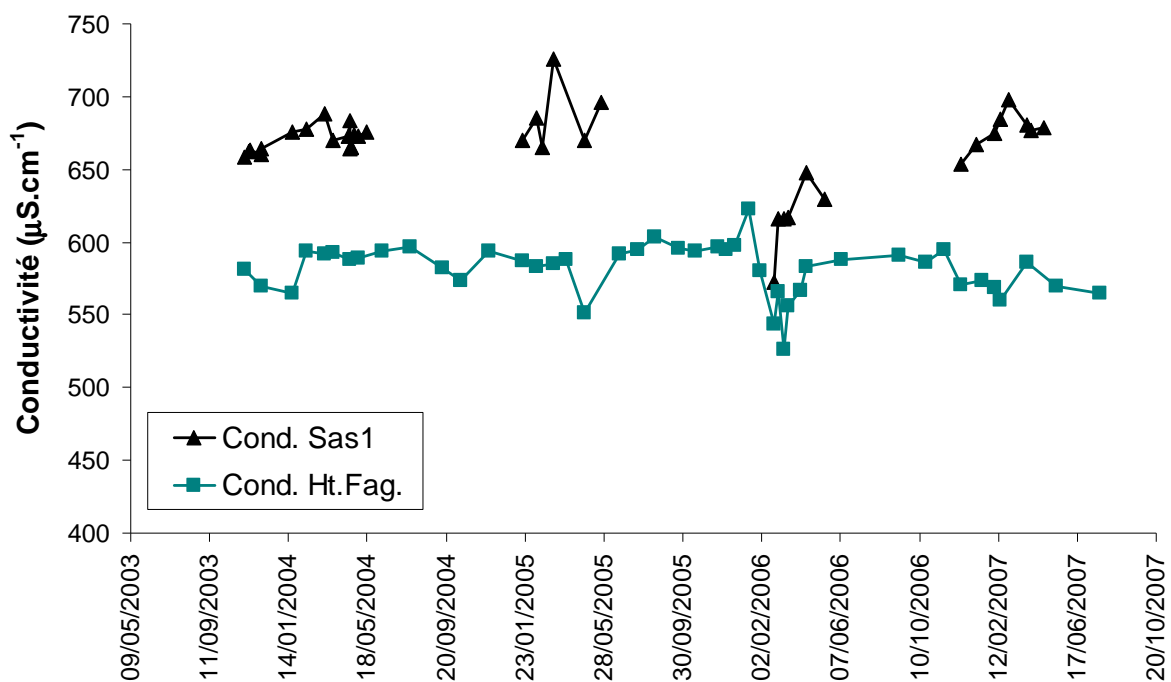


Figure 4.25. Suivi de la conductivité au Sas1 et à la source de la Haute Fageotte.

La conductivité à la source n'est pas affectée par l'arrivée d'eaux épikarstiques en période de forte recharge comme le montre la Figure 4.25 où la conductivité à la source n'augmente pas en période d'écoulements épikarstiques. On peut donc supposer que les eaux provenant de l'épikarst qui atteignent la zone noyée ont perdu de leur minéralisation au cours de leur transit dans la zone non saturée de l'aquifère karstique perché.

C'est en suivant les concentrations en ions majeurs dans les eaux à l'émergence du Sas1 et à la source de la Haute Fageotte que nous avons confirmation de cette hypothèse. Tableau 4.9 regroupe à cet effet les paramètres statistiques des concentrations en éléments majeurs mesurées à l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte.

Tableau 4.9. Comparaison des paramètres statistiques des concentrations en éléments majeurs à l'émergence épikarstique (Sas1, valeurs soulignées) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag., valeurs en italiques). Les éléments qui diffèrent significativement sont présentés en gras.

	Ca²⁺	Mg²⁺	Na⁺	K⁺	HCO₃⁻	Cl⁻	SO₄²⁻	NO₃⁻
<u>Sas1</u> <i>Ht.Fag.</i>	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
Moy.	<u>148,1</u>	<u>1,5</u>	<u>3,8</u>	<u>0,3</u>	<u>416,9</u>	<u>5,8</u>	<u>5,8</u>	<u>0,3</u>
	<i>129,2</i>	<i>1,4</i>	<i>5,2</i>	<i>1,5</i>	<i>340,4</i>	<i>7,7</i>	<i>7,3</i>	<i>10,6</i>
Méd.	<u>148,2</u>	<u>1,5</u>	<u>3,8</u>	<u>0,3</u>	<u>419,1</u>	<u>5,6</u>	<u>5,7</u>	<u>0,2</u>
	<i>124,5</i>	<i>1,3</i>	<i>5,2</i>	<i>1,6</i>	<i>341,6</i>	<i>7,7</i>	<i>7,5</i>	<i>11,3</i>
Ec. typ.	<u>11,2</u>	<u>0,3</u>	<u>0,4</u>	<u>0,2</u>	<u>19,1</u>	<u>1,3</u>	<u>0,8</u>	<u>0,4</u>
	<i>14,0</i>	<i>0,3</i>	<i>0,7</i>	<i>0,4</i>	<i>25,8</i>	<i>1,2</i>	<i>0,8</i>	<i>2,7</i>
Min.	<u>127,8</u>	<u>0,4</u>	<u>2,8</u>	<u>0,1</u>	<u>344,0</u>	<u>3,6</u>	<u>4,4</u>	<u>0,0</u>
	<i>112,7</i>	<i>1,0</i>	<i>4,0</i>	<i>0,7</i>	<i>287,9</i>	<i>5,4</i>	<i>5,2</i>	<i>3,9</i>
Max.	<u>180,2</u>	<u>2,5</u>	<u>4,9</u>	<u>1,8</u>	<u>451,4</u>	<u>10,9</u>	<u>8,0</u>	<u>1,8</u>
	<i>166,0</i>	<i>2,4</i>	<i>7,0</i>	<i>2,4</i>	<i>422,0</i>	<i>9,5</i>	<i>8,7</i>	<i>15,7</i>
Coef.	<u>7 %</u>	<u>19 %</u>	<u>11 %</u>	<u>84 %</u>	<u>4 %</u>	<u>22 %</u>	<u>14 %</u>	<u>111 %</u>
Var.	<u>10 %</u>	<u>21 %</u>	<u>13,9 %</u>	<u>27,4 %</u>	<u>8 %</u>	<u>15 %</u>	<u>11 %</u>	<u>25 %</u>
Ec.rel.	<u>0 %</u>	<u>-1 %</u>	<u>0,3 %</u>	<u>4,7 %</u>	<u>-1 %</u>	<u>2 %</u>	<u>1 %</u>	<u>35 %</u>
	<i>3 %</i>	<i>6 %</i>	<i>1,5 %</i>	<i>-4,4 %</i>	<i>-0 %</i>	<i>-0 %</i>	<i>-3 %</i>	<i>-7 %</i>

On constate que si les ions minoritaires dans les eaux du système (Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-}) évoluent à l'émergence épikarstique et à la source dans des gammes de variations similaires, il n'en est pas de même pour le calcium (Ca^{2+}) et les bicarbonates (HCO_3^-) majoritaires. Comme le montre la Figure 4.26, les eaux de l'émergence épikarstique sont plus concentrées en moyenne d'environ 20 mg/l en Ca^{2+} et de plus de 75 mg/l en HCO_3^- .

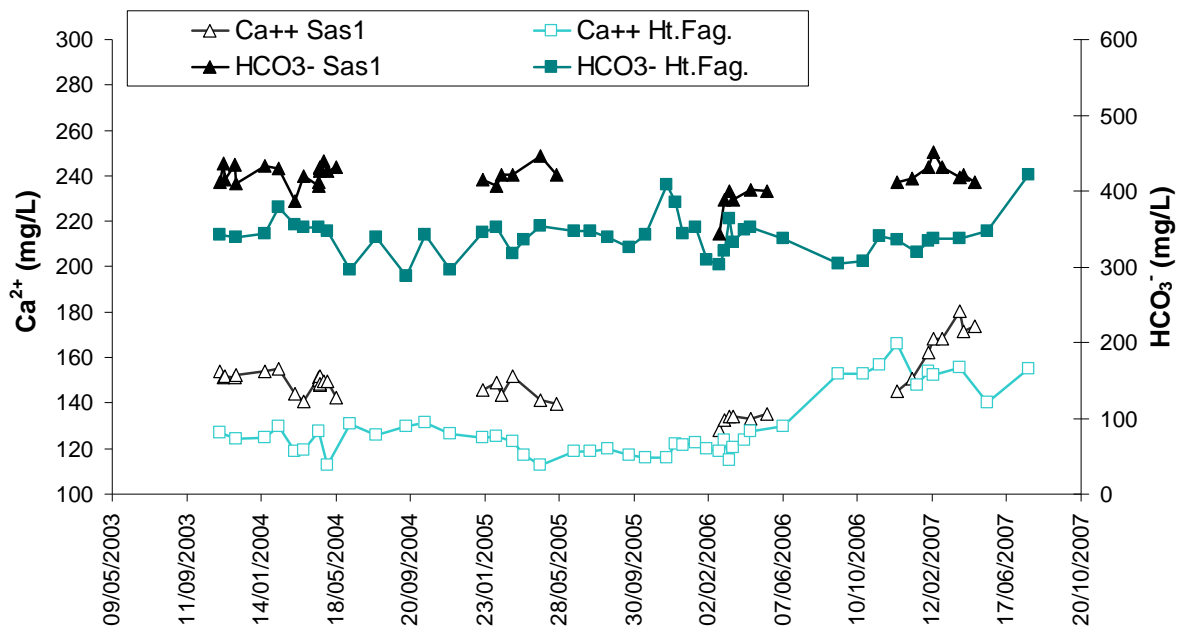


Figure 4.26. Suivi des concentrations en calcium (Ca^{2+}) et en bicarbonates (HCO_3^-) à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.).

Il y a donc perte de minéralisation bicarbonatée-calcique dans les eaux en transit dans la zone non saturée de l'aquifère karstique perché. Il est alors possible d'imaginer des phénomènes de précipitation de calcite lors du transit des eaux dans la zone d'infiltration après qu'elles aient quitté l'épikarst.

On remarque par ailleurs que les concentrations en nitrates sont bien plus élevées à la source de la Haute Fageotte que dans les eaux épikarstiques. La présence du parking et des sanitaires de Lascaux II, situés au-dessus de la source, peut expliquer ces résultats. Ces installations constituent une source de pollution anthropique non négligeable qui semble affecter la qualité des eaux en transit dans la zone d'infiltration et la zone noyée de l'aquifère karstique.

4.3.6.3 Comparaison des états de saturation et des $p\text{CO}_2$ équilibrantes à l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte

Les eaux en sortie d'épikarst et de la zone noyée de l'aquifère karstique perché de la colline de Lascaux sont dans un état de sursaturation générale similaire (Figure 4.27). Nous avons expliqué ce résultat par un dégazage probable des eaux dans l'épikarst, phénomène qui semble se reproduire en sortie de zone noyée. Seulement, quand on analyse les pressions de CO_2 équilibrantes ((Figure 4.27) on montre que les $p\text{CO}_2$ des eaux épikarstiques sont globalement supérieures à celles des eaux de la source de la Haute Fageotte (2,2 % contre 1,6 % en moyenne). Ce fait est d'autant plus remarquable lorsque l'on s'intéresse aux $p\text{CO}_2$ calculées à l'équilibre avec la calcite (4,7 % contre 2,8 % en moyenne).

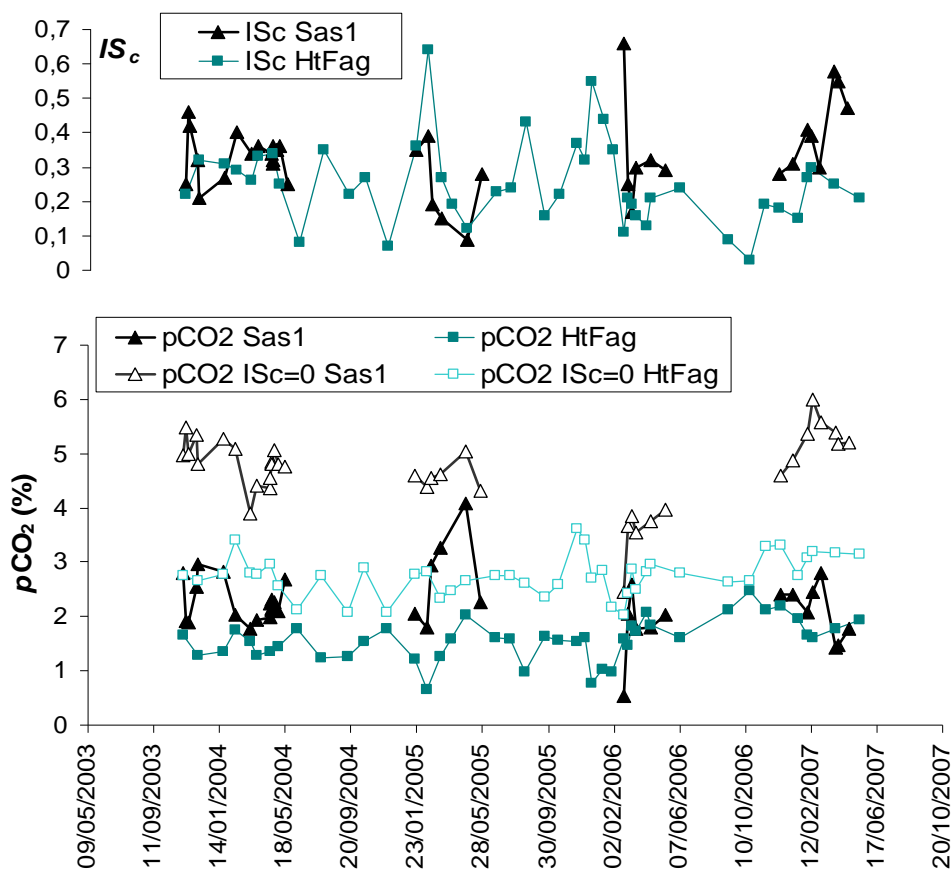


Figure 4.27. Suivi de l'Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c) à l'émergence épikarstique (Sas1) et la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.). Evolutions de la pression partielle de CO_2 calculée dans les eaux du Sas1 et de la Haute Fageotte et $p\text{CO}_2$ calculée à l'équilibre avec la calcite dans ces mêmes eaux ($p\text{CO}_2$ $IS_c=0$).

L'atmosphère responsable de la minéralisation des eaux de la zone noyée est donc moins riche en CO_2 que celle qui conduit à la minéralisation des eaux dans l'épikarst. Cette différence peut être montrée par la relation $p\text{CO}_2 = f(\text{IS}_c)$ visible en Figure 4.28. La droite $p\text{CO}_2 = f(\text{IS}_c)$ est en effet caractéristique de l'histoire des eaux qui composent un écoulement. Les eaux du Sas1 sont ainsi caractérisées par une $p\text{CO}_2$ nettement plus élevée lorsque l'Indice de Saturation se rapproche de 0 que les eaux de la source de la Haute Fageotte. Ces deux écoulements n'ont alors probablement pas la même origine ou du moins pas la même histoire dans le système karstique de la colline de Lascaux.

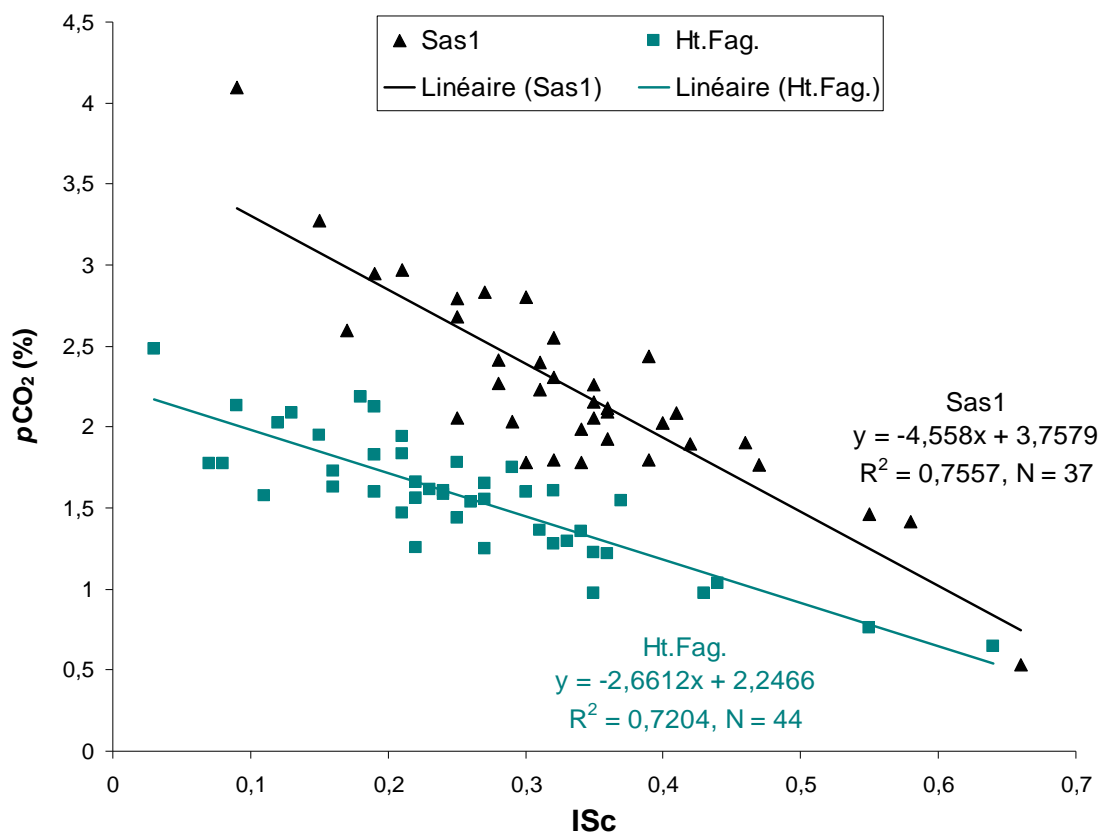


Figure 4.28. Relation $p\text{CO}_2 = f(\text{IS}_c)$ à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.).

L'ensemble des résultats présenté dans ce chapitre permet de retracer l'histoire des écoulements dans le système karstique de Lascaux. Dans l'épikarst, les eaux se minéralisent fortement en raison d'une mise à l'équilibre avec une phase gazeuse très riche en CO_2 . Leur origine peut être variée et les écoulements à l'émergence sont déjà le résultat d'un mélange comme le montre l'homogénéité des concentrations en majeurs au cours des cycles

hydrogéologiques. Ces eaux, lorsqu'elles sont analysées en sortie d'épikarst ont déjà subi un dégazage plus ou moins important montré par leur état de sursaturation général. Certaines ont pu subir des phénomènes de précipitation. Lorsque les eaux épikarstiques transitent dans la zone d'infiltration du karst pour atteindre la zone noyée, elles perdent de la minéralisation bicarbonaté-calcique en précipitant abondamment de la calcite. Ce processus ne peut être effectif qu'en raison d'une atmosphère moins riche en CO_2 que celle qui a permis la minéralisation dans l'épikarst. Les eaux récoltées à la source de la Haute Fageotte résultent alors d'un mélange entre les eaux de l'épikarst et les eaux de la zone noyée en période de recharge intense, les écoulements observés en période sèche estivale n'étant soutenus que par le stock disponible dans l'aquifère karstique. Les eaux à la source de la Haute Fageotte subissent aussi des phénomènes de dégazage probablement dans la zone proche de l'exutoire influencée par la faible $p\text{CO}_2$ atmosphérique.

Ces résultats amènent à penser que le phénomène de karstification n'est pas localisé dans les mêmes zones du karst suivant que l'on se trouve en période de recharge ou en période d'étiage. Lorsque les eaux de l'épikarst participent à l'alimentation de la zone noyée de l'aquifère karstique perché de la colline, la calcite qui compose l'épikarst est dissoute par les eaux fortement concentrées en CO_2 . Cette calcite provenant de l'épikarst est transportée en profondeur sous forme dissoute avant d'être restituée au massif par précipitation lorsque l'atmosphère devient moins riche en CO_2 . Ces précipitations peuvent se produire dans les zones « ouvertes » du réseau karstique comme la grotte de Lascaux pour former des spéléothèmes. Les processus de précipitation peuvent aussi intervenir directement en zone d'infiltration de l'aquifère karstique dont l'atmosphère est vraisemblablement moins riche en CO_2 que celle de l'épikarst. Enfin, on observe des précipitations de calcite lorsque les eaux atteignent l'exutoire de l'aquifère perché en raison d'une mise à l'équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique. Ces phénomènes sont responsables de la formation des travertins que l'on peut observer en aval de la source de la Haute Fageotte.

En période d'étiage, l'épikarst ne participe plus à l'alimentation de l'aquifère karstique et le transport de calcite épikarstique cesse. On peut penser que la dissolution de calcite devient effective en zone non saturée de l'aquifère, zone où l'on suspecte plutôt des phénomènes de précipitation en période de recharge. La karstification du massif se déplace donc plus en profondeur en période sèche.

Nous le voyons, les eaux réalisent de nombreux équilibres avant d'atteindre la zone d'infiltration de l'aquifère karstique. L'épikarst est déjà le siège d'un mélange d'eaux d'origine et d'histoire différentes dans les premiers mètres de l'aquifère karstique. Leur transit complexe est intimement lié à l'existence d'une atmosphère très riche en CO₂ dans les formations épikarstiques. Il guide en effet le potentiel de karstification ainsi que l'ensemble des équilibres que réalisent les eaux au cours de leur transit dans le système. Il est donc important d'étudier en détail l'origine et le transfert de ce gaz au sein de l'épikarst.

Chapitre 4.4 Acquisition du potentiel de karstification : origine et transfert du CO₂

Les pressions de CO₂ calculées dans les eaux de Lascaux sont largement au-dessus des concentrations classiquement rencontrées dans le milieu karstique (entre 1 et 2%, chapitre 4.4.1.3), ce qui pose les problèmes de l'origine du CO₂ et de la compréhension d'un tel mécanisme de concentration et de l'influence de la pression atmosphérique sur sa dynamique (BOURGES *et al.*, 2001 ; DENIS *et al.*, 2005 ; SPOTL *et al.* 2005). SCHOELLER, dès 1969, avait mesuré des pressions partielles de CO₂ très élevées dans les eaux à Lascaux sans en connaître l'origine. De même, des pressions de CO₂ anormales sont mesurées dans l'air de la grotte même, au puits des sorciers (jusqu'à 8 %). C'est VOUBE, en 1975, qui identifie des anomalies de CO₂ dans les remplissages détritiques proches de la cavité grâce à des mesures réalisées dans des sondages. Nous proposons dans ce chapitre une étude complète des teneurs en CO₂ rencontrées dans les différents compartiments qui composent le système épikarstique de Lascaux en essayant de comprendre l'origine des fortes concentrations mesurées et de qualifier le comportement du CO₂ en transit dans le système.

4.4.1 Pré-requis pour l'étude du CO₂ souterrain

4.4.1.1 *Le CO₂ dans l'atmosphère extérieure*

Le carbone de l'écorce terrestre est stocké principalement dans les massifs calcaires. Les sols et la végétation n'en contiennent finalement que très peu. La dérive des continents (WEGENER, 1912) amène des surfaces continentales à disparaître dans des zones de subduction. Si les roches entraînées sont calcaires, les modifications chimiques de ces roches, sous l'action de la température et de la pression, libèrent du dioxyde de carbone qui s'échappe dans les foyers volcaniques. La principale source de dioxyde de carbone dans l'atmosphère extérieure est donc volcanique.

La teneur en CO₂ de l'atmosphère se maintient sous l'action de différents mécanismes. Une augmentation amènerait un accroissement de l'activité de la végétation qui stockerait le CO₂ (le carbonifère est justement une période géologique de haute teneur en CO₂) en régulant le taux dans l'atmosphère. Inversement, une diminution forte de la teneur s'accompagnerait

d'une attaque des calcaires ce qui aurait tendance à augmenter le CO_2 . Le milieu karstique est donc la clé pour la compréhension du cycle du carbone sur les périodes géologiques.

Actuellement, la teneur en dioxyde de carbone de l'air augmente régulièrement d'année en année. La pression partielle relative (ou fraction molaire) est passée en 10 ans de $3,2 \cdot 10^{-4}$ à $3,3 \cdot 10^{-4}$ bar (de 0,032 % à 0,033 %). Elle fluctue pendant l'année en passant par un maximum l'été avec cependant des variations saisonnières faibles de $0,04 \cdot 10^{-4}$ (WHITE, 1988).

4.4.1.2 Le CO_2 dans le sol pédologique

Le sol est un milieu vivant très complexe et d'épaisseur plus ou moins importante. L'eau de pluie, lorsqu'elle s'infiltré dans l'épikarst, rencontre en premier lieu la terre végétale et les racines des plantes en surface. Le rôle principal d'un sol est de se comporter comme un compresseur à CO_2 . Le CO_2 de l'atmosphère a une fraction volumique de 0,033 % environ alors que dans l'air, au voisinage des racines, elle atteint couramment 1 %. On peut représenter l'action du couvert végétal et du sol comme un compresseur à CO_2 dont le schéma fonctionnel est présenté en Figure 4.29. Le CO_2 est prélevé dans l'atmosphère à basse pression partielle et rejeté dans le sol à une plus grande $p\text{CO}_2$.

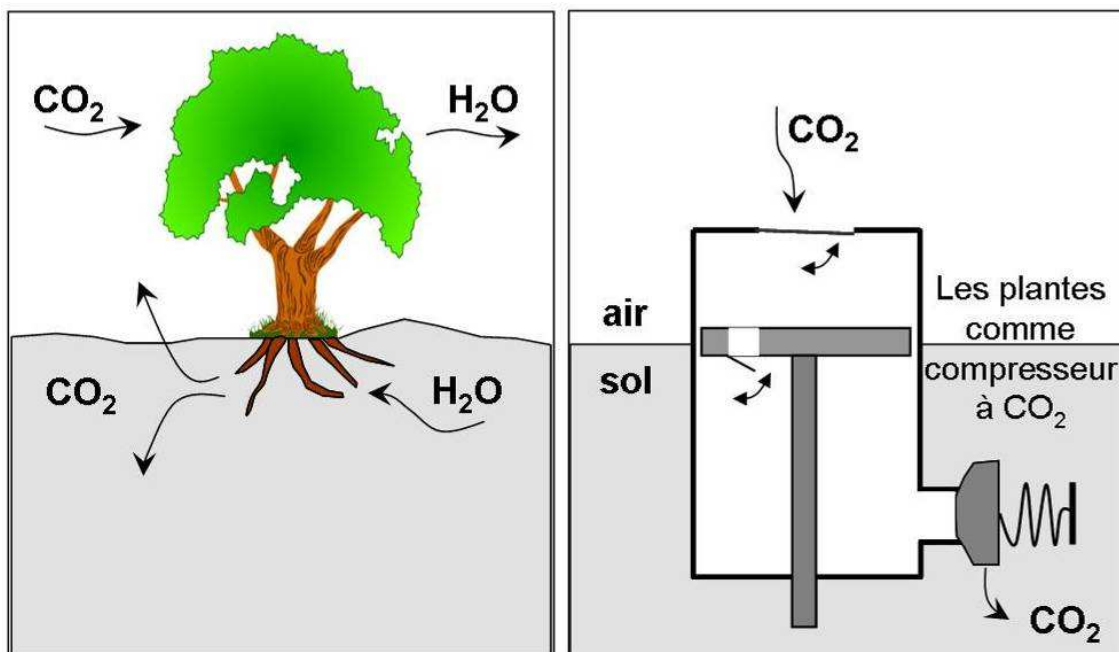
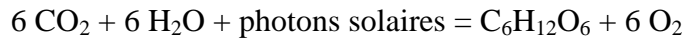


Figure 4.29. Les plantes et le sol comme compresseur à CO_2 .

Au point de vue chimique, la photosynthèse au niveau du feuillage peut se résumer globalement à l'équation suivante :



Alors que la respiration au niveau racinaire se ramène à la relation inverse :



La photosynthèse est un processus prépondérant durant la journée alors que la respiration racinaire se réalise plutôt pendant la nuit. De plus, la boucle ne se referme pas et le végétal, dans sa phase de croissance, privilégie la première réaction (photosynthèse) ce qui lui permet d'augmenter sa masse. Les sucres produits servent à synthétiser une grande quantité de molécules. Au contraire, à la mort du végétal, c'est la réaction d'oxydo-réduction qui est prépondérante, via l'action des bactéries du sol. Le bilan énergétique est un transfert de l'énergie solaire dans le sol, transfert qui se fait directement lorsque la végétation est absente. L'oxygène qui permet la phase d'oxydation dans le sol provient de l'atmosphère. Le nombre de moles de CO_2 étant égal au nombre de moles d'oxygène, la fraction molaire du CO_2 augmente alors de la même quantité que diminue celle d'oxygène. Cette relation a pu être vérifiée dans le sol de Lascaux par la mesure conjointe de la $p\text{CO}_2$ et de la $p\text{O}_2$. Une augmentation de 1 % $p\text{CO}_2$ entraîne bien une diminution conjointe de 1 % de $p\text{O}_2$. Cette relation nous permet de vérifier la provenance atmosphérique de l'oxygène et l'origine biogénique du CO_2 . Le caractère biogénique est de plus confirmé par l'analyse des teneurs en carbone 13 du CO_{2g} du sol établie à -22 ‰ en moyenne pour l'ensemble des mesures réalisées dans le sol du site de Lascaux.

La production de CO_2 d'un sol subit des variations journalières importantes (facteur 4 entre les minima et les maxima pour les zones tempérées) avec un maximum vers 14 h, et aussi des variations saisonnières importantes comme nous l'avons vérifié lors du suivi ponctuel et en continu des teneurs en CO_2 dans le sol (cf. paragraphe 4.4.3).

4.4.1.3 *Le CO₂ dans le milieu souterrain*

Nous présentons ici quelques valeurs de pressions partielles de CO₂ mesurées dans des réseaux plus ou bien ventilés.

Réseaux très ventilés : à la Pierre Saint Martin, les mesures dans la salle de la Verna, pour un courant d'air soufflant, fournissent une $p\text{CO}_2$ de 0,035 %. De même à la grotte de la Cigalère avec courant d'air soufflant $p\text{CO}_2 = 0,04$ %.

Réseaux à ventilation moyenne : la grotte de Moulis parcourue par un léger courant d'air possède (en courant d'air soufflant) une $p\text{CO}_2$ de 0,22 %. La grotte de Fond de Gaume en Dordogne présentait une $p\text{CO}_2$ de 0,21 % au cabinet des Bisons le 19 janvier 2004.

Réseaux faiblement ventilés de Dordogne : la grotte de Cussac, présente des variations saisonnières importantes. Le 19 septembre 2005, en courant d'air soufflant nous avons mesuré 3,6 %. De même aux Combarelles, nous relevions 1,7 % le 2 mai 2004 dans le réseau de base. Enfin à Lascaux, où la stratification est importante, nous avons mesuré une $p\text{CO}_2$ de 6,4 % le 22 décembre 2005 au bas de l'éboulis du puits du sorcier où les courants d'air sont absents.

Nous le voyons, les pressions partielles de CO₂ peuvent être importantes dans le milieu souterrain, notamment à Lascaux où sont régulièrement mesurées dans les parties basses de la cavité des valeurs plus de 2000 fois plus grande que la teneur dans l'atmosphère extérieure. En général, le département de la Dordogne est réputé pour les fortes teneurs en CO₂ observées dans son milieu souterrain.

L'analyse des $p\text{CO}_2$ équilibrantes dans les eaux des résurgences karstiques renseigne sur la globalité des échanges de CO₂ à l'intérieur du Karst. Généralement on constate que les sources de petits débits donnent des valeurs plus grandes que celles de grands débits. De même à l'étiage les valeurs sont sensiblement plus grandes qu'en crue. Le Tableau 4.10, extrait de ROQUES (1963), renseigne sur les $p\text{CO}_2$ équilibrantes mesurées lors de forts débits de quelques résurgences karstiques en France.

Tableau 4.10. $p\text{CO}_2$ équilibrantes de quelques sources karstiques en France (ROQUES 1963) et comparaison avec les mesures faites dans les eaux de quelques cavités en Dordogne.

Sources	$p\text{CO}_{2\text{éq}}$ (%)
Source du Lez (Montpellier)	0,73
Roubine de Vis	3,2
La Bresque (Provence)	1,35
Fontaine des Chartreux (Quercy)	0,32
Saint Sauveur (Quercy)	0,3
Fontaine du Cacreay	0,3
Cabouil (Quercy)	0,18
Source de la Sauve	0,44
Source du Buègue	0,19
Fontaine de Vaucluse	0,18
Source de la Loue	0,2
Source du Lison	0,18
Fontaine Lévêque (Verdon)	0,11
Coufin (Vercors)	0,09
Bournillon	0,06
Ruisseau de la Verna (Pyrénées)	0,04
Puits du diverticule de gauche de Cussac	2,23 en moyenne (cycle 2003-2004)
Source intérieure de Font-De-Gaume	3,4 en moyenne (cycle 2003-2004)
Réseau de base des Combarelles	1,6 en moyenne (cycle 2003-2004)

4.4.2 Stratégie d'étude du CO_2 dans l'épikarst

4.4.2.1 Les mesures ponctuelles

Les travaux réalisés par Vouvé (1968) sur les teneurs en CO_2 de l'atmosphère de la cavité et dans les formations environnantes laissaient présager des pressions partielles en CO_2 élevées dans les formations détritiques de remplissage et des teneurs moins importantes dans le sol pédologique du promontoire calcaire dans lequel se développe la grotte ornée.

Nous avons cherché à vérifier et affiner ces informations tout en ajoutant une composante temporelle dans l'analyse de ces teneurs. Les pénétromètres réalisés pour la reconnaissance

directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement (paragraphe 2.2.2, Figure 2.19) ont tous été équipés afin de mesurer ponctuellement les pressions partielles en CO_2 dans les remplissages. Ces sondages sont tubés et crépinés sur 1 mètre de hauteur en partant de la base du trou. Les mesures ponctuelles ainsi récoltées sont consultables en Annexe 6. Lors de chaque campagne de mesure du taux de CO_2 dans les remplissages nous avons procédé à une mesure complémentaire de la $p\text{CO}_2$ dans le sol pédologique au point M sur la Figure 4.30. Ce point de mesure se situe au-dessus de l'entrée de la grotte de Lascaux, au niveau de la station météo. De plus, les pénétromètres P4, P5 et P15, peu profonds (< 1 m), permettent de connaître les teneurs en CO_2 dans le sol plus à l'Est à la limite entre le promontoire calcaire et les formations de remplissages. La Figure 4.30 rappelle la position des pénétromètres à partir desquels sont mesurées ponctuellement les teneurs en CO_2 dans le sol et les formations de remplissages.

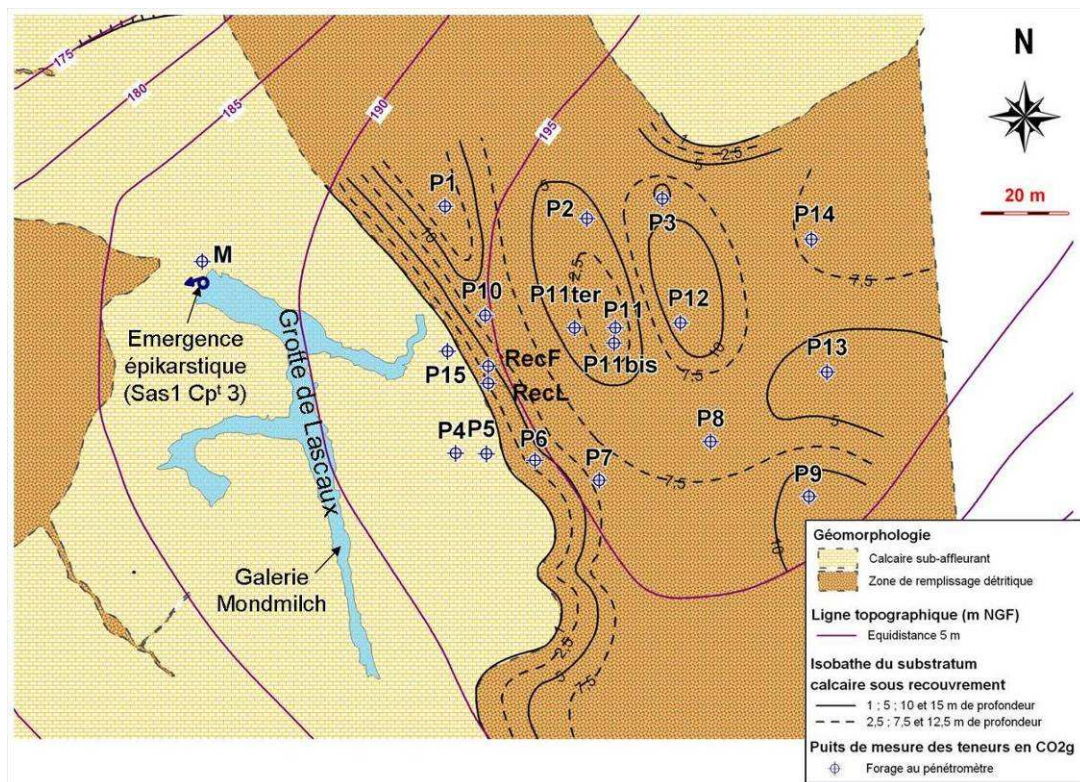


Figure 4.30. Localisation des points de mesures des teneurs en CO_2 sur le site de Lascaux.

4.4.2.2 Les mesures en continu dans les différents compartiments du système épikarstique

Afin de répondre à la nécessité d'enregistrer l'évolution des pressions partielles de CO₂ à la fois dans les calcaires et dans les formations de remplissages, ceci de façon semi continue, nous devons trouver un site :

- non loin de l'enceinte clôturée afin de protéger le matériel de mesure en l'incluant dans l'enceinte,
- où la géométrie de la paléo falaise est relativement bien connue afin de pouvoir réaliser deux forages de même profondeur, un dans les calcaires l'autre dans les remplissages.

Nous avons alors choisi d'implanter les deux « gazomètres », nommés RecF (remplissages) et RecL (calcaires) sur la Figure 4.30, de part et d'autre de la paléo falaise calcaire faisant bordure ouest du paléo canyon comblé, dans le prolongement du Diverticule Axial de la grotte de Lascaux. Les schémas techniques des deux « gazomètres » sont présentés en Figure 4.31.

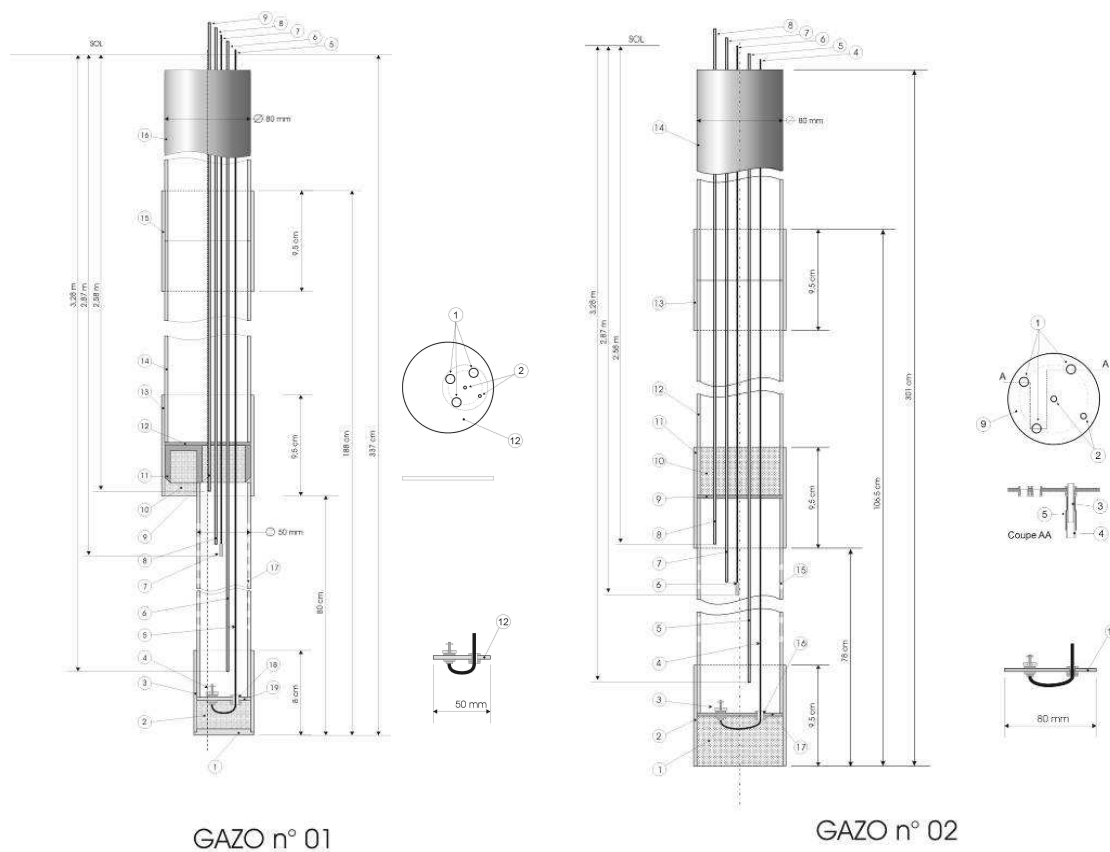


Figure 4.31 Schéma technique des gazomètres. GAZO n°1 (remplissages) et GAZO 2 (calcaires) en coupes verticales et détail en coupes sagittales de la tête et de la base de chacun.

La réalisation in situ et en automatique des mesures nécessite une alimentation en 24 V continue. Afin d'avoir une autonomie électrique relativement grande la solution retenue est une alimentation directe par secteur depuis le local technique. Pour des raisons de sécurité, la tension électrique transportée est du 12 V continu, transformée ensuite en 24 V dans l'armoire de mesure.

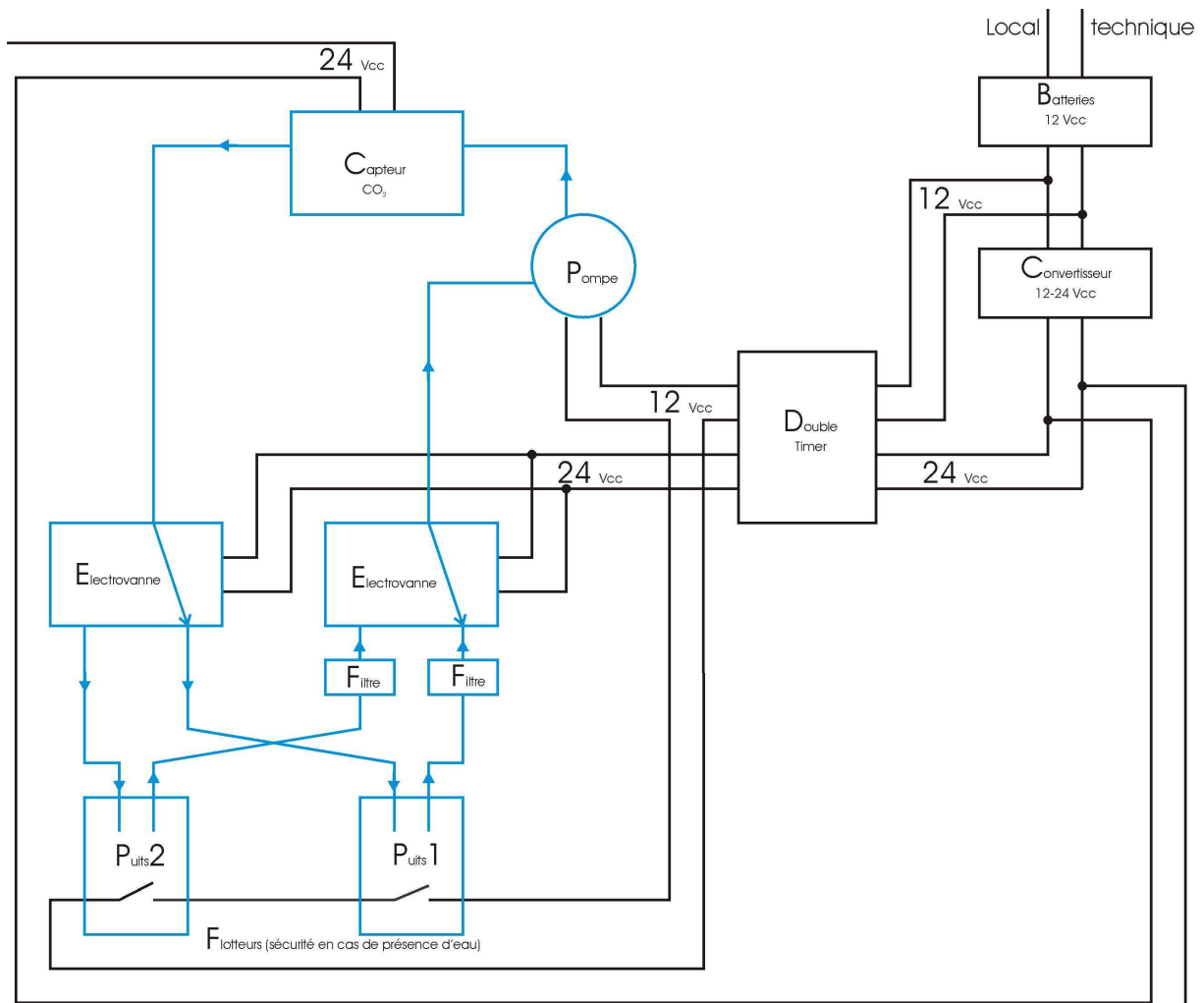


Figure 4.32 Schéma de principe de la mesure du taux de CO_2 dans les remplissages et les calcaires.

La Figure 4.32 présente le schéma de principe du pompage alternatif dans les calcaires puis dans les remplissages ainsi que le schéma de raccordement électrique des différents organes assurant le fonctionnement. Le capteur de CO_2 et les électrovannes sont alimentés en continu par du 24 V, la pompe étant alimentée en 12 V. Les forages peuvent se remplir plus ou moins d'eau en fonction de la pluviométrie, des infiltrations ou des transferts accidentels le long des

tubes de soutènement, aussi il est impossible de descendre de façon sûre une électrode de mesure dans les forages. L'air contenu dans les puits est donc pompé pour être analysé dans deux chambres de mesure installées dans l'armoire d'acquisition. Deux flotteurs montés en série sur le circuit d'alimentation de la pompe permettent de couper le circuit en cas de présence d'eau dans les forages et ainsi protéger les capteurs de mesure.

Lors de l'installation du dispositif, nous n'avons aucune information sur la dynamique des transferts de CO_2 dans les calcaires et les remplissages sur le site. Le pas de temps de temps de mesures optimum était donc inconnu. Nous avons donc, à titre expérimental et après quelques essais manuels, pompé l'air dans les forages pendant 6 mn toutes les heures (2 mn environ sont nécessaires pour renouveler l'air du circuit de pompage). Le chronogramme de la Figure 4.33 illustre les cycles de pompages et de mesures. Ce pas de temps représentait, en première approche, un bon compromis entre la finesse d'acquisition des chroniques, le temps de remise à l'équilibre du CO_2 dans le puits et la mémoire informatique nécessaire pour stocker 1 mois de données.

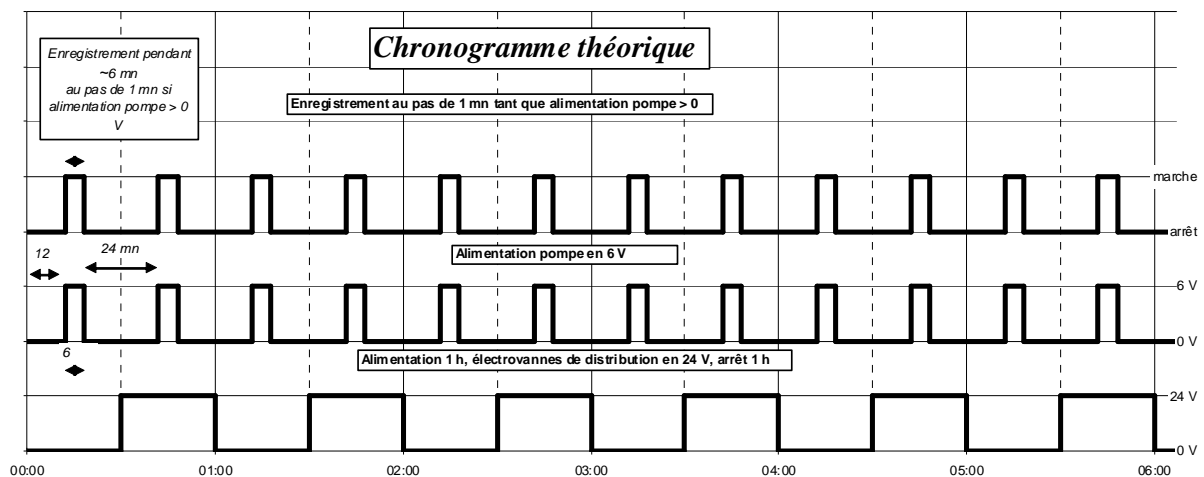


Figure 4.33 Chronogramme de fonctionnement des cycles de mesures.

Les lois de comportement des gaz sont soumises aux variations des variables dites d'états à savoir la température et la pression. Dans chaque gazomètre, la température de l'air et la différence de pression entre l'air atmosphérique et l'air contenu dans la chambre de pompage sont mesurées. La pression atmosphérique et la température de l'air sont aussi mesurées en surface. Le Tableau 4.11 donne la répartition des mesures effectuées sur une centrale de mesure d'Ahlborn 9 voies. Le contrôle des tensions 12 et 24 V permet l'interprétation des mesures de CO_2 faites dans la chambre de mesure. Le débit de la pompe est de l'ordre de 1l/mn.

Tableau 4.11. Liste des voies de mesures raccordées sur l'Ahlborn.

voie n°	désignation	Type	Plage de mesure	Résolution
0	température puits n°1	Pt100 4 fils	0 à 50°C	0,001 °C
1	température puits n°2	Pt100 4 fils	0 à 50°C	0,001 °C
2	température de l'air sous abri	Pt100 4 fils	-200 à + 400 °C	0,01°C
3	pression de l'air / pression atmosphérique du puits n°1	P. différentielle	±1000mbar	0,1mbar
4	pression de l'air / pression atmosphérique du puits n°2	P. différentielle	±1000mbar	0,1mbar
5	pression atmosphérique	P. atm.	700 à 1050 mbar	0,1mbar
6	teneur en CO ₂	CO ₂	0 à 20%	0,01%
7a	présence de 12 V en sortie du timer (cycle de mesures)	tension CC. 2 voies	0 à 24V	1 mV
7b	présence de 12 V en amont de la pompe (validation CO ₂)			
8	présence de 24 V en sortie du timer (électrovannes)	tension CC.	0 à 24V	1 mV

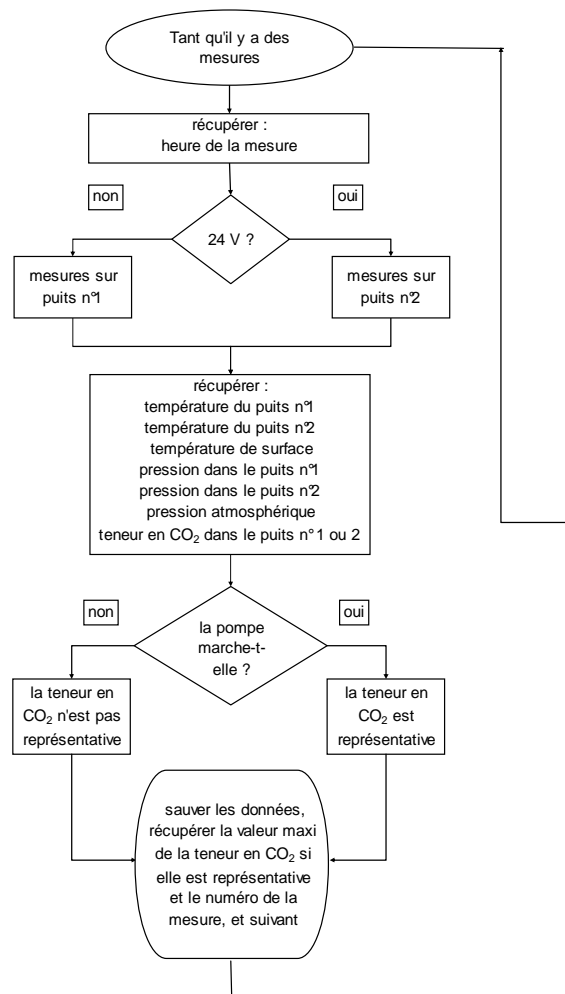


Figure 4.34 .Organigramme de la procédure de dépouillement des données enregistrées.

Le dépouillement des mesures nécessite un traitement particulier : les valeurs exploitables doivent être triées (pompe en service et teneur en CO₂ représentative) et discriminées selon si la mesure est faite dans les remplissages ou dans les calcaires. L'organigramme de la Figure 4.34 explicite la procédure.

4.4.3 Teneurs en CO₂ gazeux dans le système épikarstique

4.4.3.1 Les résultats des mesures ponctuelles

La Figure 4.35 montre les valeurs moyennes de $p\text{CO}_{2g}$ saisonnières mesurées dans les formations détritiques de remplissages à l'est de la cavité. Les mesures ponctuelles ont été faites durant le cycle 2005-2006 (de Septembre 2005 à Septembre 2006) avec en moyenne une mesure toutes les deux semaines. Les mesures sont réalisées généralement en début d'après midi, période où les teneurs en CO₂ du sol sont proches du maximum journalier. Sur la Figure 4.35, les valeurs ont été classées verticalement en fonction de l'altitude de la mesure, et non de la profondeur du pénétrromètre.

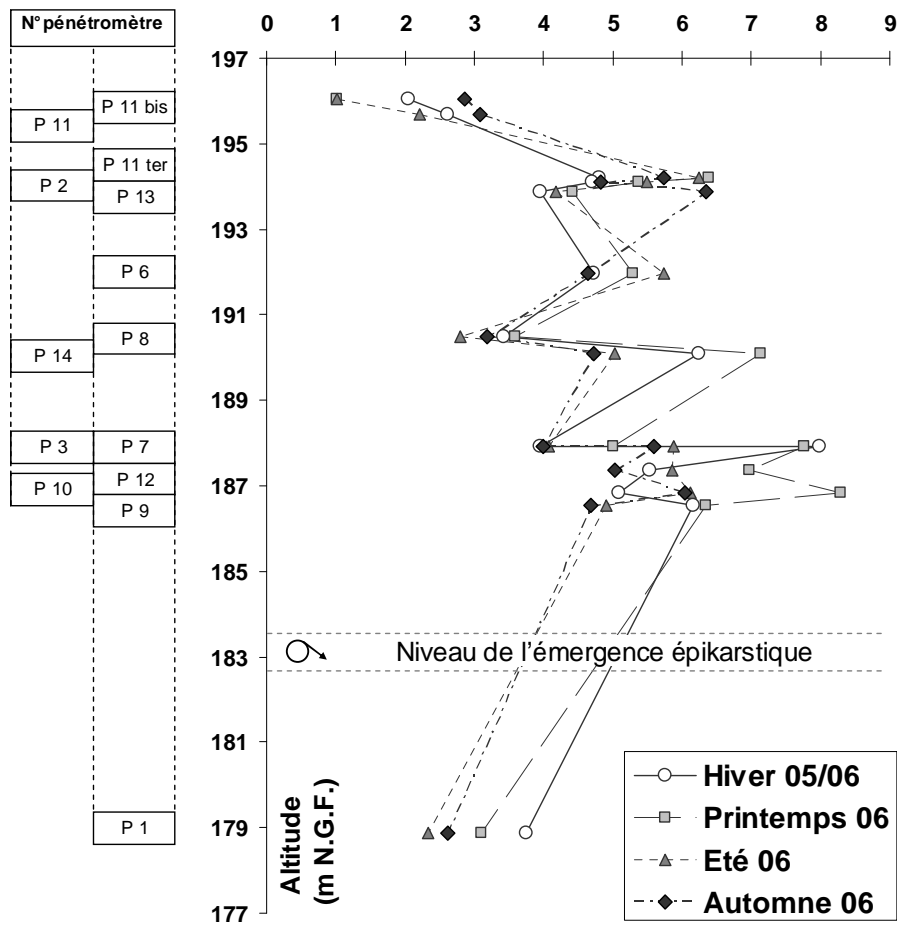


Figure 4.35. Mesures ponctuelles de pCO_{2g} dans les formations de remplissage. La figure présente les moyennes saisonnières (en %vol) pour chacun des pénétrations classés en fonction de l'altitude de la mesure.

Les pénétrations P4 et P5 ont été écartés de l'analyse en raison de leur faible profondeur de mesure (< 1 m). Les valeurs de pCO_{2g} dans ces puits sont plus représentatives de la teneur en CO_2 gazeux dans le sol pédologique que dans les formations de remplissages à proprement parlé. Ils sont aussi probablement fortement influencés par la pCO_2 atmosphérique. Sur la Figure 4.36 on constate en effet que les valeurs sont faibles dans le pénétration P4 profond de 20 cm alors que les valeurs sont supérieures dans le pénétration P5 profond de 70 cm. Elles évoluent tout de même dans une gamme bien inférieure à celle des autres pénétrations (Figure 4.35).

Les premiers résultats de la Figure 4.35 montrent que les teneurs en CO_2 gazeux dans les remplissages sont élevées avec des pCO_{2g} qui évoluent entre 3 et plus de 8 % en volume. Ces valeurs apparaissent élevées au regard de la littérature (ATKINSON, 1977 ; CROWTHER,

1983). Les variations saisonnières semblent peu marquées même si on peut noter des valeurs plus fortes durant l'automne pour les mesures faites aux cotes les plus élevées (> 195 m NGF) alors que c'est en hiver et au printemps que les teneurs en CO₂ dans l'air des remplissages sont les plus fortes (en-dessous de 190 m NGF). De plus, les teneurs les plus fortes sont rencontrées dans les niveaux de remplissages localisés au-dessus de la cote de l'émergence épikarstique. Les teneurs en CO₂ mesurées dans le sol pédologique au-dessus de la cavité (mesures au point M, Figure 4.37) et plus à l'est au-dessus du promontoire calcaire (P4 et P5, Figure 4.36) sont de 0,49 % en moyenne avec des minima mesurés en hiver généralement (février est le mois où les valeurs sont les plus faibles dans le sol) et des maxima mesurés en fin de printemps ou pendant les périodes estivales. Les valeurs au point P5 semblent affectées par l'évolution des teneurs dans les remplissages avec des maxima mesurés durant l'hiver 2006.

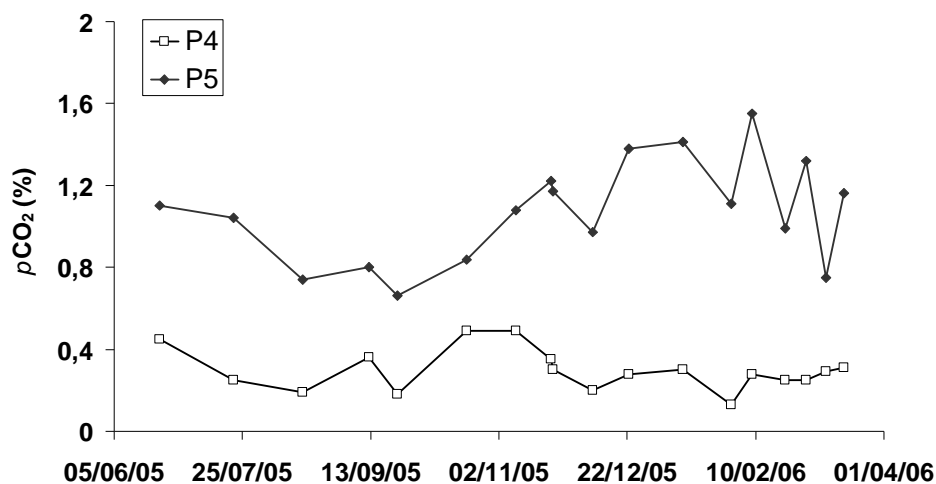


Figure 4.36. Evolution des pCO_{2g} dans les pénétrètres P4 et P5.

Il y a donc un fort décalage entre les teneurs dans le sol pédologique et dans les remplissages, à la fois en terme de gamme de variation avec un CO₂ pratiquement 10 fois plus concentré dans les formations profondes et en terme d'évolution temporelle avec une production maximale dans le sol en été alors que les teneurs dans les remplissages sont maximales en hiver et au début du printemps. Les relations entre la production de CO₂ dans le sol par minéralisation de la matière organique et les teneurs mesurées dans les formations plus profondes apparaissent complexes et des phénomènes physiques et/ou environnementaux doivent impacter le comportement de ce gaz dans la zone non saturée du système épikarstique. On retiendra pour l'heure l'hypothèse d'une reconcentration du CO₂ gazeux

dans les formations de remplissage sous l'effet conjugué des élévations successives de la pression totale lors des périodes d'infiltration d'eau du sol et les différences importantes de diffusivités du dioxyde de carbone dans l'eau et dans l'air. La diffusivité du CO₂ dans l'eau est en effet 14 000 fois plus faible que dans l'air à 0°C ($0,95 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ dans l'eau et $13,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ dans l'air) de sorte que la lame d'eau qui s'infiltré peut comprimer le CO₂ dans le milieu confiné que sont les remplissages engendrant une augmentation des pressions partielles.

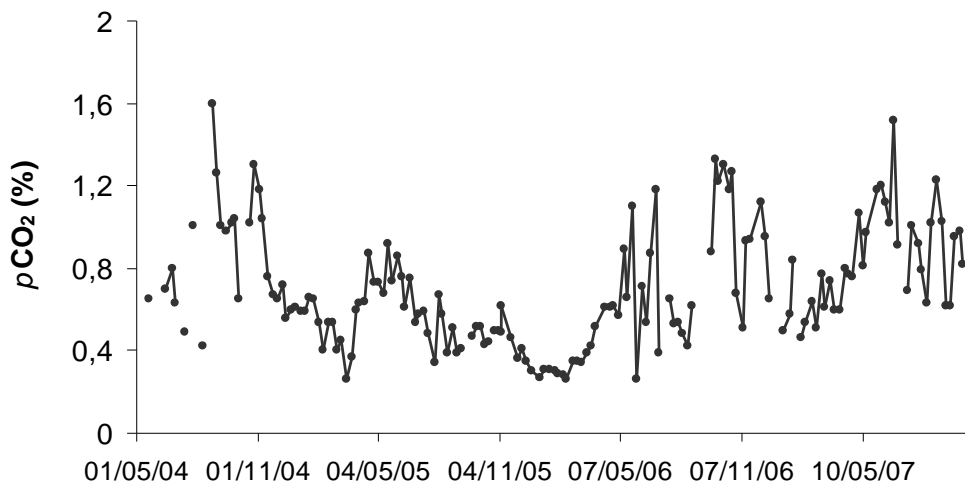


Figure 4.37. Evolution des $p\text{CO}_2\text{g}$ dans le sol pédologique au point M.

Les mesures ponctuelles ont révélé des teneurs importantes et des comportements complexes du CO₂ gazeux dans les formations de remplissage de l'épikarst. Ces formations semblent constituer ce que l'on pourrait appeler un « gazofère » c'est-à-dire un réservoir de CO₂ à forte concentration localisé en cote au-dessus de la position de l'émergence épikarstique. Seulement, les mesures ponctuelles ne permettent pas d'étudier avec finesse les variations temporelles des concentrations en CO₂ et limitent la compréhension des relations entre le CO₂ du sol, le CO₂ contenu dans les remplissages, le CO₂ contenu dans le promontoire calcaire et le CO₂ présent en quantité importante dans les parties basses de la cavité. L'installation de « gazomètres » enregistreurs à l'interface entre les formations de remplissage et le promontoire calcaire (paragraphe 4.4.2.2, Figure 4.31) nous a permis d'étudier plus finement les variations temporelles des teneurs en CO₂ et de tenter de comprendre les modalités de transfert du CO₂ dans les différents compartiments qui constituent l'épikarst.

4.4.3.2 Les variations temporelles des teneurs en CO₂ gazeux

La Figure 4.38 présente les résultats du suivi temporel sur le cycle 2006-2007 des teneurs en CO₂ dans les différents compartiments du système épikarstique et des paramètres qui peuvent être en relation avec ces signaux. La pluie brute journalière et la pluie efficace journalière (en mm), la pression atmosphérique (en hPa) et le débit journalier à l'émergence épikarstique (en m³·j⁻¹) semblent pouvoir jouer un rôle dans le comportement du CO₂ gazeux dans l'épikarst, l'évolution de ces paramètres étant présentée en Figure 4.38 a). La Figure 4.38 b) montre quant à elle l'évolution des moyennes journalières de pCO_{2g} (% vol) dans les formations de remplissage (point RecF), dans les calcaires du promontoire (point RecL), dans le sol au-dessus de la cavité (point M) et dans l'atmosphère de la cavité au niveau de la galerie Mondmilch (Figure 4.30). Pour compléter l'analyse, nous avons reporté sur la même figure les valeurs de pCO₂ mesurées ponctuellement dans les eaux de l'émergence épikarstique durant le cycle 2006-2007. Afin de faciliter la lecture du graphique, les tendances d'évolution des signaux ont été ajustées par régressions polynomiales d'ordre 6.

Nous observons des tendances saisonnières marquées dans chacune des chroniques d'évolution des teneurs en CO₂. La production de CO₂ biogénique dans le sol est assez élevée durant le cycle 2006-2007 et les fluctuations dans le sol suivent l'activité de la végétation et l'activité microbienne du sol qui sont les plus fortes à la fin du printemps et les plus faibles pendant l'hiver. Comme mentionné précédemment par l'analyse des mesures ponctuelles, les concentrations en CO₂ gazeux sont élevées dans les formations de remplissages et il en est de même dans les calcaires du promontoire. Ces teneurs sont en effet toujours plus élevées que dans le sol pédologique. Les tendances observées dans les remplissages, dans les calcaires et dans l'atmosphère de la cavité sont synchrones entre elles mais ne suivent pas celle du sol. Il y a un déphasage d'environ 2 mois entre les variations de CO₂ dans le sol et celles observées dans les compartiments souterrains.

Au début du cycle étudié (durant l'automne 2006) l'évolution des pressions de CO₂ dans les remplissages et dans les calcaires est la même. Les deux signaux augmentent avec une amplitude similaire et les variations à court terme des signaux ont des fréquences identiques. Quand les écoulements apparaissent à l'émergence en décembre 2006, l'évolution des pCO_{2g} dans les remplissages et dans les calcaires commence à diminuer. Toutefois, les pressions de CO₂ dans les calcaires diminuent plus rapidement que dans les remplissages et les deux signaux se séparent. Ce décalage augmente durant toute la période d'écoulement pour

atteindre un maximum de 2 % durant la phase de tarissement de l'émergence en mai 2007. Ce phénomène s'inverse lorsque les écoulements s'arrêtent avec une augmentation des pressions de CO₂ dans les calcaires plus rapide que dans les remplissages. On assiste à un rééquilibrage des teneurs entre les deux compartiments qui atteignent la même valeur de CO_{2g} à l'été 2007. Dans le détail, on constate que ces deux chroniques varient fortement autour de leur tendance. Les fréquences sont élevées avec des phases où les variations atteignent plus de 3 % en moins de quatre jours. Cependant, le signal est plus amorti dans les calcaires que dans les remplissages. L'écart type des résidus entre les données brutes et la tendance est de 0,4 % pour les calcaires contre 0,56 % pour les remplissages. Ceci peut être expliqué par un réajustement entre la $p\text{CO}_{2g}$ et la pression atmosphérique plus rapide dans les calcaires qui possèdent vraisemblablement une porosité à l'air plus importante que les remplissages dont la fraction argileuse n'est pas négligeable.

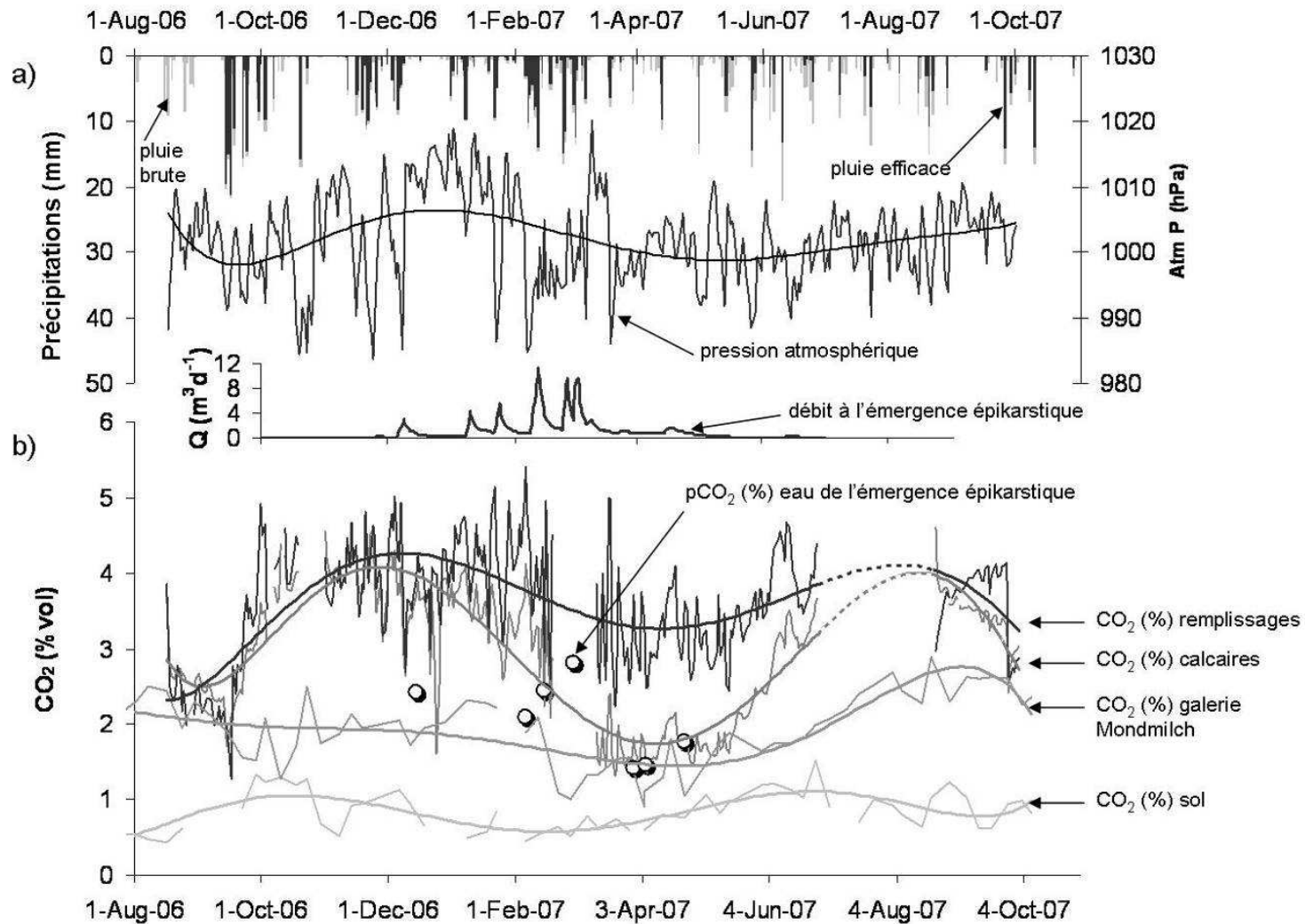


Figure 4.38. Mesure en continu sur le cycle 2006-2007 des teneurs en CO_2 et paramètres associés. a) pluie brute journalière et pluie efficace journalière (mm), pression atmosphérique (hPa) et débit journalier à l'émergence épikarstique (m^3j^{-1}). b) Chroniques des pCO_{2g} dans les formations de remplissages, dans les calcaires, dans la galerie Mondmilch, dans le sol au-dessus de la cavité et pCO_{2eq} dans les eaux de l'émergence épikarstique.

4.4.4 Proposition d'un schéma conceptuel de production/stockage/transport du CO₂ au sein de l'épikarst

Comme l'avaient démontré DENIS *et al.* (2005) et comme le montre la Figure 4.38, la pression atmosphérique n'est pas le seul facteur explicatif de la dynamique du CO₂ gazeux dans le système. De plus, les analyses chimiques et isotopiques réalisées depuis 2003 (Chapitre 4.3 et LOPEZ *et al.*, 2006b) ont montré une possible participation de l'eau des remplissages à la constitution d'une nappe épikarstique.

En partant de cette hypothèse, nous pouvons établir un schéma conceptuel du comportement du CO₂ dans le système épikarstique qui pourrait expliquer les fluctuations observées dans la Figure 4.38. A l'automne, les teneurs en CO₂ sont élevées dans l'ensemble des compartiments de l'épikarst. Le CO₂, fortement concentré dans les remplissages, diffuse dans tout le massif avant que le milieu ne se sature en eau et que l'épikarst ne se draine par la zone d'infiltration. Durant la période de recharge automnale, les pluies nettes sont stockées dans les calcaires et dans les formations de remplissages où elles se mettent à l'équilibre avec l'atmosphère riche en CO₂. La réserve épikarstique se constitue en même temps que les eaux acquièrent un fort pouvoir de karstification. Cette phase correspond à la première période d'augmentation des $p\text{CO}_2$ dans les calcaires et dans les remplissages précédemment décrite sur la Figure 4.38. Quand la teneur en eau dans le sol et dans l'épikarst atteint un niveau suffisant pour créer des connections hydrauliques, des circulations d'eau gravitaire apparaissent dans l'épikarst qui est drainé vers la zone d'infiltration. Les écoulements entraînent avec eux le CO₂ gazeux plus profondément en suivant deux cheminements possibles :

- Soit le CO_{2g} est entraîné par les circulations d'eau et migre, par advection, en suivant l'écoulement diphasique. Il diffuse alors en profondeur tant qu'il existe des écoulements diphasiques dans le système.
- Soit le CO₂ est transféré sous sa forme dissoute H₂CO₃ dans les eaux épikarstiques. Dans ce cas, on suppose que le CO₂ peut aussi bien provenir des calcaires (dissolution d'une partie du CO₂ dans les eaux lors de l'écoulement diphasique) que des remplissages, quand les eaux présentes dans ces formations contribuent aux écoulements à l'émergence épikarstique. Le CO₂ est alors transféré en profondeur par

dégazage des eaux dans la zone d'infiltration, lors de leur remise à l'équilibre avec une atmosphère moins riche en CO_2 .

Les échanges entre les phases gazeuse et aqueuse sont plus importants et plus rapides dans les calcaires que dans les formations de remplissages en raison de l'ouverture plus importante des formations carbonatées sur le CO_{2g} . Les écoulements diphasiques ainsi que la turbulence possible des circulations dans les calcaires favorisent les échanges entre le CO_{2g} et l'eau. Les remplissages représentent quant à eux un milieu dit « confiné » en raison de la faible perméabilité de ces formations. Les mouvements de CO_2 doivent donc être moins rapides et conséquents que dans les calcaires.

En période de forts écoulements, une quantité importante de CO_2 est entraînée par les eaux en mouvement dans les calcaires. Ceci explique pourquoi la $p\text{CO}_{2g}$ diminue rapidement dans les calcaires alors que la baisse est plus faible dans les remplissages (Figure 4.38). Les deux signaux se séparent créant ainsi un gradient de CO_{2g} entre les deux formations. Tant qu'il y a des écoulements dans l'épikarst, du CO_{2g} est transféré plus en profondeur selon les deux modalités mentionnées auparavant avec une part toujours plus importante provenant des calcaires. Lorsque les écoulements cessent, on assiste à un réajustement des pressions partielles en CO_2 entre les calcaires et les remplissages afin de combler le gradient créé par la dynamique des écoulements. On constate alors, sur la Figure 4.38, que les teneurs en CO_2 augmentent rapidement dans les calcaires pour atteindre la même valeur que dans les formations de remplissages.

Ce schéma des modalités de transit du CO_{2g} dans l'épikarst est basé sur l'observation des évolutions des signaux dans les différents compartiments du système. Il est donc purement conceptuel. Un suivi concomitant des teneurs en carbone 13 dans l'atmosphère du sol, des remplissages, des calcaires et dans le réseau karstique du massif permettrait d'affiner l'étude du transit de CO_2 . L'objectif serait de caractériser les signaux en carbone 13 des différentes sources possibles du dioxyde de carbone et de déterminer leur influence respective sur le signal final de l'atmosphère en profondeur.

PARTIE 5 Synthèse générale et implications pour la conservation de la grotte de Lascaux

Les études réalisées pendant la thèse ont permis de définir, en premier lieu, l'environnement géomorphologique et géologique de la cavité tout en caractérisant la structure, la géométrie et l'agencement des différents compartiments du système épikarstique. L'application d'une méthodologie de prospection non destructive a permis de spatialiser les observations et d'émettre des hypothèses sur les connections hydrauliques possibles entre les formations de remplissages et le massif calcaire. De plus, l'étude du climat du site, la quantification de la recharge et la caractérisation du fonctionnement dynamique de l'épikarst ont rendu possible la simulation des réponses en débits de l'émergence épikarstique. Enfin, le travail sur le marquage chimique et isotopique des eaux provenant de l'épikarst a permis de remonter aux différentes origines possibles de ces écoulements, de qualifier les conditions de circulation des eaux dans le système épikarstique et de déterminer les équilibres physico-chimiques des eaux qui entrent dans l'atmosphère de la grotte.

L'ensemble de ces résultats permet de dresser un schéma conceptuel du fonctionnement du système épikarstique de Lascaux. Ce schéma, on l'imagine, peut être généralisé à un grand nombre de sites de la région qui présentent le même contexte géomorphologique et géologique. Nous avons ainsi montré que les formations de remplissage du paléokarst jouent un rôle important dans les modalités de recharge de l'aquifère karstique, aussi bien dans le transfert des eaux d'infiltration que dans la dynamique du dioxyde de carbone dans le système. Enfin, une grande partie de l'étude intéresse les gestionnaires de la cavité. Le dernier chapitre de cette partie 5 propose donc de « traduire » les résultats acquis en recherche pure sur le fonctionnement des aquifères karstiques selon une approche de conservateur. Des calculs spécifiques à la problématique de préservation du patrimoine sont de plus réalisés dans ce chapitre.

Chapitre 5.1 Schéma fonctionnel des modalités de transferts hydrique et de CO₂ dans l'épikarst

Les premières observations réalisées pendant la thèse montrent qu'il existe des zones de drainage préférentiel dans l'épikarst de Lascaux. Le signal pluie-débit à l'émergence épikarstique montre que les transferts de pression peuvent être assez rapides, de l'ordre de 1 à 2 jours après les pluies, seulement quand le système est rechargé par les pluies d'automne et d'hiver. Le système n'est en effet fonctionnel que lorsque le taux d'humidité est suffisant dans le sol et dans l'épikarst, ce qui correspond en moyenne à une recharge de 250 mm de pluies efficaces. A ce moment là, une nappe épikarstique se constitue. Cette réserve est stockée à faible profondeur, dans la zone hétérothermique du massif, comme le montre le suivi des températures des eaux à l'émergence.

Les eaux qui parviennent à l'exutoire de l'épikarst sont des eaux poussées par effet piston, essentiellement en début de cycle. Les résultats du suivi chimique montrent en effet que les écoulements à l'émergence épikarstique résultent d'un mélange important. Le signal $\delta^{18}\text{O}$ est très amorti par rapport au signal des pluies, avec une influence faible d'arrivée d'eaux nouvelles dans le système. En périodes de crue, la participation d'eaux récentes peut être détectée, mais cette influence est de faible durée. Les vitesses de circulation restent lentes et le fonctionnement du système en transfert de masse (transit) est plus à rapprocher d'un milieu fissuré que d'un milieu karstique. L'épikarst joue donc pleinement son rôle tampon, rôle très important pour la conservation de la grotte de Lascaux.

Nous avons aussi montré que les eaux qui parviennent à l'émergence épikarstique sont fortement minéralisées, et ce en rapport avec un fort potentiel de dissolution de la calcite que les eaux acquièrent dans les premiers mètres du système. De telles valeurs ne peuvent être expliquées que par la mise à l'équilibre des eaux avec une phase gazeuse hautement concentrée en CO₂. Les calculs de $p\text{CO}_2$ équilibrante des eaux montrent que les teneurs en CO_{2g} dans le sol sont insuffisantes pour expliquer les taux de minéralisation. Des fortes concentrations ont par contre été mesurées et suivies dans les formations de remplissage, ces valeurs correspondant au calcul des pressions de CO₂ équilibrantes des eaux ramenées à l'équilibre avec la calcite. On imagine alors que les eaux ont été en contact avec ce CO₂ biogénique qui s'est surconcentré dans les formations détritiques de remplissage. Si le

processus de concentration du CO₂ dans ces formations n'est pas encore bien connu, les modalités de transferts de ce gaz dans le massif peuvent être décrites comme suit :

- Le CO₂ peut transiter sous forme gazeuse des remplissages vers les calcaires par advection de l'air, soit sous l'effet de mouvement d'air créé par des gradients thermiques souterrains ou par effet piston de l'air lors d'évènements pluvieux intenses, soit entraîné par les écoulements diphasiques dans le massif calcaire. On peut aussi imaginer que le drainage du massif engendre une dépression dans la porosité des calcaires favorisant la venue d'air fortement chargé en CO₂ provenant des formations de remplissage. Ce CO₂ serait dans tous les cas dissous à posteriori dans les eaux stockées dans la réserve épikarstique.
- Le CO₂ peut aussi transiter dans le système directement sous sa forme dissoute H₂CO₃. Ceci repose sur l'hypothèse que de l'eau peut être stockée dans les formations de remplissages qui peuvent alors alimenter l'émergence épikarstique sous certaines conditions de recharge. Les résultats semblent montrer que ces écoulements participent à l'alimentation de l'épikarst essentiellement en fin de cycle, en période de tarissement du système. Les eaux stockées dans les remplissages, fortement sursaturées en CO₂, se minéraliseraient alors fortement en calcite lors de leur circulation dans le massif calcaire.

Les fortes concentrations en CO₂ mesurées dans le réseau karstique seraient le résultat de ces processus de transferts. Le CO₂ peut ainsi être entraîné en profondeur selon deux modalités. Soit directement par l'advection d'air à forte teneur, sous l'effet de mouvements d'air préférentiels par les zones de fracturation ouverte, par les anciens conduits comblés par du matériel poreux à l'air ou par les diaclases majeures (nous avons mesuré régulièrement plus de 6 % de CO₂ dans la partie basse de la « grande diaclase » du « puits du sorcier). Soit le CO₂ peut, dans une moindre mesure, être transféré par le dégazage des eaux qui se remettent à l'équilibre avec l'atmosphère moins carbonée dans la zone d'infiltration du karst.

La Figure 5.1 résume sous forme de schéma le fonctionnement de l'épikarst de Lascaux tel que conceptualisé à partir des résultats de la thèse. Le promontoire calcaire dans lequel est située la grotte est un milieu ouvert sur le CO₂ gazeux avec des zones préférentielles de drainage et la constitution possible d'une nappe épikarstique. Ce compartiment est le siège d'écoulements rapides lorsque la saturation en eau atteint un niveau suffisant pour générer des mouvements d'eau gravitaire. Seulement, les eaux à l'émergence ne sont jamais directement les eaux de pluie car elles transitent dans l'épikarst sous l'effet piston essentiellement. Les phases de tarissement des crues sont soutenues par des écoulements lents, matriciels dont les

eaux possèdent un marquage chimique et isotopique identique aux eaux pistonnées lors d'évènements pluvieux intenses. L'ensemble des eaux stockées dans les calcaires est fortement minéralisé sous l'effet d'une mise à l'équilibre avec une atmosphère riche en CO_2 qui provient des formations de remplissages en amont du système. Les écoulements, lorsqu'ils parviennent dans la cavité, sont sursaturés en calcite de sorte que des phénomènes de dégazage et de précipitation interviennent dans la zone proche de la cavité influencée par l'atmosphère moins riche en CO_2 de la grotte.

Les formations de remplissages détritiques constituent un compartiment confiné, capacitif et riche en CO_2 du système épikarstique. Le stockage d'eau est possible dans ces formations qui soutiendraient les écoulements épikarstiques sous des conditions de recharge particulières, lorsque le massif calcaire atteint une saturation en eau suffisante pour réaliser des connexions hydrauliques avec les remplissages. Sous ces conditions, le transit des eaux des remplissages vers l'émergence épikarstique serait lent (supérieur à un mois) de sorte que ces écoulements parviendraient à la cavité durant les phases de tarissement du système.

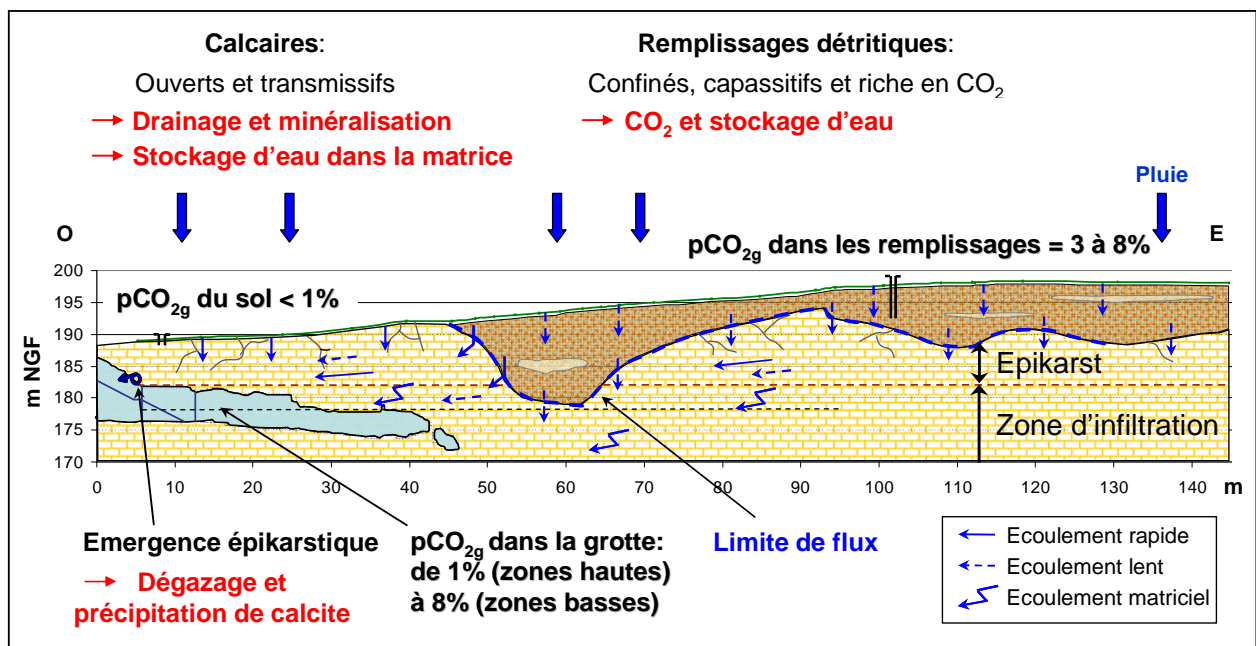


Figure 5.1. Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et de la dynamique du CO_2 de la zone épikarstique de la grotte de Lascaux.

Ce schéma conceptuel (Figure 5.1) propose une vision nouvelle du fonctionnement de l'épikarst. Nous montrons tout d'abord que les eaux se minéralisent très haut dans le système karstique et que le « signal épikarstique » est déjà le résultat d'un mélange important d'eaux d'origines différentes. L'épikarst est donc une zone de mise en réserve et peut restituer des

eaux provenant de cycles antérieurs. Il est un système aquifère à part entière, compartimenté, possédant un réseau de drainage et cumulant des eaux qui possèdent une histoire différente dans le système. Il joue un rôle tampon important, et les eaux qui entrent dans la zone d'infiltration du karst (zone non saturée) sont plus à même de précipiter de la calcite que d'en dissoudre. La karstification se réalise donc très tôt durant l'infiltration lorsque le système est rechargé. Ces processus sont très dépendants des fortes teneurs en CO_2 observées dans l'épikarst qui trouvent leur source dans les formations de remplissages détritiques en amont du promontoire calcaire. Nous avons montré par ailleurs la possible participation de ces formations aux écoulements épikarstiques.

Les travaux réalisés durant la thèse montrent le rôle important joué par l'épikarst dans les processus d'infiltration et le marquage géochimique des eaux dans le système karstique. De même de nombreux résultats intéressent la conservation de la grotte de Lascaux et constituent une aide à la gestion du patrimoine culturel.

Chapitre 5.2 La cavité dans son environnement. Implication pour la conservation des peintures rupestres

De par la situation de la grotte de Lascaux à faible profondeur et ses caractéristiques intrinsèques, faible volume, taux de CO₂ très important, ce trésor de l'humanité découvert en 1940 s'est rapidement révélé d'une grande fragilité. Cet état de fait a conduit les autorités à fermer la grotte en 1963, et depuis lors, à se pencher sur la compréhension du fonctionnement de la cavité.

De nombreuses études liées à l'art préhistorique mais aussi dans une optique de conservation ont été réalisées. Ainsi les premières études géologiques et hydrogéologiques ont été menées par l'Université de Bordeaux dès la fermeture de la cavité (SCHOELLER, 1965 ; VOUBE, 1968). Elles ont permis de préciser correctement l'environnement géologique et géomorphologique de la cavité, cependant de nombreuses questions restaient posées quant au fonctionnement hydrogéologique et climatologique de la grotte en raison du manque d'outils méthodologiques et scientifiques à leur disposition. De même, les connaissances sur le milieu karstique étaient à leurs premiers balbutiements et il faudra attendre les travaux des équipes françaises de l'Université de Montpellier, du CNRS à Moulis en Ariège et de l'Université d'Avignon pour mieux appréhender son fonctionnement (DROGUE, 1969 ; MANGIN, 1975 ; BAKALOWICZ, 1979 ; WILLIAMS, 1982 ; MUDRY, 1987 ; LASTENNET, 1994).

Suite à la crise microbiologique de 2001, le comité scientifique nouvellement créé a lancé de nouvelles recherches, entre autres hydrogéologiques suivant les conseils d'un expert du comité, Michel Bakalowicz, dans lesquelles s'intègrent les travaux présentés dans ce manuscrit. Si la protection des ornements à l'intérieur de la grotte est impérieuse, c'est la compréhension globale du système qui peut aider à la réaliser. Ainsi, comme nous l'avons montré par cette étude, l'objet grotte est soumis aux interactions avec le milieu extérieur et ces sollicitations ont pu être identifiées et quantifiées.

5.2.1 Définition de la zone d'alimentation de l'émergence du Sas1

L'étude hydrogéologique et environnementale menée pendant la thèse a conduit à la redéfinition de la zone d'alimentation de l'émergence du Sas1 de la cavité. Contrairement aux idées admises jusqu'à présent, nous avons montré la possible participation des formations de remplissages, situées à l'est du promontoire calcaire, aux écoulements dans l'épikarst. Nous avons de plus montré la difficulté à définir l'impluvium réel de l'émergence, celui-ci étant vraisemblablement morcelé et de taille variable selon les cycles.

Toutefois, le périmètre de protection actuel de l'émergence (enceinte clôturée du site de Lascaux) ne contient pas la zone potentielle d'alimentation (Figure 5.2) des eaux émergeant dans la grotte de Lascaux et devra, par principe de précaution, être étendu en particulier vers l'est et le sud mais aussi au nord de l'autre côté de la route D 704 E. C'est dans ce secteur que l'on trouve la bétoire (effondrement calcaire de 1 à 2 mètres de profondeur) ainsi que « la mare préhistorique », fouille anthropique destinée à récupérer les eaux du drainage des sols à proximité de la route. Ces deux points sensibles peuvent constituer des zones privilégiées d'infiltration surtout au niveau de la bétoire qui est d'origine naturelle.

Nous avons construit la zone d'alimentation en tenant compte de la présence de l'écoulement Sas 1 Compartiment 3 (cote 186 m NGF) mais aussi des écoulements aux joints de la salle des taureaux (cote 175 m NGF). En raison de la stratigraphie des terrains qui montre un pendage quasi nul, nous avons donc tracé une limite de bassin à cette cote du côté ouest. Côté sud, nous avons choisi d'englober le plateau et les escarpements des calcaires coniaciens car ils montrent des figures karstiques. Au nord et à l'est de la zone, la cote est plus élevée que celle des écoulements aux joints aussi ce seul critère nous conduirait à étendre déraisonnablement le bassin vers le Nord-Est (Bellevue et Regourdou). En effet, nos calculs théoriques de bassin versant n'excèdent pas des valeurs supérieures à 2500 m². Enfin, il est probable que les écoulements dans ce secteur Nord-Est soient préférentiellement drainés par les talwegs d'érosion de part et d'autre de la zone potentielle d'alimentation de la grotte de Lascaux comme il est indiqué sur la Figure 5.2.

On retiendra de cet exercice la très grande difficulté de tracer un bassin versant en domaine karstique surtout pour de faibles écoulements. Le système est mal circonscrit hydrogéologiquement, et nos résultats montrent que les limites évoluent de façon spatiale et temporelle. Cependant, il paraît important pour la conservation de tenir compte des observations scientifiques qui nous amènent à agrandir la zone susceptible d'alimenter les

écoulements dans Lascaux. En vue des futurs périmètres de protection, ces résultats pourront servir de base scientifique à une réflexion plus globale sur la vulnérabilité de la cavité.

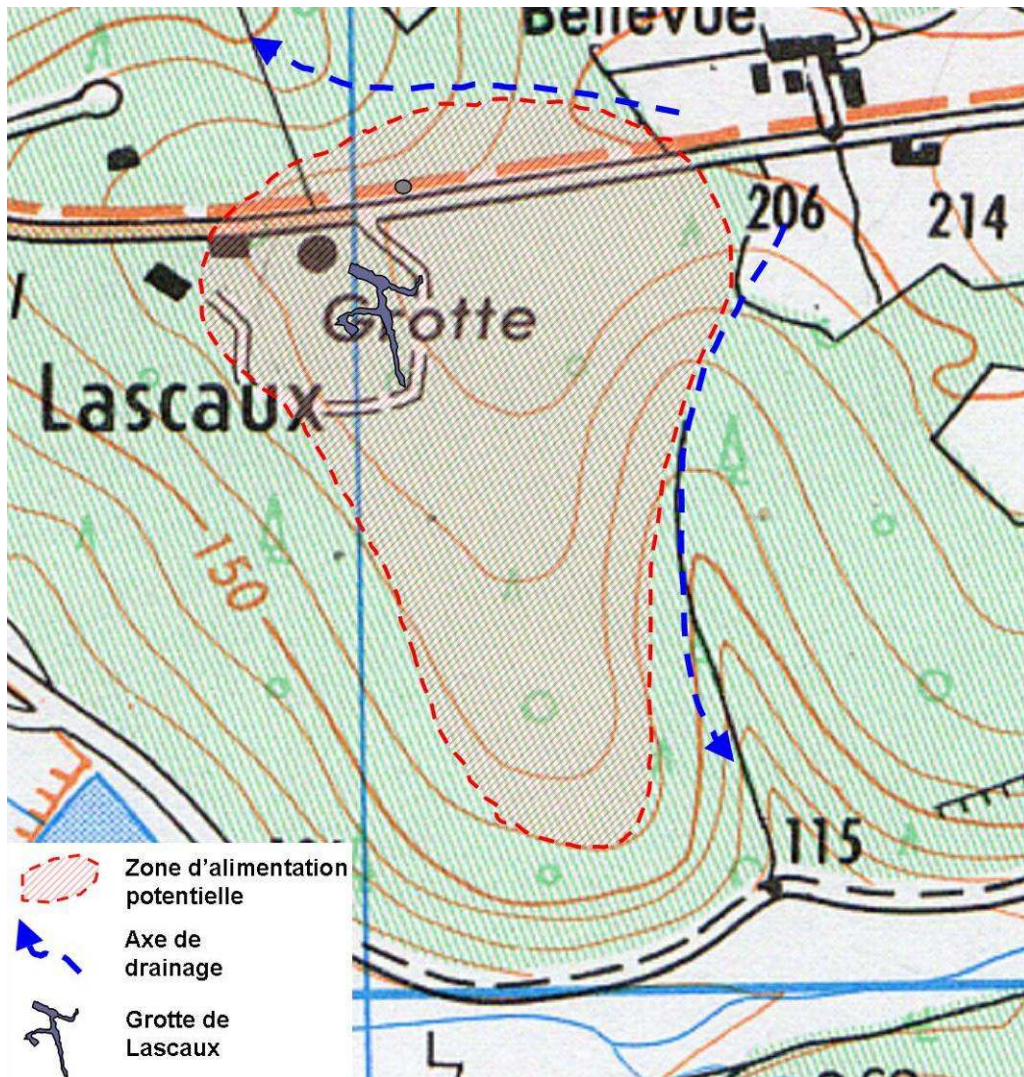


Figure 5.2. Zone d'alimentation potentielle des différents écoulements présents dans la grotte de Lascaux

5.2.2 Impact des arrivées d'eau sur la climatologie de la grotte

La grotte de Lascaux est en interaction directe avec son environnement hydrogéologique. Ainsi, les arrivées d'eau dans la cavité en affectent significativement la climatologie comme le montrent les mesures de l'évolution des températures de l'air dans le Sas1 Compartiment3, réalisées en 1981 par les agents techniques de l'époque (Figure 5.3).

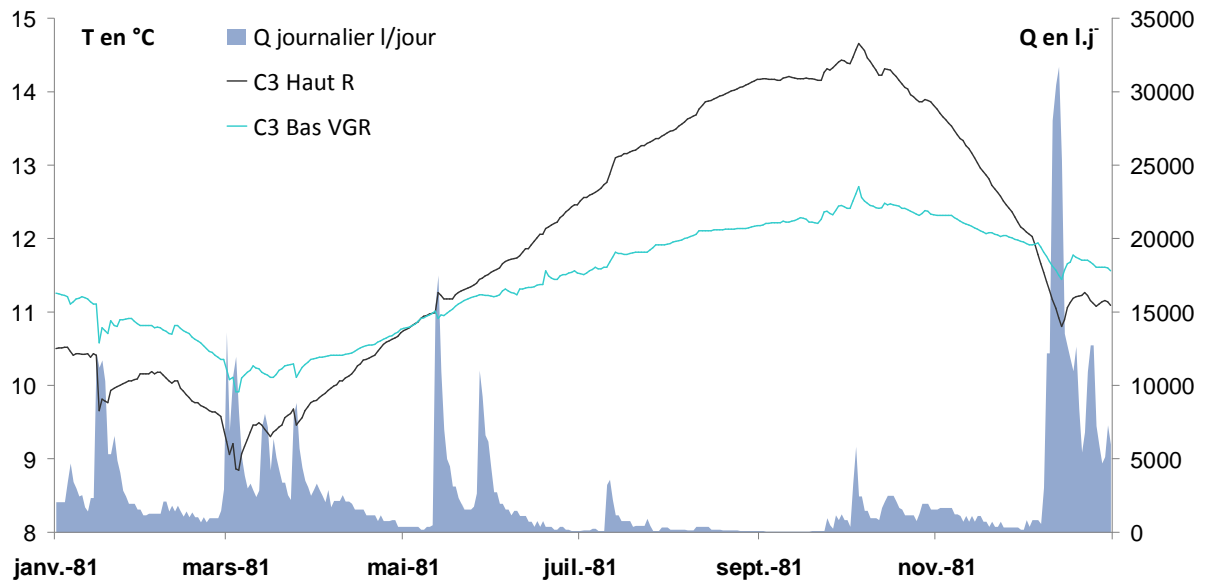


Figure 5.3. Impact des écoulements à l'émergence épikarstique sur la température de l'air de la cavité, en haut du Sas1 Compartiment3 (C3 Haut R) et en bas de ce même compartiment (C3 Bas VGR).

Des arrivées d'eaux plus froides que l'air de la cavité engendrent des baisses de températures significatives de l'atmosphère, qui peuvent être brutales lors des crues les plus importantes. Ainsi, fin janvier 1981 et en mars 1981, deux crues importantes ont engendré une baisse de 1 °C environ en haut du Sas1 Compartiment3 et de 0,5 °C au bas du même sas. Lorsque les eaux qui parviennent dans la cavité sont plus chaudes que l'air de la grotte (en été et à l'automne principalement) les arrivées d'eaux entraînent des augmentations brutales de température comme en octobre 1981 par exemple. A l'échelle du cycle, on constate une nette différence des températures de l'air du Sas1 entre les périodes d'écoulements de l'émergence (signal des températures perturbé) et les périodes sans écoulement (températures stables).

Le fonctionnement de la réserve épikarstique joue donc un rôle majeur dans l'équilibre climatique de la cavité, parfois bénéfique, en refroidissant les sols et favorisant la condensation sur les points bas asséchant donc l'air de la cavité ; parfois néfaste, en réchauffant rapidement l'air de la cavité. Ces réchauffements brutaux peuvent apporter de la vapeur d'eau expliquant peut être l'effacement de certaines peintures (paroi droite de la Salle des Taureaux) ou l'altération accélérée de zones particulières.

Les variations de température de l'air de la cavité en périodes d'écoulements sont dépendantes de l'état de saturation de la roche. En effet, la température de la grotte est en équilibre avec

celle de la roche qui, elle-même, est directement impactée par la température de l'eau qu'elle contient, comme le montre la Figure 5.4.

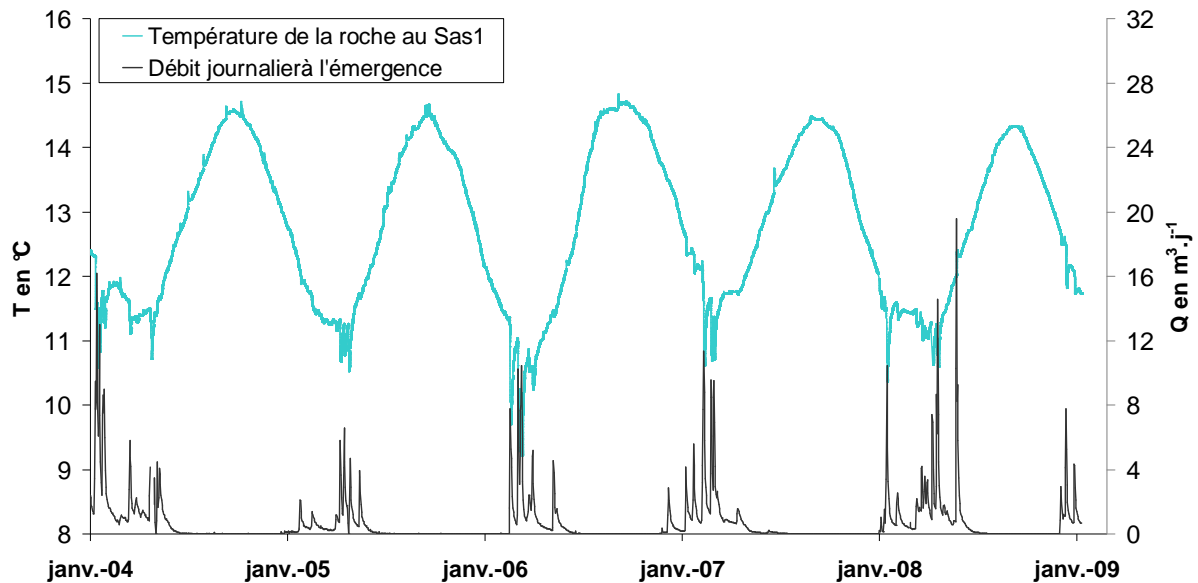


Figure 5.4. Impact des écoulements à l'émergence épikarstique sur la température de la roche au Sas1 Compartiment3.

Le suivi de la température de la roche au Sas1 Compartiment3 de janvier 2004 à janvier 2009 (Figure 5.4) montre qu'en période d'écoulement à l'émergence, la température de la roche est en équilibre avec celle des eaux épikarstiques (entre 11 et 12 °C), alors que dès que les écoulements cessent, la roche se réchauffe pour atteindre 14,5 °C en moyenne sur la période étudiée. De plus, les crues favorisent les baisses brutales de température de la roche, entraînant des variations brutales dans l'air de la cavité.

Si le climat venait à évoluer vers un régime méditerranéen, avec des pluies orageuses plus importantes en été couplées à une augmentation significative des températures, on pourrait s'attendre à des arrivées d'eaux chaudes dans la cavité en période estivale plus fréquentes et plus importantes qu'aujourd'hui. Ce cas serait particulièrement défavorable pour l'équilibre climatique de la grotte car il favoriserait l'augmentation de l'humidité absolue de l'air, ce qui serait néfaste pour les parois en raison d'une condensation possible. La machinerie de régulation thermique de l'air de la cavité doit donc pouvoir s'adapter aussi bien aux variations à court terme de l'atmosphère de la cavité entre les périodes hivernales et estivales qu'aux changements globaux probables du climat à plus long terme.

5.2.3 Le CO₂ dans la cavité et ses implications sur les équilibres chimiques théoriques des eaux

5.2.3.1 Les teneurs en CO₂ dans la cavité

De fortes pressions en CO₂ sont régulièrement mesurées dans les parties basses de la grotte de Lascaux. Les mesures de carbone 13 dans l'atmosphère de la grotte (de -21,5 à -22,8 ‰ sur 13 échantillons) indiquent une origine biogénique du dioxyde de carbone identique à celui présent dans les calcaires et les formations de remplissages. La Figure 5.5 permet de comparer l'évolution des $p\text{CO}_{2g}$ dans ces formations (mesurées en continu durant le cycle 2006-2007) avec les mesures manuelles réalisées au bas du Puits du Sorcier (zone non influencée par le pompage artificiel de CO₂).

Les signaux bruts dans les remplissages montrent des variations importantes, à faibles fréquences, des teneurs en CO₂. On observe des « pulses » de dioxyde de carbone sans réelle corrélation avec les sollicitations extérieures (pression atmosphérique, pluviosité). Dans les calcaires, les variations sont aussi très rapides mais avec une amplitude inférieure. Les mesures faites dans l'air au bas du Puits du Sorcier montrent le même type de comportement en « pulses » du dioxyde de carbone. L'amplitude des mesures est très importante avec un signal de base autour de 0,5 % et des pics pouvant atteindre près de 6 % de $p\text{CO}_{2g}$. Il est possible d'imaginer une relation entre les zones d'accumulation du CO₂ dans les remplissages et les teneurs mesurées par intermittence dans les parties basses de la grotte. Le CO₂ pourrait être transféré vers la cavité, soit par à coup de pression dans les calcaires ou dans les zones fracturées de type diaclase, soit en raison de baisses de pression atmosphérique brèves dans la cavité engendrant un « appel » du CO₂ contenu dans les zones d'accumulation.

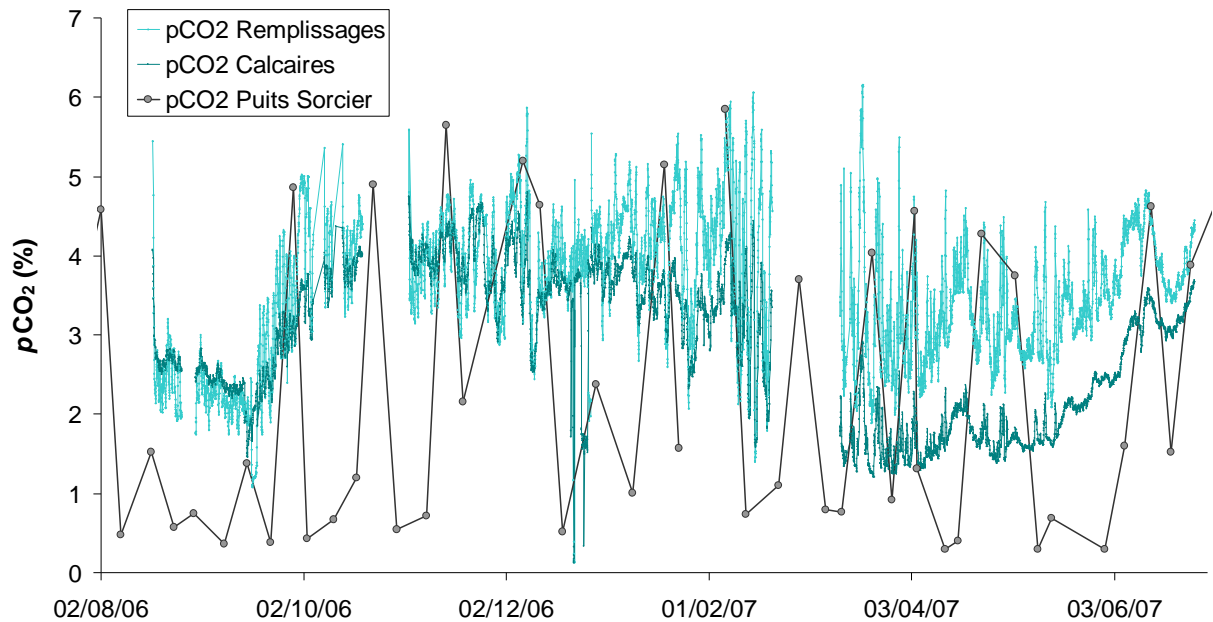


Figure 5.5. Mesures en continu des pressions partielles de CO_2 ($p\text{CO}_2$) dans les formations de remplissages et dans le promontoire calcaire, mesures manuelles des $p\text{CO}_2$ dans l'air au bas du Puits du Sorcier durant le cycle 2006-2007.

Les autres parties de la grotte sont influencées par le pompage artificiel du CO_2 , exception faite du bas de la galerie Mondmilch à certaines périodes. Il est donc impossible de comparer les évolutions de ces teneurs en CO_2 avec les mesures faites dans les remplissages ou bien les calcaires. Le pompage de CO_2 soulève le problème des conséquences aux parois de la cavité. Nous avons montré qu'au cours des 4 cycles étudiés de 2003 à 2007 (cf. Figure 4.15), les pressions partielles en CO_2 rencontrées par les eaux de l'émergence du Sas1 lors de leur parcours dans le système sont très élevées (4,7 % en moyenne). Ces eaux fortement minéralisées sont systématiquement sursaturées vis-à-vis de la calcite et sont donc incrustantes lorsqu'elles circulent dans la cavité. C'est effectivement ce que l'on observe à la voûte du Sas1 largement concrétionnée. Ce phénomène s'explique par un dégazage précoce dans le massif par rééquilibrage des eaux avec une atmosphère plus pauvre en CO_2 . L'écart entre les pressions de CO_2 dans l'air et dans l'eau conditionne le mécanisme de précipitation. Quels sont donc les avantages et les inconvénients du pompage du CO_2 pour les parois de la grotte ? Si les taux de CO_2 sont trop élevés, des eaux de condensation pourraient se charger en CO_2 et devenir agressives en altérant la paroi par dissolution. Au contraire, si le taux de CO_2 est très bas, les eaux d'infiltrations riches en calcite et CO_2 peuvent dégazer et précipiter d'où un recouvrement calcitique des parois ou la croissance de cristaux de calcite dans les vides et

fissures sous les placages calcitiques de surface, expliquant peut être les écaillages de la paroi dans certains secteurs.

5.2.3.2 Calcul théorique de remise à l'équilibre des eaux qui pénètrent la cavité

Nous proposons, dans ce paragraphe, d'imaginer le devenir des eaux épikarstiques lorsqu'elles pénètrent dans la cavité. Les calculs théoriques présentés ci-après permettent d'imaginer les mécanismes de remise à l'équilibre des eaux épikarstiques avec une atmosphère pauvre en CO_2 et correspondent à ce qui se passerait au sol dans les gours de la Salle des Taureaux ou par extrapolation aux parois de la grotte si les écoulements du Sas1 n'étaient pas dérivés.

Nous le mentionnions au paragraphe 4.3.3, il est possible, sous certaines hypothèses concernant la stabilité chimique des eaux, d'imaginer le devenir des écoulements lors de leur remise à l'équilibre avec une atmosphère à $p\text{CO}_{2g}$ différente. Il est ainsi possible de calculer la quantité de calcite que précipiteraient les eaux de l'émergence si elles revenaient à l'équilibre avec leur propre $p\text{CO}_{2\text{éq}}$, c'est-à-dire si la mise à l'équilibre ne se faisait que par précipitation de calcite (sans dégazage). La Figure 5.6 montre les résultats du calcul théorique.

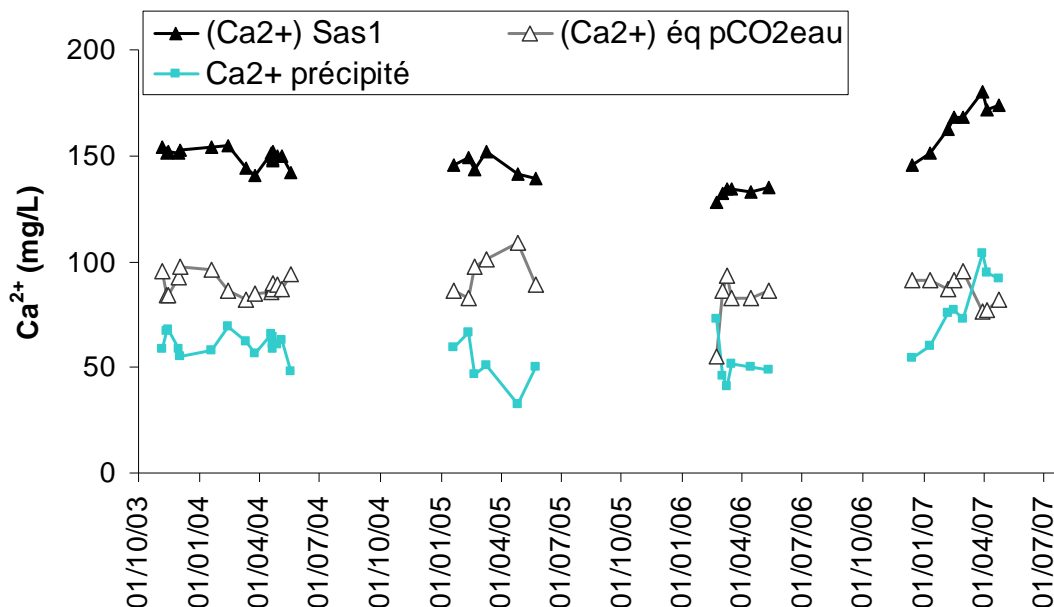


Figure 5.6. Concentration en calcium dans les eaux à l'émergence (Ca^{2+} Sas1), dans les eaux après remise à l'équilibre sans dégazage (Ca^{2+} éq $p\text{CO}_{2\text{eau}}$) et quantité de calcite précipité pour la remise à l'équilibre (Ca^{2+} précipité).

La remise à l'équilibre des eaux sursaturées collectées à l'émergence engendre une précipitation importante de calcite. Le rééquilibrage n'est calculé ici que par la simple précipitation de calcite excédentaire dans les eaux, qui conservent, pour le calcul, une $p\text{CO}_2^{\text{éq}}$ constante tout au long du processus. Ces résultats théoriques sont conformes aux observations faites dans la cavité où un encroûtement rapide de la glissière sur laquelle les eaux de l'émergence s'écoulent est observé depuis son installation en 2001.

Toutefois, la teneur en CO_2 de l'atmosphère de la cavité est moins importante que la $p\text{CO}_2^{\text{éq}}$ des eaux qui arrivent à l'émergence. La remise à l'équilibre des eaux épikarstiques, sursaturées en calcite, est réalisée en fonction de la $p\text{CO}_2^{\text{g}}$ de l'air de la cavité. On propose alors, comme précédemment, de calculer la quantité de calcite que précipiteraient les eaux si elles se mettaient à l'équilibre avec l'atmosphère de la cavité au point de prélèvement (bas du Sas1 Compartiment3). Le rééquilibrage serait alors accompagné à la fois d'un dégazage de CO_2 et de précipitation de calcite.

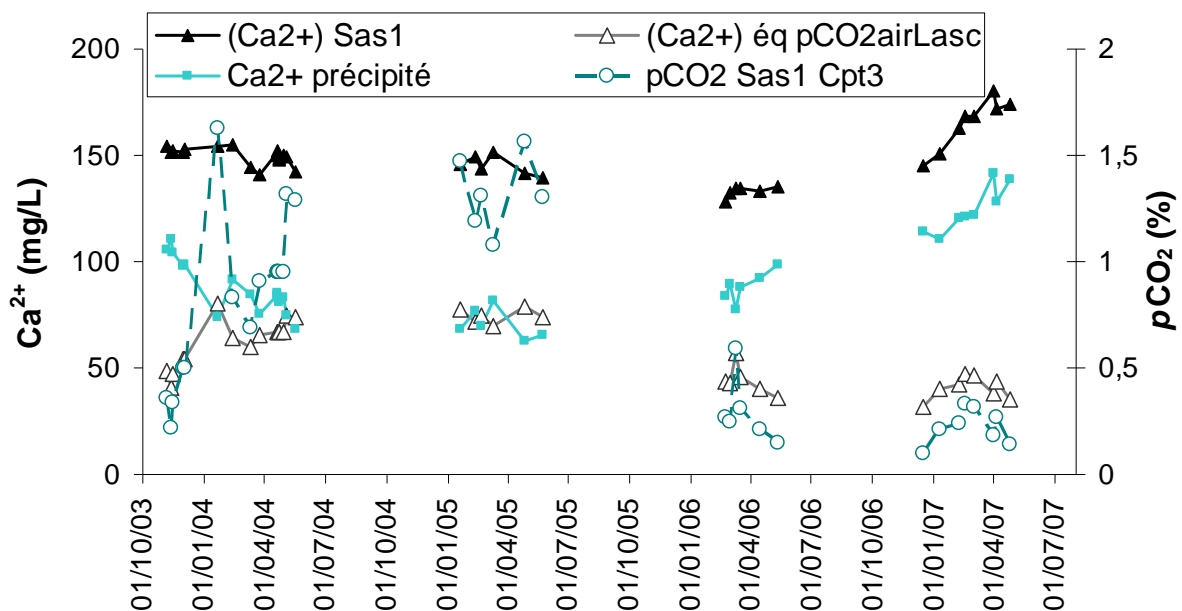


Figure 5.7. Concentration en calcium dans les eaux à l'émergence (Ca^{2+} Sas1), dans les eaux après remise à l'équilibre avec l'atmosphère de la cavité dégazage (Ca^{2+} éq $p\text{CO}_2^{\text{airLasc}}$), quantité de calcite précipitée pour la remise à l'équilibre (Ca^{2+} précipité) et $p\text{CO}_2$ mesurée dans l'air au bas du Sas1 Compartiment3 ($p\text{CO}_2$ Sas1 Cpt3).

La Figure 5.7 montre les concentrations en calcium perdues par les eaux de l'émergence lors de la remise à l'équilibre avec l'atmosphère de la grotte en rapport avec les pressions partielles en CO₂ dans l'air de la cavité au Sas1. On constate d'une part que les quantités de calcite précipitées sont plus importantes que par le calcul sans remise à l'équilibre des eaux avec l'atmosphère de la grotte. D'autre part, depuis 2006, les teneurs en CO₂ au bas du Sas1 Compartiment3 ont baissé significativement (1,3 % en moyenne en 2005, 0,3 % en 2006 et 0,22 % en 2007) avec pour conséquence une augmentation très importante des quantités de calcite potentiellement précipitées. On montre ici que le pompage du CO₂ dans l'air de la grotte peut accentuer de façon significative la précipitation de calcite à la paroi (maladie blanche) lorsque les eaux qui pénètrent dans la cavité sont sursaturées vis-à-vis de la calcite et possèdent une $p\text{CO}_{2\text{éq}}$ élevée.

Pour donner un ordre de grandeur, on se propose de calculer la masse totale de calcite (en équivalent calcium) que les eaux ont pu précipiter au cours des 4 cycles étudiés. Le Tableau 5.1 regroupe ces résultats.

Tableau 5.1. Masse de calcium potentiellement précipitée par les eaux de l'émergence par remise à l'équilibre sans ou avec dégazage.

Cycle	Perte Ca ²⁺ pCO ₂ constante (mg/l)	Perte Ca ²⁺ équilibre grotte (mg/l)	Somme des écoulements (m ³)	Masse précipitée pCO ₂ constante (kg)	Masse précipitée équilibre grotte (kg)
2003-2004	60,8	87,2	464,4	28,2	40,5
2004-2005	51	70,8	142	7,2	10,1
2005-2006	51,7	88,4	195,2	10,1	17,3
2006-2007	78,7	124,5	262,7	20,7	32,7

Les deux facteurs principaux qui jouent sur la masse totale potentiellement précipitée pendant un cycle sont la teneur en CO₂ dans la cavité et le volume total écoulé à l'émergence. Le cycle 2003-2004 pendant lequel l'atmosphère de la grotte était globalement riche en CO₂ montre des quantités importantes de calcite potentiellement précipitées (jusqu'à 40 kg en considérant une remise à l'équilibre avec l'atmosphère de la grotte) en raison des débits importants

observés durant ce cycle. Pour le cycle 2006-2007, où les volumes totaux écoulés sont presque moitié moins importants que pendant le cycle 2003-2004, le calcul montre une quantité potentielle de calcite précipité assez similaire. C'est l'influence de la baisse importante des teneurs en CO₂ dans l'air de la cavité qui engendre ce résultat.

Les valeurs exposées ici sont les résultats de calculs théoriques et rien n'indique que les eaux se remettent totalement à l'équilibre lorsqu'elles transitent par la cavité. On peut penser que le temps de résidence des eaux dans le Sas1 n'est pas assez long pour permettre aux précipitations de se réaliser complètement. Les chiffres indiqués ici sont donc des maximums théoriques qui peuvent néanmoins correspondre aux eaux qui séjournèrent dans les gours de la salle des taureaux avant que celles-ci ne soient refoulées à l'extérieur.

5.2.4 Manifestations hydriques dans la cavité

5.2.4.1 *Les écoulements secondaires dans la cavité*

L'écoulement le plus important en terme de débits dans la grotte de Lascaux est l'émergence épikarstique du Sas1 Compartiment3, suivie tout au long de la thèse. Cet écoulement n'est pas pérenne mais l'émergence se réactive chaque année en période de recharge pour une durée d'environ 6 à 7 mois en moyenne. Lors d'évènements pluvieux exceptionnels, l'émergence peut se réactiver pendant l'été sans qu'il y ait soutien à l'écoulement par un débit de base. D'autres écoulements de moindre importance peuvent apparaître dans la grotte, au plafond de la galerie Mondmilch et dans le Cabinet des Félines (Figure 2.5). Dans la galerie Mondmilch, des égouttements prenant leur source au plafond peuvent être observés en forte période de recharge. Ils forment des concrétions de calcite blanche sur la paroi gauche de la galerie. Le prélèvement des gouttes n'est pas aisé, tant les volumes écoulés sont faibles. Cinq analyses des majeurs furent tout de même réalisées, sur les prélèvements de février, mars et avril 2004 (années où ces égouttements furent importants) et sur un prélèvement de mars 2006. Dans le Cabinet des Félines, des écoulements exceptionnels apparaissent lorsque l'épikarst atteint un fort taux de saturation. Ils pourraient ainsi correspondre au drainage d'une zone contributive de l'épikarst. Ils s'écoulent très rapidement après une forte pluie et brièvement (2 à 3 jours au maximum), seulement lorsque l'émergence du Sas1 est active. Il est possible de détecter ces écoulements en suivant la température de l'air du Cabinet des Félines, qui baisse

significativement lors de l'entrée d'eau dans ce compartiment reculé de la cavité. Neuf prélèvements ont pu être réalisés, en février 2003, décembre 2003 et janvier 2004, et en février et mars 2006. Les résultats des analyses de ces écoulements secondaires (galerie Mondmich et Cabinet des Félines) sont présentés dans le Tableau 5.2. Les quantités d'eau prélevées dans la galerie Mondmilch sont insuffisantes pour les mesures sur le terrain de la température, du pH de la conductivité et des bicarbonates HCO_3^- .

Tableau 5.2. Résultats des analyses des eaux du Cabinet des Félines (Cab F. en gras, 9 analyses) et de la galerie Mondmilch (Gal M. en italique, 5 analyses). $T^\circ\text{C}$: température ; $c_{25^\circ\text{C}}$: conductivité à 25°C ; Moy. : moyenne ; Med. : médiane ; Ec. Typ. : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum.

Cab F.	$T^\circ\text{C}$	pH	$c_{25^\circ\text{C}}$	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
<i>Gal M.</i>											
Moy.	12,6	7,2	647,7	412,3	6,8	0,3	5,9	144,5	1,6	4,1	0,6
					6,2	0,7	5,1	114,4	1,8	4,2	0,5
Med.	12,8	7,2	664,0	422,0	6,1	0,2	5,8	145,1	1,6	4,1	0,4
					5,8	0,6	5,1	117,2	1,8	4,5	0,5
Ec.	0,5	0,1	31,3	26,7	1,6	0,1	0,3	13,3	0,2	0,5	0,6
Typ.					1,3	0,5	0,3	10,7	0,6	0,5	0,1
Min.	11,4	7,1	598,0	362,3	5,1	0,0	5,5	127,7	1,3	3,3	0,1
					5,0	0,2	4,7	97,9	1,1	3,4	0,3
Max.	13,3	7,5	679,0	441,0	10,0	0,5	6,5	165,2	1,8	4,8	2,0
					8,1	1,3	5,5	125,3	2,7	4,7	0,6

Les eaux prélevées au Cabinet des Félines ont une signature chimique tout à fait équivalente à celle des eaux du Sas1 (Figure 4.11, Figure 4.12 et Figure 4.13). Ce sont des eaux fortement minéralisées dont la chimie évolue faiblement d'un prélèvement à l'autre. Ces eaux n'ont pas la signature d'eaux nouvelles dans le système, elles sont homogénéisées au même titre que les eaux du Sas1 et il est probable qu'elles proviennent d'un effet piston d'une zone contributive de l'épikarst lorsque celui-ci est fortement saturé en eau. La chimie des eaux prélevées dans la galerie Mondmilch est aussi très similaire. Seules les concentrations en calcium sont plus faibles, phénomène que l'on peut expliquer par la méthode de prélèvement de ces eaux. Les gouttes qui ont circulé sur la paroi de la cavité avant d'arriver dans le flacon ont eu le temps

de se remettre à l'équilibre avec l'atmosphère de la grotte. Elles ont probablement dégazé et précipité une partie de leur calcite excédentaire comme le montre l'important concrétionnement à la paroi. L'origine de l'égouttement au plafond de la galerie Mondmilch est donc vraisemblablement la même que celle des écoulements à l'émergence. Ce sont des eaux épikarstiques qui s'écoulent au travers de l'inter banc marneux visible au plafond du Sas2, qui doit présenter, à l'aplomb de la galerie Mondmilch, des discontinuités permettant le drainage très lent d'une partie de la réserve épikarstique.

5.2.4.2 Condensation et lixiviation des parois

Il y a très peu de manifestations hydriques, de type suintement par condensation, visibles sur les parois de la grotte de Lascaux puisque l'objectif de la machinerie de régulation thermique et hygrométrique est que cela ne se produise pas. Il arrive cependant qu'en période de transition d'utilisation de la machinerie, et en raison de son inertie, des condensations aient lieu sur les parois saturant complètement les pores, c'est ce qui s'est passé en décembre 2004. Or un des objectifs fixé par le comité scientifique de Lascaux était la caractérisation du phénomène de condensation par l'outil géochimique. Des prélèvements ont pu avoir lieu grâce à des seringues et sous contrôle d'agent de la cavité afin d'analyser ces eaux.

Sur les parois les manifestations hydriques se sont traduites par des gouttes, particulièrement concentrées au niveau des joints des bancs calcaires. De l'eau de ruissellement ou d'égouttement a été collectée sur les banquettes de la Salle des Taureaux, eau qui stagnait dans des petites dépressions de la roche. Enfin de l'eau de suintement a été prélevée sur les plans inclinés du Diverticule axial, solution qui se présentait sous forme de gel. Les ions majeurs ont été déterminés dans ces eaux par analyse en chromatographie liquide, sur un appareil DIONEX 120. La chimie des eaux récoltées présente des anomalies importantes pour de nombreux éléments (Tableau 5.3).

Tableau 5.3. Chimie des majeurs en mg/l dans les eaux de condensation et de suintement prélevées sur la Banquette de la salle des taureaux, sur les plans inclinés du Diverticule Axial et sur les parois de la salle des taureaux, épisode de condensation de novembre 2004.

Concentrations en mg/l	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Banquette ST	211	3,5	15	5	++	4-5g ++ pic CO	Non détecté	9
Observation à l'analyse : Composés Organiques associés (CO)								
DA plan incliné	326	3,1	15,2	4,8	?	700 + pic CO	772	194
Parois, joints (gouttes)	147,3	22	317	8,4	+	573 + pic CO	29	29 +PO ₄ ³⁻

En premier lieu, on remarque que les concentrations élevées en certains éléments peuvent provenir en partie d'une reconcentration par évaporation, ces eaux étant restées un certain temps au contact des parois. La principale anomalie concerne les ions chlorures, en particulier sur les banquettes de la Salle des Taureaux, où des teneurs de 4 à 5 g nous ont conduit à réaliser des dilutions importantes. Comparées aux écoulements de la nappe au Sas1 qui montrent des concentrations de 5.8 mg/l en moyenne (Tableau 4.6), nous pouvons conclure que les eaux récoltées dans les trois secteurs ne sont plus « naturelles ». On est très surpris, de même, par les concentrations en nitrates, qui atteignent des valeurs considérables alors qu'il n'y en a pratiquement pas dans les eaux de la nappe au Sas1 (Tableau 4.6). La dégradation des ammoniums quaternaires utilisés pour le traitement des parois afin de lutter contre la propagation des champignons après les travaux de 2001 dans la grotte peut probablement expliquer ces concentrations élevées. Les fortes concentrations en nitrates viennent de l'oxydation de l'ammonium sous l'action de bactéries nitrifiantes. On remarque de plus de fortes anomalies en cations, Ca²⁺, Mg²⁺ et surtout en K⁺. En première approximation, on peut expliquer les fortes teneurs en Ca²⁺ et Mg²⁺ par des échanges cationiques entre l'ammonium contenu dans les produits de traitement, et les cations contenus dans les feuillets des argiles qui sont présentes en particulier sur les banquettes et les plans inclinés. Ces mécanismes sont assez courants et sont utilisés dans le cadre du stockage des déchets quand il s'agit de constituer des barrières passives étanches. Un travail de thèse récent, GAUTIER (2008) a montré que « la présence d'ammonium en cation interfoliaire réduit les capacités

d'hydratation de la smectite $SW_y^{-2}(NH_4)$ », argile que l'on trouve à Lascaux. « L'étude des interactions en méthode batch a montré que les acides acétique et formique, l'acétonitrile, le dichlorométhane, le MTBE, le benzène, l'acétone et l'éthanol ne sont pas ou sont très faiblement retenus sur l'argile ammoniée. Au contraire, les acides chloroacétique et oxalique, l'aniline, le formamide et le phénol se fixent selon différents mécanismes ». Toutefois, dans le cortège cationique des argiles smectitiques de Lascaux qui sont essentiellement calciques, le K^+ est difficilement échangeable et l'utilisation des produits de traitement ne peut justifier toutes les anomalies chimiques identifiées dans les solutions, particulièrement pour le potassium. L'origine de ce dernier dans les eaux de condensation aux parois est donc à rechercher dans les poussières collées à celles-ci (argiles potassiques ?), voire dans des restes de pigments (oxyde de manganèse potassique, cryptomélane) utilisés pour les peintures (VIGNAUD, 2006), d'où la nécessité d'éviter ces périodes de condensation grâce à une machinerie d'assistance climatique performante.

Très peu d'eau a pu être prélevée par les seringues, ce qui n'a pas permis de faire une recherche approfondie sur les autres composés présents dans ces eaux, en particulier le NH_4^+ et certains composés organiques pourtant visibles sur les chromatogrammes produits par l'analyse. Si on peut émettre que les ions NH_4^+ proviennent certainement des produits de traitements, l'origine des petits composés organiques n'est pas bien déterminée. Ils peuvent provenir soit de la minéralisation de la matière organique présente dans les argiles ou déposée sur les parois au cours des innombrables visites après la découverte, soit de la dégradation des ammoniums quaternaires riches en chaînes carbonées (chaînes C12). On comprend que ces éléments ioniques (K , NO_3^-) et ces petits composés organiques peuvent servir de nutriments à des espèces vivantes dont des champignons.

Nous n'avons pas eu la possibilité de retrouver les conditions de condensation de novembre 2004. Aussi, pour valider ces premiers résultats, nous avons effectué nous même une lixiviation de parois en réalisant un écoulement d'eau en surface, grâce à une pipette d'eau distillée. Les eaux récoltées n'ont donc pas eu le temps de rester au contact de la roche. Les résultats de ces lixiviats, réalisés d'une part sur la banquettes de la salle des taureaux, d'autre part sur la corniche de la salle des machines, deux zones non ornées qui ont subi des traitements chimiques abondants, sont reportés dans le Tableau 5.4.

Tableau 5.4. Chimie des ions majeurs en mg/l dans les eaux issues d'une lixiviation par ruissellement sur une surface des Banquettes de la Salle des Taureaux, et sur la corniche de la salle des machines le 08/11/2007. Comparaison avec la chimie moyenne des eaux récoltées dans un joint de la salle des taureaux et dans les eaux de nappe du Sas1 Compartiment3.

Concentrations en mg/l	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ⁻
Banquette ST	73,9	2,9	0,6	0,5	119,5	15,1	0	0
Corniche Sas2	110,5	2,8	2,1	1,8	203,2	33,9	0	0
Joint Sas2 (moyennes)	149,1	6,5	2,8	4,1	76,6	0	1,8	0
Sas Cpt3 (moyennes)	148,1	3,8	0,5	1,5	5,7	0,3	5,8	0

On constate une minéralisation étonnamment élevée de ces eaux de ruissellement et de nouveau des anomalies en chlorures et nitrates, si on les compare aux eaux de l'émergence du Sas1 mais aussi aux percolations provenant des joints interbanco (cf. Tableau 5.4). Ces joints s'écoulent en très faible quantité mais de façon récurrente chaque année avec un décalage temporel parfois très marqué avec l'écoulement de la nappe au niveau du Sas1. Le prélèvement se fait à l'aide d'une bougie poreuse enfoncée dans le joint jusqu'à 50 cm de profondeur et qui par dépression capillaire aspire l'eau vers un flacon de prélèvement. Les concentrations élevées de calcium malgré un très faible temps de contact des eaux avec la roche s'expliquent probablement par la dissolution, lors de la lixiviation, de constituants calciques originels ou transportés, et dont l'origine est encore indéterminée. Les concentrations en nitrates et surtout en chlorures sont élevées et confirment l'apport anthropique de certains éléments sur les parois de la cavité.

Des mesures de Carbone Organique Dissous réalisées dans les lixiviats indiquent des valeurs de 4.5 mg/l. Celles-ci témoignent du fait qu'il existe bien sur les parois de la grotte de Lascaux des conditions nutritionnelles suffisantes pour le développement de bactéries ou de champignons. Cependant, la question reste posée quant aux facteurs déclenchant des explosions biologiques constatées dans la grotte, et ce dès 2001 avant même l'utilisation des ammoniums quaternaires. Cette année correspond à la période des travaux de changement de la machinerie dans la grotte. Les glissières du Sas1 furent momentanément enlevées de sorte que les eaux de l'émergence ruisselaient sur les marches du Sas1 et du Sas2 vers la Salle des Taureaux. Malheureusement, cette année correspond à un cycle très excédentaire avec

430 mm de pluie nette calculée pour $H_{min} = 100$ mm. L'apport dans la partie ornée d'eaux provenant de l'émergence a du être important durant cette période. Ces eaux ont pu être souillées par les allées et venues des ouvriers qui ont travaillé directement en contact avec les écoulements du Sas1. Ces composantes (écoulements importants, ruissellements possibles jusque dans la partie ornée et allées et venues des ouvriers dans les Sas1 et 2) ont créé des conditions particulièrement défavorables à l'apport d'éléments exogènes dans la grotte. Ces processus ne sont sûrement pas les seuls facteurs explicatifs de la crise biologique observée dans la grotte depuis 2001, mais ils ont vraisemblablement constitué, soit un facteur aggravant, soit un déclencheur de l'explosion microbiologique aux parois de la cavité.

PARTIE 6 Conclusion

Les études menées depuis 2003 sur le site de Lascaux ont permis d'améliorer considérablement les connaissances sur l'épikarst, le premier compartiment de l'aquifère karstique. Les travaux présentés dans le manuscrit s'inscrivent selon trois axes de recherches complémentaires qui permettent de répondre aux objectifs fixés au commencement de la thèse. Le cadre global de l'étude repose en effet sur la définition et la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'épikarst en décrivant, à la fois l'aspect physique du système, les processus de transfert et de transit d'eau mais aussi la dynamique du dioxyde de carbone. Le site de Lascaux constitue à cet effet un cadre d'étude exceptionnel car il permet d'avoir un accès direct au signal épikarstique par l'intermédiaire des écoulements qui apparaissent épisodiquement dans la cavité. Il permet aussi d'étudier l'atmosphère du milieu souterrain à l'interface entre l'épikarst et la zone d'infiltration du karst. Le suivi depuis 1963 de la pluviosité et des débits à l'émergence constitue une banque de données formidable pour la conduite de l'étude.

La définition de la géologie, de la géomorphologie et de l'organisation géométrique et structurale du site ainsi que la recherche des zones d'écoulements les plus probables a demandé l'adaptation et le développement d'une méthodologie de prospection particulière en raison, à la fois de la forte hétérogénéité des terrains constitutifs de l'épikarst, et de l'impossibilité, sur la majeure partie du site, de mettre en œuvre des méthodes courantes de reconnaissances destructives. Ainsi, l'utilisation concomitante des profils électromagnétiques, des traînés électriques et des panneaux électriques a prouvé son efficacité pour décrire les résistivités apparentes des terrains aussi bien en sub-surface (EM 31) qu'en profondeur. Les dimensions et gammes de variation similaires des résultats fournis par ces différentes méthodes de prospections non destructives permettent d'accéder à une vision globale de l'organisation géométrique de l'épikarst, tout en caractérisant l'hétérogénéité importante des terrains. Les prospections électromagnétiques à l'EM 31, d'une mise en œuvre plus rapide et plus aisée que les panneaux électriques, facilitent l'intégration sur une surface relativement importante des informations en coupe fournies par ces derniers. La connaissance de la géomorphologie du site s'est donc nettement améliorée avec, notamment, la reconnaissance de la position du substratum calcaire sous recouvrement détritique à l'est de la cavité et la localisation exacte de la bordure est du promontoire calcaire. Nous avons ainsi montré qu'une

part non négligeable des calcaires sous recouvrement détritique se situe, en cote, au-dessus de l'émergence du Sas1.

De plus, des mesures proches de l'entrée de la cavité ont révélé une zone à faible résistivité dans le promontoire que nous pouvons interpréter comme un secteur plus altéré dans les calcaires gréseux. La position de cette zone entre le paléo canyon comblé (à l'est du promontoire) et l'entrée de la cavité amène à faire l'hypothèse d'un lien hydraulique entre les formations de remplissage et les écoulements à l'émergence épikarstique du Sas1. Un suivi dans le temps d'évolution de la résistivité de cette zone particulière permettrait de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse en comparant les résultats acquis en période sèche et en période d'écoulement. Une baisse de résistivité pourrait ainsi être le signe d'un écoulement privilégié dans le promontoire, vraisemblablement concomitant avec le drainage de l'épikarst à l'émergence du Sas1. Un tel suivi permettrait aussi de voir si une réserve épikarstique se constitue effectivement au sein des calcaires gréseux délités et de suivre l'augmentation de la teneur en eau traduite par une baisse de la résistivité.

L'étude du comportement dynamique de l'épikarst fut nécessaire pour caractériser les transferts d'énergie dans le système. Cet exercice a nécessité de réfléchir sur le rôle du sol dans la recharge de l'épikarst afin de connaître la lame de pluie qui participe réellement aux écoulements souterrains. Le développement d'un modèle global en bilan a ainsi permis d'estimer, au pas de temps journalier et sur l'ensemble des chroniques pluie-débit disponibles à Lascaux, la pluie nette générée au cours des cycles hydrogéologiques. Nous avons montré la pertinence de ce calcul lorsque l'on s'intéresse à la recharge des systèmes hydrogéologiques. Nous constatons depuis plusieurs années une baisse régulière de la recharge hydrique du massif calcaire en raison de la diminution des précipitations et de l'augmentation de l'évapotranspiration. Ceci c'est traduit par une diminution significative des débits au Sas1, exutoire du système. Les travaux futurs devront être axés sur la quantification de ces apports et leurs variations dans le temps. La relation qui lie le volume écoulé à la pluie nette permet une bonne estimation de la surface potentiellement impliquée dans l'alimentation de l'émergence si elle est établie pour un nombre suffisant de cycles. L'analyse fine de la position des points par rapport à la droite théorique volume écoulé-pluie nette nous a montré la possible composante pluriannuelle de la recharge, et/ou la variation possible de la surface potentielle d'alimentation du système. Nous préférons en effet parler de surface potentielle d'alimentation car l'impluvium semble être morcelé, de taille variable suivant les cycles et de ce fait très difficile à délimiter sur la zone d'étude. Seul un traçage artificiel à marquages

multiples (traceurs à l'ADN artificiel par exemple) pourrait aider à la définition de l'impluvium à Lascaux mais sa mise en œuvre semble laborieuse en raison de la grande sensibilité du site à préserver et des points d'injections diffus, difficiles à définir.

Les signaux pluie-débit à l'émergence épikarstique ont été étudiés par analyse corrélatoire et spectrale, aux pas de temps journalier et de 10 minutes, sur des sommes de cycles, des cycles pris individuellement et sur des périodes particulières à l'intérieur des cycles. L'outil s'est avéré efficace pour la détermination des temps de transfert de l'énergie dans le système, estimés à moins d'une journée à partir du moment où les pluies nettes sont générées. L'épikarst a donc un fonctionnement dynamique de type fissuré karstique. L'analyse corrélatoire et spectrale a aussi permis de définir deux temps de régulation interprétés respectivement comme le drainage rapide des zones transmissives bien alimentées du système (temps d'influence de 6 à 8 jours) et la vidange d'une crue importante soutenue par un écoulement retardé conjugué au signal des débits (24 à 29 jours). Les formations de remplissages du paléokarst sont alors pressenties comme pouvant, sous certaines conditions de recharge, participer aux écoulements de base au Sas1. La fonction de gain s'est révélée plus difficile à interpréter. Il semblerait que ce paramètre soit sensible à la mise en réserve ou, au contraire, au drainage des eaux épikarstiques durant un cycle mais son utilisation ne devrait se faire qu'en comparant plusieurs cycles les uns avec les autres. Un cycle ne peut en effet être défini comme excédentaire par exemple qu'au regard de son état de saturation à l'amorce des écoulements, c'est-à-dire à l'état de saturation en eau du système à la fin du cycle précédent.

La réponse de l'émergence aux sollicitations pluvieuses a été modélisée grâce à un modèle à double réservoir dans un premier temps, dont la fonction de production correspond au modèle de génération des pluies nettes. Les crues de début et de milieu de cycle ont été bien restituées par le modèle mais un problème subsistait pour la restitution des crues tardives. L'ajout d'un troisième réservoir représentant les formations de remplissages a alors permis la restitution des pics de débits observés au printemps. Ces résultats ne constituaient en aucun cas une preuve de la participation des remplissages à l'écoulement épikarstique mais ils ont permis d'étayer la réflexion sur le fonctionnement global du système épikarstique. Il est en effet indispensable de posséder une bonne connaissance du système avant de le modéliser, même lorsque l'on travaille sur des bilans globaux.

L'utilisation des traceurs naturels chimiques et isotopiques des eaux en transit dans l'épikarst a montré les différences fondamentales qui existent entre les réponses en transfert d'énergie

du système épikarstique et les transferts de masse. Les écoulements collectés à l'émergence résultent d'un mélange important d'eaux aux origines différentes dans le système. Il y a bien création d'une réserve épikarstique. Le système possède un fonctionnement de type piston principalement, l'épikarst jouant pleinement son rôle tampon. Des arrivées d'eaux nouvelles sont possibles mais difficilement détectables au pas de temps bimensuel et seule l'analyse des flux d'oxygène 18 nous a permis d'estimer ces participations. La comparaison des signaux en oxygène 18 des pluies et à l'émergence a aussi confirmé la participation d'eaux de cycles précédents à la constitution de la réserve épikarstique.

L'étude croisée du signal en carbone 13 et de l'indice de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, couplée à l'analyse des teneurs en CO₂ dans les différents compartiments de l'épikarst, est un bon indicateur des conditions physico-chimiques qu'a rencontré l'eau au cours de son transit dans l'épikarst. Les résultats confirment le transit par effet piston d'eaux à long temps de séjour en début de cycle et la participation aux écoulements d'eaux des remplissages en fin de cycle. Cette analyse met aussi en lumière les phénomènes de dégazages et de précipitations des eaux favorisés pendant les périodes de crue où l'écoulement est vraisemblablement diphasique.

Enfin, la comparaison des signaux chimiques à l'émergence épikarstique et à la source de la Haute Fageotte qui draine la partie noyée de l'aquifère karstique de Lascaux, a permis d'émettre des hypothèses sur l'évolution de la localisation du phénomène de karstification au cours du cycle. Nous avons montré qu'en période de recharge, lorsque les écoulements épikarstiques participent à l'alimentation de la zone noyée du karst, une quantité importante de calcite est dissoute dans la partie haute du système (l'épikarst) pour être restituée dans la zone d'infiltration par des processus de précipitation. Lorsque la réserve épikarstique se tarie et que l'épikarst n'est plus fonctionnel, les processus de dissolution se déplacent dans la zone d'infiltration, la calcite étant précipitée sous la forme de travertins aux exutoires de la zone noyée.

Le dernier champ d'investigation concerne la dynamique CO₂ en transit dans l'épikarst. La grotte de Lascaux est en effet connue pour les fortes teneurs mesurées dans les parties basses de la cavité, qui peuvent atteindre plus de 6 %. Nous avons montré que l'origine des fortes concentrations en CO₂ mesurées dans le système correspond aux formations de remplissages où le dioxyde de carbone d'origine biogénique est surconcentré. Toutefois, les mécanismes expliquant les concentrations mesurées sur le site sont encore peu connus. Il serait nécessaire de reproduire ces processus en laboratoire si l'on veut comprendre et quantifier les

surconcentrations de CO₂ dans des formations peu perméables, sous l'effet de la migration d'un front d'infiltration ou de variations importantes de la pression atmosphérique. Les processus de transit du CO₂ des formations de remplissages vers les zones profondes de l'aquifère peuvent être de deux types : soit le CO₂ migre sous forme gazeuse entraîné par les écoulements diphasiques lorsque l'épikarst est fonctionnel, soit il est dissout dans les eaux dans les parties hautes du karst pour être restitué en profondeur par les processus de dégazage. Les deux phénomènes semblent se réaliser de façon concomitante. Un suivi temporel des teneurs en carbone 13 dans les différents compartiments du système épikarstique permettrait de quantifier la part de CO₂ dissous et dégazé de celle transportée directement par advection d'air.

Pour la conservation de la grotte de Lascaux, les recherches menées pendant la thèse sont fondamentales pour le court terme mais aussi pour le long terme car elles deviendront des archives importantes pour suivre l'évolution des eaux du système et leur impact microclimatologique dans la grotte. Les travaux futurs devront être axés sur la quantification des apports d'eaux dans la grotte et leurs variations dans le temps. Seule une modélisation du système permettra de simuler des futurs scénarii fonction de l'évolution climatique globale, appelée communément « changement climatique ». Les études géophysiques et géotechniques réalisées pendant la thèse sur la géométrie des différentes formations contribueront à parfaire un modèle conceptuel du système épikarstique de Lascaux, base de toute modélisation.

La question du pompage du CO₂ dans la grotte de Lascaux reste complexe. Actuellement celui-ci est pompé, pour assurer la sécurité des personnes amenées à pénétrer dans la grotte. Cependant, ce pompage du gaz carbonique est la cause d'un grand écart de pression partielle de CO₂ entre les eaux de percolation et l'air de la cavité. Ne serait-il pas la cause de la croissance des cristaux de calcite sous les écailles des banquettes mais aussi sous les écailles des parois calcitées ornées ?

Enfin, les quelques mesures chimiques des eaux collectées sur les parois de la grotte de Lascaux sont préoccupantes car elles démontrent le caractère anthropisé des parois. Des recherches spécifiques devront être menées pour déterminer l'origine des nutriments sur les parois, et leur répartition dans la grotte. Est-elle homogène ou variable ? La présence des champignons est-elle dépendante de la quantité de nutriments ? De même, des études spécifiques sur les échanges cationiques dans les argiles, entre les cations et l'ammonium, ou des petites chaînes organiques seraient précieuses pour la caractérisation du support à Lascaux et ses relations avec l'activité biologique. Les études menées actuellement, par le LRMH et le

laboratoire GHYMAC de l'Université de Bordeaux, à différentes échelles (celles du pore et du massif) devraient concourir à améliorer les connaissances et à répondre à ces questions importantes pour la conservation de la grotte de Lascaux.

Les travaux menés sur le site de Lascaux durant la thèse forment une étude intégrée du fonctionnement hydrogéologique de l'épikarst. La mise en œuvre d'une méthodologie novatrice dans le domaine de la conservation du patrimoine, faisant appel à un panel varié de disciplines des géosciences appliquées, a montré son efficacité dans l'amélioration des connaissances sur l'environnement des sites à protéger. Les résultats intéressent aussi bien les conservateurs du patrimoine (définition des périmètres de protection, réactivité des eaux qui pénètrent dans la cavité) que la communauté scientifique sur les questions fondamentales du marquage chimique des eaux d'infiltration en milieu épikarstique. De plus, ces travaux proposent un regard nouveau sur la compréhension de la dynamique du gaz carbonique dans les différents compartiments de ce type d'environnement.

Cette approche intégrée de l'étude des cavités ornées est aujourd'hui appliquée et développée sur d'autres sites en Dordogne (grotte de Cussac) et en Espagne (grotte d'Altamira et de Nerja) avec des résultats probants. Ces études initient le rapprochement de l'archéologie et de l'hydrogéologie, mais aussi de l'aéologie, de la bactériologie, de la spéléologie, créant ainsi une nouvelle discipline intégrée, destinée à la protection du patrimoine rupestre. La protection du patrimoine mérite en effet que chaque discipline nourrisse l'autre afin de résoudre les nombreux mystères qui entourent encore et affectent parfois ces sites exceptionnels.

Références bibliographiques

A

AGENCE DE L'EAU RHONE MEDITERRANEE CORSE (1999). Guide technique N° 3, connaissances et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, *eds Mai 99*.

AL-FARES W., BAKALOWICZ M., GUERIN R. & DUKHAN M. (2002). Analysis of the karst aquifer structure of the Lamou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 51 (2-4), p91-106.

ANDREO B., VIAS J., DURAN J.J., JIMENEZ P., LOPEZ-GETA J.A. & CARRASCO F. (2008). Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 16(5), p911-925.

ANDREO B., LINAN C., CARRASCO F., DE CISNEROS C.J., CABALLERO F. & MUDRY J. (2004). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (O-18 and H-2) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst squifers 9Spain). *Applied Geochemistry*, 19(4), p561-574.

ANDREO B. (2000). Epigenic CO₂ controlling the drip water chemistry and speleothem growth in a Mediterranean karst area (Nerja Cave, southern Spain).

AQUILINA L., LADOUCHE N. & DORFLIGER N. (2005). Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. *Applied Geochemistry*, 20 (12), p2189-2206.

AQUILINA L., DE DREUZY JR., BOUR O. & DAVY P. (2004). Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forêts geotherma site. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (11), p2405-2415.

ATKINSON T.C. (1977). Carbon dioxide in the atmosphere of th unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones. *Journal of Hydrology*, 35(1-2), p111-123.

AUJOULAT N (2004) Lascaux - Le geste, l'espace et le temps - *Éditions du Seuil - Collection « Art rupestres »* dirigée par Jean Clottes.

B

BACK W. & HANSHAW B.B. (1970). Comparison of the chemical hydrology of the carbonate. Peninsulas of Florida and Yucatan. *Journal of Hydrology*, 10, p330-369.

BAKALOWICZ M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthode d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4, p3-21.

BAKALOWICZ M. (1992). Géochimie des eaux et flux de matière dissoute. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogénèse. *Karst et évolution climatiques. Presse Universitaires de Bordeaux*, p61-73.

BAKALOWICZ M. & JUSSERAND C. (1986). Etude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques. Cas de la grotte de Niaux (Ariège, France). Hommage à André Burger ; compte rendu des journées de printemps du groupe suisse des hydrogéologues. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie*, 7, p265-283.

BAKALOWICZ M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse Doctorale d'Etat de Science Naturelles, Université Paris VI*.

BARKER R.D. & OLAYINKA A.I. (1990). A technique for the interpretation of Wenner pseudosection from basement areas of Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 11(3-4), p337-343.

BAR-MATTHEWS M., AYALON A., MATTHEWS A., SASS E. & HALICZ L. (1996). Carbon and oxygen isotope study of the active carbonate system in a karstic Mediterranean cave; implications for paleoclimate research in semiarid regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2), p337-347.

BATIOT C. (2002). Etude expérimentale du cycle du carbone en région karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. *Doctorale, Université Avignon et Pays de Vaucluse*.

BERGSTRÖM S. & FORMAN A. (1973). Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, 4, p147-170.

BEVEN K.J. & KIRBLY M.J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), p43-69.

BEZES C., (1976). Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques ; établissement du modèle Berner ; son application à quatre systèmes karstiques du midi de la France. *Thèse Doctorale, Université du Languedoc*.

BIGNOT G. (1972). Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. *Thèse Doctorale de Science Naturelles, Paris*.

BLAVOUX B. & MUDRY J. (1986). Influence des pluies estivales sur la qualité des réserves de l'aquifère karstique : rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. *Bulletin de la Société de Géologie de France*, 8, tome II, (4), p667-674.

BLAVOUX B. (1978). Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. *Thèse Doctorale d'Etat, Université Paris VI*.

BONTOUX J. (1993). Introduction à l'étude des eaux douces. *Cebedoc et TEC & DOC éd.*

BOUCHAALA A. (1991). Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relation avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet (Aude, France). *Thèse Doctorale, Université Paul Sabatier, Toulouse.*

BOURGES F., MANGIN A. & D'HULST D. (2001). Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques : l'exemple de l'Aven d'Orgnac (Ardèche). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 333(11), p685-692.

BOX G.E.P. & JENKINS G.M. (1976). Time series analysis: forecasting and control. *Holden day, San Francisco.*

C

CANACE R. & DALTON R. (1984). A geological survey's cooperative approach to analyzing and remedying a sinkhole related disaster in an urban environment. *Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes*, p342-348.

CASTAGNY G. & MARGAT J. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, p249.

CHOUTEAU B. & GIROUX B., (2005). Méthodes électromagnétiques notes de cours. *Cours de l'école polytechnique de Montréal.*

CLARK I. & FRITZ P. (1997). Environmental isotope in hydrogeology. *Lewis éd.*, p328.

COOK P.G., HUGHES M.W., WALKER G.R. & ALLISON G.B. (1989). The calibration of frequency-domain electromagnetic induction meters and their possible use in recharge studies. *Journal of Hydrology*, 107, p251-265.

CORBEL J. (1959). Les grandes cavités de France et leur relations avec les facteurs climatiques. *Annales de Spéléologie*, 14(1-2), p31-47.

CORBEL J. (1957). Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Institut des études rhodaniennes de l'université de Lyon. *Publication hors série de la revue de Géographie de Lyon*, p541.

CRAIG H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, p1702-1703.

CROWTHER J. (1983). Carbon dioxide concentrations in some tropical karst soils, west Malaysia. *Catena*, 10(1-2), p27-39.

CVIJIC J. (1960). La géographie des terrains calcaires. *Monographs Academy of Serbe Science. Arts Belgrade*, 341, p212.

D

DEINES P., LANGMUIR D., & HARMON R.S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (7), p1147-1164.

DENIS A., LASTENNET R., HUNEAU F. & MALAURENT Ph. (2005). Identification of functional relationships between atmospheric pressure and CO₂ in the cave of Lascaux using the concept of entropy of curves. *Geophysical Research Letters*, 32, L05810.

DOOLITTLE J.A. & COLLINS M.E. (1998). A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. *Geoderma*, 85(1), p83-102.

DOOLITTLE J.A., MURPHY R., PARKS G. & WARNER J. (1996). Electromagnetic induction investigations of a soil delineation in Reno County Kansas. *Soil Survey Horizons*, 37, p11-20.

DOOLITTLE J.A., SUDDUTH K.A., KITCHEN N.R. & INDORANTE S.J. (1994). Estimating depth to claypans using electromagnetic inductive methods. *Journal of Soil and Water Conservation*, 49(6), p552-555.

DÖRR H. & MÜNNICH K.O. (1979). Carbon 14 and carbon 13 in soil CO₂. 10th *International Radiocarbon Conference, Bern-Heidelberg*, p715-726.

DOWTY E. (1999). ATOMS for Windows and Macintosh, Vs5. www.shapesoftware.com

DROGUE C. (1974). Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 278, p2621-2624.

DROGUE C. (1969). Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. *Thèse Doctorale Sciences Naturelles, Université Montpellier*.

DROGUE C. (1963). Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. *Annales de Spéléologie*, 19(4), p415-420.

E

EAGLESON P.S. (1970). Dynamic hydrology. *McGraw Hill*, 462 pages.

EDWARDS L.S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42, p120-1036.

EL-QADY G., HAFEZ M., ABDALLA M.A. & USHIJIMA K. (2005). Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. *Journal of Cave and Karst Studies*, 67(3), p174-181.

EMBLANCH C., GARRY B. BLONDEL T., MARC T. & ANDREO B. (2006). Karst aquifers: a high diversity but also a same identity. *Karst, cambio climatico y aguas subterranas, Malaga*, p365-368.

EMBLANCH C., BLAVOUX B., PUIG J. & COUREN M. (1998). Le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du ^{13}C . *Compte rendus de l'Académie des Sciences*, p327-332.

EMBLANCH C. (1997). Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. *Thèse Doctorale, Université Avignon et Pays de Vaucluse*.

F, G

FLEURY P. (2005). Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. *Thèse Doctorale, Université Paris 6*.

FOLK R.L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. *American Assembly of. Petrology Geology*, 432(1), p1-38.

FRIEDLI H., LOTSCHER H., OESCHGER H., SIEGENTHALER U. & STAUFFER B. (1986). Ice cord record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature*, 324, p237-238.

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(2), p97-110.

GAUTIER M., (2008) Interactions entre argile ammoniée et molécules organiques dans le contexte du stockage des déchets. Cas de molécules à courtes chaînes. *Thèse de doctorat, U. Orléans*.

GEZE B. (1973). Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Annales de Spéléologie*, 28(1), p1-20.

GEZE B. (1965). Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chronique Hydrogéologique*, 7, p9-39.

GIROUX B. (2006). Techniques géophysiques de haute résolution : méthodes électromagnétiques. *Support de cours école Polytechnique de Montréal*, p4-23.

GRILLOT J.C. (1979). Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré – Contribution méthodologique à cette connaissance. *Thèse Doctorale, Université Montpellier*.

H, I, J, K

HSIEH J.C.C., SAVIN S.M., KELLY E.F. & CHADWICK O.A. (1998). Measurement of soil-water $\delta^{18}\text{O}$ values by direct equilibration with CO_2 . *Geoderma*, 82(1-3), p255-268.

JAKEMAN A.J., LITTLEWOOD I.G. & WHITEHEAD P.G. (1990). Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, 117, p275-300.

KIRALY L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrain*, A. Burger & L. Dubertret (eds), p53-67.

L

LABAT D., ABADOU R. & MANGIN A. (2002b). Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Compte Rendus Géoscience*, 334(8), p551-556.

LABAT D., MANGIN A. & ABADOU R. (2002a). Rainfall-runoff relations for karstic springs: multifractal analyses. *Journal of Hydrology*, 256(3-4), p176-195.

LABAT D., MANGIN A. & ABADOU R. (2000b). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, 238, p149-178.

LABAT D., MANGIN A. & ABADOU R. (2000a). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238, p123-148.

LABAT D., ABADOU R. & MANGIN A. (1999). Analyse en ondelettes en hydrologie karstique, 2^{ième} partie : analyse en ondelettes croisée pluie-débit. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Séries IIA - Earth and Planetary Science*, 329(12), p881-887.

LA METEO DE LA FRANCE, <http://www.meteofrance.com>.

LASTENNET R., LOPEZ B., DENIS A. & MERTZ J-D.(2009). Hydrogéologie, caractérisation des eaux d'infiltration et propriétés du support à Lascaux. *Symposium Lascaux*, Communication orale.

LASTENNET R., DENIS A., MALAURENT Ph., & VOUVE J. (1999) Behaviour of the epikarstic aquifer: signal analysis and flow analysis. Site of Lascaux Cave. *Contribucion del estudio científico de las cavidades karsticas al conocimiento geológico*. B Andreo, F Carrasco y J.J. Duran (eds), 363-370. Patronato de la Cueva de Nerja (Malaga).

LASTENNET R., MUDRY J. & EMBLANCH C. (1997). La structure du karst : apport par l'étude des écoulements lors de phénomènes pluvieux exceptionnels. 6^{ième} colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et en milieu fissure, p17-20.

- LASTENNET R., PUIG J.M., EMBLANCH C. & BLAVOUX B. (1995). Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord-Vaucluse. *Hydrogéologie*, 4, p57-66.
- LASTENNET R. (1994). Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. *Thèse Doctorale, Université Avignon et Pays de Vaucluse*.
- LATASTE J-F., SIRIEX C., RISS J., REY F. & PRETOU F. (2006). Etude et caractérisation d'une source karstiques par panneaux électriques : nature des informations obtenues et influence de l'espacement entre électrodes. *Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée, Oujda*.
- LEE E.S. & KROTHER N.C. (2001). A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology*, 179(1-4), p129-143.
- LHOMME J.P. (1997). Towards a rational definition of potential evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(2), p257-264.
- LOKE M.H. (2004). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. *Notice d'utilisation de RS2DINV*, p128.
- LOKE M.H. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. p17.
- LOKE M.H. & BARKER R.D. (1996). Rapid Least-square inversion of apparent resistivity pseudo-section by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, p131-152.
- LOPEZ B., LASTENNET R., MALAURENT Ph. & DENIS A. (2008). The recharge features in karstic context. A case study from the Lascaux cave, France. *XXXVI International Association of Hydrogeologists Congress*.
- LOPEZ B., LASTENNET R., MALAURENT Ph. & DENIS A. (2007). Characterization of seepage waters in a filled epikarst. *XXXV International Association of Hydrogeologists Congress*, abstract book, 353-355.
- LOPEZ B., LASTENNET R., MALAURENT Ph., SIRIEX C., MARACHE A. & DENIS A. (2006b). Rapport d'activité intermédiaire sur l'état d'avancement des travaux de caractérisation de l'environnement hydrogéologique de la grotte de Lascaux. *Direction Régionale des Affaires Culturelles, Aquitaine*, rapport : n°2006-025.
- LOPEZ B., LASTENNET R., EMBLANCH C. & DENIS A. (2006a). Utilisation du signal en carbone 13 dans le traçage des eaux épikarstiques. Cas de la grotte de Lascaux (Dordogne). Communication orale et actes publiés, *8th Conference on limestone hydrogeology, presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, France*, p179-182.
- LOYE-PILOT M.D. (1995). Impact géologique, géochimique et écologiques des apports atmosphériques. *Bulletin pédagogique trimestriel*, 1, fascicule 295.

M

- MAILLET E. (1905). On the outlet of reservoir system. *Compte Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 140, p712-714.
- MALAURENT Ph. (2009). Climatologie du milieu souterrain à Lascaux. D'une étude globale à la microclimatologie des parois. *Symposium Lascaux*, Communication orale.
- MANGIN A. (1988). Réflexions sur l'infiltration dans les karsts à partir de l'exemple de Niaux. *Bulletin Centre Hydrogéologie Neuchâtel*, 8, p3-25.
- MANGIN A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67(1-4), p25-43.
- MANGIN A. (1983). L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunión monográfica sobre el karst, Larra*, 82, p141-157.
- MANGIN A. (1978). Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique. *Colloque de Tarbes, Association des Géologues du Sud-Ouest*, p21-37.
- MANGIN A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse Doctorale D'Etat, Université de Dijon*.
- MARJOLET G. & SALADO J. (1976). Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault). *Thèse Doctorale de Géologie appliquée, Université Montpellier*.
- Mc NEILL J.D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. *Society of Exploration Geophysicists Investigations*, 5, p107-112.
- Mc NEILL J.D. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction Numbers. *Technical note TN-6 Géonics Limited*.
- MERO F. (1964). Barbutium springs follow up report (September 1963 - May 1964), Tahal. *Water Planning for Israel 2 TD, Tel Aviv*.
- MONTEITH J.L. (1965). Evaporation and environment. *Symposium Society of Experimental Biology*, 19, p205-224.
- MOOK W.G., BOMMERSON J.C. & STAVEMAN W.H. (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*, 22(2), p169-176.
- MORALES-JUBERIAS T., CRUZ-SANJULIAN J.J., ZAFRA P., OLAZAR M. & ARANDES J.M. (1996). Etude des réponses naturelles du système karstique d'Olalde (Pays Basque) : approche de la reconnaissance de sa structure interne. *Hydrogéologie*, 1, p39-52.
- MUDRY J., ANDREO B., CHARMOILLE A., LINAN C. & CARRASCO F. (2008). Some applications of geochemical and isotopic techniques to hydrogeology of the caves after research in two sites (Nerja Cave-S Spain and Fourbanne system-French Jura). *International Journal of Speleology*, 37(1), p67-74.

MUDRY J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Thèse Doctorale de Sciences Naturelles, Université Besançon*.

MUSY J. & HIGY C. (2004). Hydrologie, une science de la nature. *Presses polytechniques et universitaires romandes, Suisse*, p314.

MUSY A. & SOUTTER M. (1991). Physique du sol. *Collection gérer l'environnement. Presse polytechniques et universitaires romandes, Suisse*, p335.

N,O

NASH J.E. & SUTCLIFFE J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual model part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrogeology*, 10(3), p282-290.

NAUDET V. (2004). Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés. *Thèse Doctorale, Université Aix Marseille III*.

NORDSTROM D.K., PLUMMER L.N., LANGMUIR D., BUSENBERG E., MAY H.M., JONES B.F. & PARKHURST D.L. (1990). Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and their limitations. *Chemical modeling of aqueous system II*, 416, p398-413.

P,Q

PADILLA A., PULIDO-BOSCH A. & MANGIN A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground water*, 32, p267-277.

PARKHURST D.L. & APPELLO C.A.J. (1999). User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional-transport and inverse geochemical calculations. *U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 99-4259*.

PAZUNIAK B.L. (1989). Subsurface investigation response to sinkhole activity at an Eastern Pennsylvania site. *3rd Multidisciplinary Conference on Sinkholes*, p 263-269.

PENMAN H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series A-mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), p120.

PERRIN J. (2003). A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. *PhD thesis, Université de Neuchâtel*.

PERRIN K., JEANNIN P.Y. & ZWAHLEN F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), p106-124.

PLUMER L. N., BUSBY J. F., LEE R. W. & HANSHAW B. B. (1990). Geochemical modelling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research*, 26 (9),p1981-2014.

PLUMER L.N. & MACKENZIE F.T. (1974). Predicting mineral solubility from rate data: application to the dissolution of magnesian calcites. *American Journal of Science*, p61-83.

PLUMMER B., JONES B.F. & TRUESDELL A.H. (1976). WATEQF. U.S. *Geological Survey, Water Research Investigation*, N° 76-13, p61.

PUIG J. M. (1987). Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. *Thèse 3^{ème} cycle, Université Avignon et Pays du Vaucluse*.

R

REMEIERAS G. (1960). L'hydrologie pour l'ingénieur. *Eyrolles, Paris*.

RENAULT Ph. (1969). Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Répertoire géographique. *Annales de Spéléologie*, 24(2), p 317-337.

REY F. (2007). Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnaise (Pyrénées-Atlantiques, France). Géométrie et fonctionnement hydrogéologique des quatre aquifères carbonates. *Thèse Doctorale, Université Bordeaux I*.

RIGHTMIRE C. (1978). Seasonal variations in pCO₂ and ¹³C content of soil atmosphere. *Water Resources Research*, 14(4), p691-692.

ROBINSON-POTEET D. (1989) Using terrain conductivity to detect subsurface voids and caves in a limestone formation. *3rd multidisciplinary conference on Sinkholes*, p271-279.

RODA F., AVILA A. & BONILLA D. (1990). Precipitation, throughfall, soil solution and stream-water chemistry in a holm-oak (*Quercus ilex*) forest. *Journal of Hydrology*, 116(1-4), p167-183.

ROQUES H. (1964). Contribution à l'étude statistique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Annales de Spéléologie*, 19(2), p455-494.

ROQUES H. (1963). Sur la répartition du CO₂ dans les karsts. *Annales de Spéléologie*, 18(2), p141-184.

ROQUES H. (1962). Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (troisième mémoire). *Annales de Spéléologie*, 17(3), p463-468.

ROTH M.J.S., MACKEY J.R., MACKEY C. & NYQUIST J.E. (2002). A case study of the

reliability of multi-electrode earth resistivity testing for geotechnical investigations in karst terrains. *Engineering Geology*, 65, p225-232.

ROY A. & APPARAO A. (1971). Resistivity model experiments, 2. *Article Geoexploration*, 9(4), p195-205.

S

SCHOELLER H. (1969). L'acide carbonique des eaux souterraines. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Sect III, 1, p32.

SCHOELLER H. (1965) Étude géologique, hydrogéologique et climatologique de la grotte de Lascaux pendant le cycle 1964-1965. Rapport d'étude 30 août.

SCHOELLER H. (1963). Sur la limitation de la circulation en profondeur dans le karst. *Chronique d'Hydrogéologie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 7, p43-49.

SCHOELLER H. (1962). Les eaux souterraines. *Masson Editions, Paris*, p642.

SIGG L., STUMM W., & BEHRA P. (1992). Chimie des milieux aquatiques. *Masson Editions., Paris*, p391.

SIRIEIX C., LASTENNET R., LATASTE J-F., MARACHE A., LOPEZ B. & MALAURENT Ph. (2006). Caractérisation par traîné électrique de la zone de comblement épikarstique de la grotte ornée de Lascaux (France). *Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée, Oujda*.

SMITH D.L. (1986). Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solution cavities beneath highways. *Geophysics*, 51(3), p833-837.

SPÖTL C., FAIRCHILD I.J., TOOTH A.F. (2005). Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(10), p2451-2468.

SUMANOVAC F. & WEISSER M. (2001). Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47(1), p13-28.

STUMM W. & MORGAN J.J. (1981). Aquatic chemistry: an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. *J. Wiley and Sons, New-York*, p583.

T, U, V

ROCHE P.A. & THIERY D. (1984). Simulation globale de bassins hydrologiques – Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. *Unpublished BRGM report 84 SN 337 EAU*.

THORNTHWAITE C.W. & MATHER J.R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications of Climatology, Laboratory of Climatology, Dresel Institute of Technology*, 10(3), p185-311.

TURC L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation – Evapotranspiration potentielle. *Annale Agronomique*, 12.

VIGNAUD C., SALOMON H., CHALMIN E., GENESTE J-M. & MENU M. (2006). Le groupe des « bisons adossés » de Lascaux. Étude de la technique de l'artiste par analyse des pigments. *L'Anthropologie*, 110(4), p482-499.

VOGEL J.C. (1993). Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. J.R. Ehleringer, A.E. Hall and G.D. Farquhar (Eds). *Stable isotopes and Plant Carbon-Water Relations. Academic Press, San Diego*, p19-38.

VOGEL J.C., GROOTES P.M., & MOOK W.G. (1970). Isotope fractionation between gaseous and dissolved carbone dioxide. *Z. Phys.*, 230, p255-258.

VOUILLAMOZ J.M., LEGCHENKO A., ALBOUY Y., BAKALOWICZ M., BALTASSAR J.M. & AL-FARES W. (2003). Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance soundings and resistivity imagery. *Journal of Ground Water*, 41(5), p578-587.

VOUVE J. (1975). Etude en hydrogéologie et paléohydrogéologie karstiques. *Thèse Doctorale en Science Naturelles, Université Bordeaux I*.

VOUVE J. (1968). Colline de Lascaux (commune de Montignac). Détermination d'un modèle karstique original en pays calcaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 266, p2139-2142.

W, X, Y, Z

WEGENER A. (1912). Die Entstehung der Kontinente. *Geolo. Rundsch.*, 3(4), p276-292.

WHITE W.B. (1988). Geomorphology and hydrology of karst terrains. *Oxford University Press*, p464.

WILLIAMS P.W. (1983). The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *In: Back W, LaMoreaux PE (eds), V.T.*

WILLIAMS P.W. (1982). Karst in New Zealand. *In: J. Soons and M.J. Selby (Editors), Landforms of New Zealand. Longman-Paul, Auckland.*

ZOHDY A.A.R. (1969). The use of Schlumberger and equatorial soundings in ground-water investigations near El Paso Texas. *Geophysics*, 34, p713-728.

Liste des figures

Figure 1.1. Paysages karstiques (AGENCE DE L'EAU, 1999).....	16
Figure 1.2. Solubilité de la calcite (CaCO ₃) dans l'eau pure en fonction de la pCO ₂ à 0°C, 15°C et 25°C, calculée par Phreeq-C. Evolution du pH de la solution au cours de la dissolution de calcite.....	21
Figure 1.3. L'aquifère karstique d'après MANGIN (1975).....	23
Figure 1.4. Schématisation du fonctionnement d'un aquifère karstique selon MANGIN (1975).....	25
Figure 1.5. Schéma général de fonctionnement des karsts selon MANGIN (1975).....	28
Figure 1.6. Schéma de fonctionnement des aquifères karstiques selon EMBLANCH (1997).....	31
Figure 1.7. Représentation schématique des principaux types de circulation d'eau recoupés par une cavité située dans la zone non saturée. A : infiltration rapide. B : écoulements autour des parois dans la zone finement poreuse (constitution d'une structure sèche). C : suintement, voire ruissellement, lorsque le milieu poreux entourant la cavité est saturé. D : arrivée d'une eau d'infiltration retardée lorsqu'il n'existe pas de milieu poreux autour de la paroi (Selon MANGIN, 1975).....	39
Figure 2.1. Localisation de la région du Périgord noir.....	49
Figure 2.2. Carte géologique de la colline de Lascaux, d'après SCHOELLER (1965).....	52
Figure 2.3. Log lithostratigraphique des formations géologiques de la colline de Lascaux.....	53
Figure 2.4. Carte géomorphologique du site de Lascaux selon VOUBE, 1968.....	56
Figure 2.5. Plan de la grotte de Lascaux d'après AUJOULAT (2004).....	58
Figure 2.6. Aspect en section polie du calcaire dur coniacien localisé au début du Diverticule Axial, sur la paroi gauche (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).....	59
Figure 2.7. Détail de la figure 2.6 A. Cimentation carbonatée des quartz détritiques remobilisés en remplissage gréseux. Observation au MOP (LPA) ; (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).....	60
Figure 2.8. Détail de la Figure 2.6 B. Limite de sédimentation entre le substrat dur (à droite) et les passées gréso-argiloferrugineuses (à gauche). Observation au MOP (LPA) ; (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).....	60
Figure 2.9. Reprécipitation partielle de calcite dans une anfractuosité des écailles couvrant le substrat calcaire. Observation MOP (LNP). Echelle : petit coté de la photo = 1mm (photo LRMH in LASTENNET et al., 2009).....	61
Figure 2.10. Diffractogramme de rayons X. Rouge : sans traitement ; Bleu : traitement à l'éthylène glycol ; Noir : chauffage ; Vert : traitement à l'hydrazine. Mise en évidence du gonflement de la smectite de 12 � 17angstr�ms (LRMH in LASTENNET et al., 2009).....	62
Figure 2.11. Représentation dans le diagramme de Wulff des plans de S0 mesurés dans les formations du Coniacien et du Santonien affleurant sur la colline de Lascaux (Projection dans l'hémisphère inférieur).....	63

Figure 2.12. Représentation dans le diagramme de Wulf (projection dans l'hémisphère sud) des plans moyens de S0 et de fracturations mesurés sur la colline de Lascaux (Coniacien moyen et supérieur).....	64
Figure 2.13. Schéma structural de la région de Montignac (Périgord oriental).....	65
Figure 2.14. Schéma géomorphologique et structural des abords immédiats de la grotte de Lascaux.....	66
Figure 2.15. Positionnement des travaux de nivellement et de prospection géotechnique et géophysique sur le site d'étude.....	68
Figure 2.16. Modèle numérique de terrain de la zone d'étude de Lascaux obtenu sous ISATIS® par krigeage des altitudes (m NGF) des points nivelés.	69
Figure 2.17. Coupes sagittales et longitudinales extraites du modèle 3D de la grotte de Lascaux. Le sol naturel apparaît en vert sur les coupes.	71
Figure 2.18. Schéma du pénétromètre dynamique.	72
Figure 2.19. Carte de répartition des pénétromètres dynamiques et des sondages à la tarière sur le site de prospection géotechnique (Zoom ×3 de la Figure 2.15).....	73
Figure 2.20. Reconnaissance directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement au pénétromètre dynamique et à la barre à mine.	75
Figure 2.21. Isobathes du toit du substratum calcaire sous recouvrement (équidistance 2,5 m)..	75
Figure 2.22. Figures d'érosion du massif karstique de Lascaux visibles sur le site du Regourdou.	76
Figure 2.23. Localisation des coupes A-B et A-C sur le site de Lascaux.....	77
Figure 2.24. Coupe géologique A-B schématique à partir de l'interpolation des données de profondeur du substratum calcaire.....	78
Figure 2.25. Coupe géologique A-C schématique à partir de l'interpolation des données de profondeur du substratum calcaire.....	78
Figure 2.26. Modélisation 3D de la géomorphologie du substratum calcaire sous recouvrements détritiques.	79
Figure 2.27. Localisation des prélèvements d'argile sur le site de Lascaux (L1, L2, L3 et L4) et localisation des mesures de teneur en eau dans les remplissages (TRIM1 et TRIM2).....	81
Figure 2.28. Evolutions des teneurs en eaux dans les formations de remplissages aux points TRIM1 et TRIM2.	84
Figure 2.29. Plage de résistivité des formations géologiques courantes (d'après les cours en ligne de l'université de Lausanne : www-ig.unil.ch/cours).	86
Figure 2.30. Mise en œuvre du traîné électrique.	88
Figure 2.31. Disposition des électrodes et séquence des mesures utilisées pour un panneau électrique (LOKE 2004).	89
Figure 2.32. Circulation des courants lors des mesures par induction (GIROUX 2006).	92
Figure 2.33. L'EM 31 en opération in situ.	94
Figure 2.34. A gauche, sensibilité de la mesure à l'EM 31 (sans unité) ; à droite, contribution des terrains (%) en fonction de la profondeur (d'après Mc NEILL 1980 et GIROUX 2006).	94
Figure 2.35. Position des mesures de résistivité apparente du sol par traîné électrique.	96

Figure 2.36. Position des mesures de résistivité apparente par l'EM 31.....	97
Figure 2.37. Position des panneaux électriques Pan 1 et Pan 2 sur le site de Lascaux (campagne de juillet 2006).....	98
Figure 2.38. Position des panneaux électriques de la campagne d'avril 2007.....	99
Figure 2.39. Carte des résistivités apparentes en Ohm.m dans les formations de remplissages mesurée par traîné électrique. a) Résistivité apparente, lignes de mesures et position des pénétrètres P1 à P9 et des tarières T1 à T3. b) Même carte avec les points de reconnaissance directe de la profondeur du substratum calcaire sous recouvrement, les isobathes du substratum calcaire et les lignes de niveau.....	103
Figure 2.40. Carte d'isorésistivité EM 31 a) en champ horizontal (profondeur d'investigation \approx 2 m) b) en champ vertical (profondeur d'investigation \approx 5 m).....	105
Figure 2.41. Image de résistivité correspondant au Pan 1. Dispositif Pôle-Dipôle. Interprétation géologique.	109
Figure 2.42. Image de résistivité correspondant au Pan 2. Dispositif Pôle-Pôle. Interprétation géologique.	110
Figure 2.43. Image de résistivité correspondant au Panneau 1. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 0,5 m.....	111
Figure 2.44. Image de résistivité correspondant au Panneau 2. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 1 m.....	111
Figure 2.45. Image de résistivité correspondant au Panneau 4. Dispositif Pôle-Dipôle, espacement entre les 48 électrodes : 0,5 m.....	111
Figure 2.46. Position des zones à faible et très faible résistivité.	116
Figure 2.47. Représentation schématique du système karstique avec ses différents sous systèmes : A) sol pédologique ; B) calcaires érodés et délités en plaquettes formant l'épikarst ; C) formations détritiques hétérogènes de comblement du paléorelief karstique ; D) formations de remplissage de la cavité ; E) cavité à l'interface epikarst – zone d'infiltration ; F) et G) zones préférentielles d'écoulement dans les calcaires ; H) calcaires sains et massifs de la zone d'infiltration ; I) zone noyée représentant l'aquifère karstique ; J) drain de la zone noyée.....	120
Figure 2.48. Extrait de la carte géologique de Terrason au 1/50000.	121
Figure 2.49. Surface d'alimentation des aquifères du crétacé supérieur au nord du Bassin Aquitain.	122
Figure 2.50. Localisation des sources, prélevées ou non, dans l'environnement géologique de la cavité de Lascaux.....	124
Figure 2.51. Coupe NW-SE de l'entrée actuelle de la grotte de Lascaux.....	125
Figure 3.1. Chronique des cumuls annuels de pluie de 1966 à 2005 pour les stations météorologiques de Gourdon (47), Montignac (24), Bergerac (24) et Lascaux (24).	134
Figure 3.2. Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir des stations représentatives de 1966 à 2006.	135
Figure 3.3. Comparaison des pluies mensuelles moyennes de 1966 à 2006 à Lascaux et sur l'ensemble du territoire.....	136

Figure 3.4. Températures moyennes mensuelles (en °C) calculées à partir des stations de Gourdon (47) et de Bergerac (24) de 1930 à 2004.	138
Figure 3.5. Evolution comparée des températures moyennes mensuelles à Gourdon, Bergerac et Lascaux de juillet 1996 à juillet 2008.....	139
Figure 3.6. Evapotranspiration potentielle mensuelle moyenne à Gourdon de 1965 à 2006.	144
Figure 3.7. Répartition sur le territoire français de la hauteur totale des précipitations annuelles (mm) de 2001 à 2006.....	145
Figure 3.8. Principaux termes du bilan hydrique (Tiré de MUSY et SOUTTER, 1991).	148
Figure 3.9. Schéma définissant les différents types de pluies en hydrogéologie.....	150
Figure 3.10. Taux d'humidité remarquables et potentiels énergétiques correspondants pour un sol argileux et un sol sableux (tiré de MUSY et SOUTTER, 1991).	153
Figure 3.11. Structure du modèle réservoir développé pour l'estimation de la pluie nette.	155
Figure 3.12. Histogramme de répartition des pluies nettes mensuelles modélisées de 1966 à 2007.	157
Figure 3.13. Evolution des pluies nettes mensuelles moyennes calculées pour des RFU (= H_{\min}) de 50 mm, 100 mm et 150 mm.	160
Figure 3.14. Calcul sur la période 1966-2007 de la probabilité pour un mois de créer de la pluie nette et d'avoir des pluie-ETP positives.	162
Figure 3.15. Evolution comparée des cumuls par cycles hydrogéologiques des pluie-ETP positives et des pluies nettes sur la période 1966-2007.....	163
Figure 3.16. Evolution des volumes totaux écoulés par cycle hydrogéologique à l'émergence épikarstique de Lascaux en relation avec l'évolution de la pluie ($H_{\min} = 100$ mm).	165
Figure 3.17. Evolution de la surface potentielle d'alimentation (en m^2) de l'émergence épikarstique calculée avec $H_{\min} = 100$ mm.	166
Figure 3.18. Diagramme Volume écoulé = f ($L_{\text{PluieNette}}$) calculé pour $H_{\min} = 100$ mm et pour H_{\min} variable (N =33).....	167
Figure 3.19. Diagrammes Volume écoulé = f ($L_{\text{P-ETP} > 0}$) et Volume écoulé = f (L_{Pbrute}). N = 33.	168
Figure 3.20. Zoom et interprétation de la relation Volume écoulé = f ($L_{\text{PluieNette}}$).....	169
Figure 3.21. Schéma conceptuel de l'alimentation de l'émergence épikarstique en différentes périodes du cycle hydrogéologique ou durant des cycles à quantité de recharge différente.	171
Figure 3.22. Evolution des moyennes mensuelles des débits journaliers à l'émergence épikarstique pour les mois de décembre, janvier, février mars et avril les plus générateurs de débits.....	175
Figure 3.23. Exemples d'hydrogrammes caractéristiques des réponses en débit possibles de l'émergence épikarstique de Lascaux aux sollicitations pluvieuses. A) cycle 1977-1978 ; B) cycle 1997-1998 ; C) cycle 2005-2006.	176
Figure 3.24. Schéma théorique du corrélogramme simple.	183
Figure 3.25. Schéma théorique du corrélogramme croisé.	184
Figure 3.26. Graphique théorique des densités spectrales simples.	186
Figure 3.27. Schéma théorique de la fonction de gain.....	188

Figure 3.28. Schéma théorique de la fonction de cohérence.	189
Figure 3.29. Hydrogramme à l'émergence épikarstique du 3/11/97 au 3/08/98 et résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies brutes et des débits au Sas1 (corrélogramme simple et variogramme normalisé des débits, densités spectrales simples, corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).	190
Figure 3.30. Hydrogramme à l'émergence épikarstique du 3/11/97 au 3/08/98 et résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies nettes et des débits au Sas1 (corrélogramme simple et variogramme normalisé des débits, densités spectrales simples, corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).	194
Figure 3.31. Résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies brutes et des débits au Sas1 sur les périodes A) et B) du cycle 1997-1998 au pas de temps de 10 minutes. (Hydrogramme à l'émergence, corrélogramme simple des débits, corrélogramme croisé et fonction de gain et de cohérence).	196
Figure 3.32. Structure du modèle à deux réservoirs.	203
Figure 3.33. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à deux réservoirs pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).	208
Figure 3.34. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à deux réservoirs avec correction des données d'ETP en fin de cycle pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).	210
Figure 3.35. Structure du modèle à trois réservoirs.	211
Figure 3.36. Résultats de la simulation des débits à l'émergence épikarstique par un modèle à trois réservoirs pour les cycles 2005-2006 (A) et 2006-2007 (B).	212
Figure 4.1. Chaîne d'équilibres régissant la mise en solution des carbonates (ROQUES, 1964).	218
Figure 4.2. Répartition des espèces carbonatées en système ouvert (a) ou fermé (b) (D'après STUMM et MORGAN, 1981).	225
Figure 4.3. Fractionnement lors de la condensation partielle d'un réservoir de vapeur.	238
Figure 4.4. $\delta^{13}\text{C}$ des différentes formes de carbone du système calco-carbonique et enrichissement associé pour une eau à 25°C et $\delta^{13}\text{C}_{(\text{g})} \text{sol} = -22\text{‰}$	242
Figure 4.5. Répartition des teneurs en éléments chimiques majeurs dans les précipitations à Lascaux à partir des moyennes (à gauche) et des médianes (à droites).	250
Figure 4.6. Diagrammes des variables (plan I-II à gauche et plan I-III à droite) relatifs à l'ACP sur les précipitations à Lascaux sur la période d'octobre 2003 à février 2006.	252
Figure 4.7. Evolution des teneurs en oxygène 18 ($\delta^{18}\text{O} \text{‰}$) et des précipitations journalières (mm) à Lascaux de septembre 2003 à juillet 2006.	254
Figure 4.8. Evolution des teneurs en deutérium ($\delta^2\text{H} \text{‰}$) et des précipitations journalières (mm) à Lascaux de septembre 2003 à juillet 2006.	255
Figure 4.9. Droite météorique générale et Droite météorique locale à Lascaux.	256
Figure 4.10. Hydrogramme mesuré au sas1 et pluies à Lascaux. En bleu ciel : Cumuls de pluie brute (mm) du 1er septembre à la reprise des écoulements et dates de début et de fin des écoulements pour chacun des 4 cycles.	257

Figure 4.11. Evolution des paramètres physico-chimiques de terrain à l'émergence épikarstique de Lascaux.....	258
Figure 4.12. Evolution des teneurs en anions dans les eaux de l'émergence épikarstique.....	261
Figure 4.13. Evolution des teneurs en cations dans les eaux de l'émergence épikarstique.....	263
Figure 4.14. Exemple de teneurs en bicarbonates et pH d'une eau évoluant en système ouvert (Sas1 le 12/02/04) en fonction de son état de saturation vis à vis de la calcite.....	267
Figure 4.15. Evolutions de la pression partielle de CO ₂ calculée dans les eaux du Sas1, pCO ₂ calculée à l'équilibre avec la calcite dans les eaux (pCO ₂ IS _c =0) et Indice de Saturation des eaux vs calcite IS _c . Les précipitations journalières à Lascaux et les débits au Sas1 sont représentés en tête de diagramme.....	269
Figure 4.16. Evolution du signal en oxygène 18 dans les précipitations, l'émergence du sas1 et la source de la Haute Fageotte pendant deux cycles de 2003 à 2005.....	271
Figure 4.17. Comparaison entre les flux isotopiques en oxygène 18 des pluies et le signal en Oxygène 18 de l'émergence du Sas1.....	273
Figure 4.18. Comparaison du signal en oxygène 18 dans les pluies brutes et calculé en bilan global et modèle mélange dans le sol pédologique.....	274
Figure 4.19. Flux d'oxygène 18 mesurés dans les pluies brutes (P. Brutes), les pluies -ETP (P-ETP>0), les eaux du Sas1, et simulés dans les pluies nettes (P. Nettes) et au Sas1 (Sas1 Simulé) au pas de temps des mesures a) et ramenés à un pas de temps mensuel b).....	275
Figure 4.20. Calcul du pourcentage d'eau récente (< 1 mois) dans les eaux de l'émergence du Sas1 à partir des flux d'oxygène 18 dans les pluies brutes et dans les pluies nettes.....	277
Figure 4.21. Enrichissement en carbone 13 et perte en bicarbonate dans les eaux collectées à l'émergence du Sas1 conditionnées en flaconnage polyuréthane.....	279
Figure 4.22. Evolution des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰) à l'émergence épikarstique et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ théoriques en systèmes ouvert et fermé sur le CO _{2g} du sol pour les cycles 2003-2004 A) et 2004-2005 B).....	280
Figure 4.23. Evolution du marquage en ¹³ C des eaux du Sas1 en fonction de leur état de saturation vis-à-vis de la calcite au cours du cycle 2003-2004, A) et 2006-2007, B).....	283
Figure 4.24. Suivi des teneurs en COT (mg/l) à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la Haute Fageotte. Les périodes d'écoulements à l'émergence épikarstique sont représentés en flèches bleu-ciel.....	286
Figure 4.25. Suivi de la conductivité au Sas1 et à la source de la Haute Fageotte.....	288
Figure 4.26. Suivi des concentrations en calcium (Ca ²⁺) et en bicarbonates (HCO ₃ ⁻) à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.).....	290
Figure 4.27. Suivi de l'Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite (IS _c) à l'émergence épikarstique (Sas1) et la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.). Evolutions de la pression partielle de CO ₂ calculée dans les eaux du Sas1 et de la Haute Fageotte et pCO ₂ calculée à l'équilibre avec la calcite dans ces mêmes eaux (pCO ₂ IS _c =0).....	291
Figure 4.28. Relation pCO ₂ = f(IS _c) à l'émergence épikarstique (Sas1) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag.).....	292
Figure 4.29. Les plantes et le sol comme compresseur à CO ₂	296

Figure 4.30. Localisation des points de mesures des teneurs en CO_2 sur le site de Lascaux.....	300
Figure 4.31 Schéma technique des gazomètres. GAZO n°1 (remplissages) et GAZO 2 (calcaires) en coupes verticales et détail en coupes sagittales de la tête et de la base de chacun.....	301
Figure 4.32 Schéma de principe de la mesure du taux de CO_2 dans les remplissages et les calcaires.	302
Figure 4.33 Chronogramme de fonctionnement des cycles de mesures.....	303
Figure 4.34 .Organigramme de la procédure de dépouillement des données enregistrées.....	304
Figure 4.35. Mesures ponctuelles de pCO_{2g} dans les formations de remplissage. La figure présente les moyennes saisonnières (en % vol) pour chacun des pénétromètres classés en fonction de l'altitude de la mesure.....	306
Figure 4.36. Evolution des pCO_{2g} dans les pénétromètres P4 et P5.....	307
Figure 4.37. Evolution des pCO_{2g} dans le sol pédologique au point M.	308
Figure 4.38. Mesure en continu sur le cycle 2006-2007 des teneurs en CO_2 et paramètres associés. a) pluie brute journalière et pluie efficace journalière (mm), pression atmosphérique (hPa) et débit journalier à l'émergence épikarstique (m^3j^{-1}). b) Chroniques des pCO_{2g} dans les formations de remplissages, dans les calcaires, dans la galerie Mondmilch, dans le sol au-dessus de la cavité et pCO_{2eq} dans les eaux de l'émergence épikarstique.....	311
Figure 5.1. Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et de la dynamique du CO_2 de la zone épikarstique de la grotte de Lascaux.....	319
Figure 5.2. Zone d'alimentation potentielle des différents écoulements présents dans la grotte de Lascaux.....	323
Figure 5.3. Impact des écoulements à l'émergence épikarstique sur la température de l'air de la cavité, en haut du Sas1 Compartiment3 (C3 Haut R) et en bas de ce même compartiment (C3 Bas VGR).	324
Figure 5.4. Impact des écoulements à l'émergence épikarstique sur la température de la roche au Sas1 Compartiment3.....	325
Figure 5.5. Mesures en continue des pressions partielles de CO_2 (pCO_2) dans les formations de remplissages et dans le promontoire calcaire, mesures manuelles des pCO_2 dans l'air au bas du Puits du Sorcier durant le cycle 2006-2007.....	327
Figure 5.6. Concentration en calcium dans les eaux à l'émergence (Ca^{2+} Sas1), dans les eaux après remise à l'équilibre sans dégazage (Ca^{2+} éq pCO_2eau) et quantité de calcite précipité pour la remise à l'équilibre (Ca^{2+} précipité).....	328
Figure 5.7. Concentration en calcium dans les eaux à l'émergence (Ca^{2+} Sas1), dans les eaux après remise à l'équilibre avec l'atmosphère de la cavité dégazage (Ca^{2+} éq $\text{pCO}_2\text{airLasc}$), quantité de calcite précipitée pour la remise à l'équilibre (Ca^{2+} précipité) et pCO_2 mesurée dans l'air au bas du Sas1 Compartiment3 (pCO_2 Sas1 Cpt3).	329

Liste des tableaux

Tableau 1.1. Minéralogie et solubilité de certains carbonates. $-\log K$ de NORDSTROM et al. 1990 ; Radii des cations de DOWTY, 1999.	19
Tableau 2.1. Analyses semi-quantitatives ($\pm 5\%$) des minéraux argileux contenus dans les formations de remplissages en amonts du promontoire calcaire.	82
Tableau 2.2. Profondeur et sensibilité de la mesure en fonction de l'orientation du champ magnétique.	95
Tableau 2.3. Caractéristique de la différence de mesure (en Ohm.m) entre les Panneaux 3-a et 3-b.	100
Tableau 3.1. Stations météorologiques utilisées pour l'étude.	131
Tableau 3.2. Pluviométrie annuelle moyenne (de 1966 à 2006) des stations représentatives de la zone d'étude.	133
Tableau 3.3. Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la région de la vallée de la Vézère (de 1966 à 2006). Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.	134
Tableau 3.4. Résumé statistique des températures mensuelles (en °C) à Gourdon (46) et à Bergerac (24) de 1930 à 2004. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.	137
Tableau 3.5. Résumé statistique des températures moyennes mensuelles (en °C) à Lascaux de juin 1996 à juin 2008 (pas de temps de 10 min). Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.	140
Tableau 3.6. Importance de l'évapotranspiration à différentes échelles spatiales (valeurs moyennes adaptées de MUSY et HIGY, 2004).	140
Tableau 3.7. Résumé statistique de l'ETP mensuelle (en mm) mesurée à la station de Gourdon de 1965 à 2006. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.	143
Tableau 3.8. Résumé statistique de la pluie nette mensuelle (en mm) modélisée de 1966 à 2007. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif.	156
Tableau 3.9. Résumé statistique du calcul de la pluie nette mensuelle (en mm) modélisée de 1966 à 2007 pour une RFU de 50 mm, 100 mm et 150 mm. Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Ec. Moy. _{RFU=100mm} : différences (en % de Pnette) entre les moyennes mensuelles de pluies nettes pour une RFU de 100 mm et une RFU de 50 mm et une RFU de 100 mm et 150 mm.	159
Tableau 3.10. Moyennes mensuelles des débits journaliers (en $m^3.j^{-1}$) à l'émergence épikarstique de Lascaux d'octobre 1965 à novembre 2007 (42 cycles dont 36 complets).	174
Tableau 3.11. Résultat de l'analyse corrélatrice et spectrale au pas de temps journalier et au pas de temps de 10 minutes.	199

Tableau 3.12. Résultat du calage du modèle à deux réservoirs.	208
Tableau 3.13. Comparaison des erreurs des modèles à 2 et 3 réservoirs pour les cycles 2005-2006 et 2006-2007.	212
Tableau 4.1. Equilibres chimiques du système du système calco-carbonique, (BAKALOWICZ, 1992).	221
Tableau 4.2. Expressions analytiques des constantes d'équilibres (d'après PLUMMER et al., 1976).	222
Tableau 4.3. Facteurs de fractionnement du $\delta^{13}\text{C}$ pour les différentes formes de carbone en fonction de la température T en °Kelvin.	242
Tableau 4.4. Synthèse des paramètres statistiques descriptifs des éléments chimiques majeurs dans les précipitations à Lascaux du mois d'octobre 2003 à février 2006 (cumuls bimensuels) N = 45. Moyenne : moyenne arithmétique ; Moy. Pond. : moyenne pondérée ; Méd. : médiane ; Ec. Type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Ec. Rel. : écart relatif ; Min. : minimum ; Max. : maximum ; Quart. 0,25 : premier quartile ; Quart. 0,75 : troisième quartile ; Int. Interq. : intervalle interquartile ; Coef. Asym. : coefficient d'asymétrie ; Coef. Aplat. : coefficient d'aplatissement.	249
Tableau 4.5. Paramètres statistiques des données mesurées in situ à l'émergence épikarstique. N = 37.	259
Tableau 4.6. Paramètres statistiques des concentrations en anions à l'émergence épikarstique.	262
Tableau 4.7. Paramètres statistiques des concentrations en cations à l'émergence épikarstique.	264
Tableau 4.8. Paramètres statistiques des données mesurées in situ à l'émergence épikarstique (Sas1, valeurs soulignées) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag, valeurs en italiques). Les éléments qui diffèrent significativement sont présentés en gras.	288
Tableau 4.9. Comparaison des paramètres statistiques des concentrations en éléments majeurs à l'émergence épikarstique (Sas1, valeurs soulignées) et à la source de la Haute Fageotte (Ht.Fag., valeurs en italiques). Les éléments qui diffèrent significativement sont présentés en gras.	289
Tableau 4.10. pCO ₂ équilibrantes de quelques sources karstiques en France (ROQUES 1963) et comparaison avec les mesures faites dans les eaux de quelques cavités en Dordogne.	299
Tableau 4.11. Liste des voies de mesures raccordées sur l'Ahlborn.	304
Tableau 5.1. Masse de calcium potentiellement précipitée par les eaux de l'émergence par remise à l'équilibre sans ou avec dégazage.	330
Tableau 5.2. Résultats des analyses des eaux du Cabinet des Félics (Cab F. en gras, 9 analyses) et de la galerie Mondmilch (Gal M. en italique, 5 analyses). T°C : température ; c25°C : conductivité à 25 °C ; Moy. : moyenne ; Med. : médiane ; Ec. Typ. : écart type ; Min. : minimum ; Max. : maximum.	332
Tableau 5.3. Chimie des majeurs en mg/l dans les eaux de condensation et de suintement prélevées sur la Banquette de la salle des taureaux, sur les plans inclinés du Diverticule Axial et sur les parois de la salle des taureaux, épisode de condensation de Novembre 2004.	334
Tableau 5.4. Chimie des ions majeurs en mg/l dans les eaux issues d'une lixiviation par ruissellement sur une surface des Banquettes de la Salle des Taureaux, et sur la corniche de la	

salle des machines le 08/11/2007. Comparaison avec la chimie moyenne des eaux récoltées dans un joint de la salle des taureaux et dans les eaux de nappe du Sas1 Compartiment3. 336

Liste des équations

Équation 1-1. Formulation générale de la dissolution de roches carbonatées.	20
Équation 3-1. Formule de PENMAN-MONTEITH (MONTEITH ,1965).	141
Équation 3-2. expression du bilan hydrique.	147
Équation 3-3. Expression de la RFU en fonction de la teneur en eau du sol.	153
Équation 3-4. calcul de la pluie nette à l'instant t (P_n) par une approche en bilan hydrique du sol.	155
Équation 3-5. Relation centrée de linéarité entre signaux d'entrée et de sortie du système.	179
Équation 3-6. Formulation de l'écart quadratique moyen z.	180
Équation 3-7. Formulation mathématique de la condition de minimisation de l'écart quadratique moyen z.	180
Équation 3-8. Calcul du coefficient b_{min} .	180
Équation 3-9. Calcul de l'écart quadratique minimum z_{min} .	180
Équation 3-10. Calcul du coefficient d'autocorrélation r_y .	181
Équation 3-11. Formulation du coefficient d'intercorrélacion.	183
Équation 3-12. Fonction de densité spectrale.	185
Équation 3-13. Expression du filtre de TURKEY.	186
Équation 3-14. Formulation de la fonction d'amplitude $\alpha_{xy}(f)$ et de phase $\phi_{xy}(f)$.	187
Équation 3-15. Formulation de la fonction de gain $G_{xy}(f)$.	187
Équation 3-16. Formulation de la fonction de cohérence $R_{xy}(f)$.	188
Équation 3-17. Calcul de la lame d'eau en sortie de chaque réservoir.	204
Équation 3-18. Principe du calcul de $E[Erreur^2]$.	204
Équation 3-19. Principe du calcul de la RMS.	205
Équation 3-20. Principe du calcul du critère de Nash.	205
Équation 3-21. Principe du calcul de l'erreur globale E_G .	206
Équation 4-1. Cinétique de minéralisation du COT selon BATIOU (2002).	232
Équation 4-2. Cinétiques de minéralisation de la matière organique selon EMBLANCH (1997).	232
Équation 4-3. Calcul de la teneur en oxygène 18.	236
Équation 4-4. Calcul de la teneur en deutérium.	236
Équation 4-5. Formule de la distillation de Rayleigh.	237
Équation 4-6. Calcul de la teneur en carbone 13.	239
Équation 4-7. Calcul du $\delta^{13}C_{CMTD}$ en milieu ouvert sur le $CO_{2(g)}$.	243
Équation 4-8. Calcul du $\delta^{13}C_{CMTD}$ théorique en milieu fermé sur le $CO_{2(g)}$.	244
Équation 4-9. Equation de la droite météorique locale à Lascaux.	256
Équation 4-10. Calcul de la moyenne pondérée du signal isotopique.	271
Équation 4-11. Calcul de la teneur en ^{18}O dans l'eau du sol à l'instant i	273
Équation 4-12. Calcul de la proportion d'eau récente dans le système à partir des données de flux d'oxygène 18.	276

Annexe 1

Description de la stratigraphie à l'intérieur de la grotte de Lascaux par SCHOELLER (1965)

Concernant la stratigraphie de l'intérieur de la grotte SCHOELLER (1965) a reconnu 8 couches superposées qui sont de haut en bas :

- ☛ n°1 des calcaires bien délités se débitant en petits fragments; par altération bien visibles en haut de la tranchée, en particulier à gauche en descendant.
- ☛ n°2 des calcaires bien délités au toit du 1er sas avant la porte du 2e sas. C'est par les joints de ces calcaires que sort l'eau qui tombe du toit. Il est possible que cette couche 2 ne soit que la suite sans modification de la couche 1
- ☛ n°3 un petit lit de 30 à 40 cm d'épaisseur de calcaire imbibé d'eau, mou au toucher en surface, dur en profondeur. Il est micacé et forme le toit du 2e sas. Aucune eau ne sort de ce toit. Ce lit joue donc le rôle d'imperméable.
- ☛ n°4 un calcaire (2m d'épaisseur), très compact, homogène, très dur en profondeur. Mais il est ramolli en surface, sur près d'un centimètre. Ce banc limité en haut et en bas par un joint, se voit très nettement au sommet de la paroi du 2e sas et au plafond de la Salle des Taureaux. Il n'y a aucune diaclase, ni aucun joint dans sa masse.
- ☛ n°5 un banc calcaire compact (3m d'épaisseur) formant corniche, aussi bien dans le 2e sas que dans la salle des Taureaux. Il est partout recouvert de calcite à cristaux jointifs, sauf aux écailles. Il forme également la partie haute des parois et le toit du Diverticule Axial. La majeure partie des fresques sont sur la face inférieure de la corniche. Ce banc présent 3 joints que l'on peut suivre sur tout le pourtour du 2eme sas et de la Salle des Taureaux.
 - un joint à 0m70 environ au-dessus de la crête de la corniche. De nombreuses écailles ont pris naissance à partir de ce joint.
 - un joint à 0m35 à 0m40, sous la crête de la corniche Il correspond à la fissure de la Licorne, la fissure du dos de la vache rouge (paroi droite).
 - un joint à la base de la corniche, dont la fissure au ventre de la vache rouge.

Ces joints doivent jouer un grand rôle dans l'apparition de l'eau dans la Salle des Taureaux. Eau abondante à la Licorne, au dos de la vache rouge, exsudation à la fissure du ventre de la vache rouge etc.

- ☛ n°6 un banc de calcaire compact, blanc, à surface pulvérulente (5 à 6m. d'épaisseur). Dans la Salle des Taureaux, il est entièrement recouvert d'un placage de comblement. Dans le Diverticule Axial, à la base il est recouvert en bas par ce même placage et en bas par de la calcite en choux fleur. On l'aperçoit dénudé, tout au fond dans l'appendice. Dans le Diverticule de Droite, il est presque entièrement à nu. Il était autrefois recouvert

de calcite en choux fleur. Il forme les parois et le toit de l'Abside et de la Nef, les parties hautes de la galerie à Mond Milch, du Puits. Il n'y a pas vraiment de joints ouverts, sauf en haut des cerfs. Des traces soulignées par de la calcite se reconnaissent aux cerfs de la Nef.

- ☛ *n°7 un banc corrodé, caverneux (1m d'épaisseur environ). Les creux sont remplis de roche pulvérulente. Ce banc affleure de la Nef à l'extrémité de la galerie à Mond Milch. On le retrouve très net, dans le Puits à 0m30 sous la base "du piquet à oiseau".*
- ☛ *n°8 un banc très dur, entièrement recouvert de Mond Milch dans la galerie à Mond Milch, mais à nu dans le Puits. En ce dernier point la surface présente des boursoufflures de 2 à 5cm de diamètre, comme si la croûte du calcaire avait gonflé, tout en se détachant de la paroi.*

Il est à noter que les galeries renferment au moins deux remplissages.

- ☛ *un vieux remplissage durci, courant tout le long de la base des parois du Sas II, de la Salle des Taureaux, du Diverticule Axial. On en retrouve dans le Diverticule de Droite. Il semble s'être formé entre les 2 anciennes grandes circulations d'eau que je mentionnerai plus loin, car il est découpé à l'entrée du Diverticule de Droite, comme l'est coupée la calcite de la corniche. De plus on ne le trouve qu' accolé à la base des parois.*
- ☛ *un remplissage récent, mais antérieur au départ des préhistoriques.*

Le même auteur a étudié au microscope polarisant des échantillons prélevés en divers endroits, afin de déterminer non seulement leur composition minéralogique, mais aussi leur porosité.

- ☛ *couche 1 - calcaire zoogène (foraminifères, bryozoaires, échinides), ciment de calcite en petits grains, grains de quartz très nombreux à contours anguleux, un cristal d'hydrobiotite, quelques feldspaths détritiques, et micas blancs. Absence de pores.*
- ☛ *couche 2 - comme I, quelques micas blancs, glauconie. Mais en plus, plages de calcite fraîche, souvent abondantes, parfois en veines. Elle remplace la calcite ancienne. Rappelons que cette couche est celle du toit du Sas I, c'est à dire la couche aquifère. On voit de suite l'origine de la calcite fraîche. Absence de pores.*
- ☛ *couche 3 - A, l'œil nu, calcaire grossier, pâteux, micacé calcaire pour ainsi dire azoïque, formé de tout petits granulés de calcites. Plages de calcite fraîche, rares. Petits grains de quartz aigus, moins nombreux qu'en 2. Paillettes de mica. Pas de pores visibles.*

- ☛ *couche 4 - calcaire très zoogène comme en 2. Mais moins d'organismes. Nombreux grains de quartz, mais moins abondants. Peu de mica blanc. Nombreuses plages de calcite fraîche remplaçant de la calcite ancienne et en particulier celle du ciment, n'attaquant pas les microfossiles. Cela témoigne donc d'une imprégnation d'eau ayant dissous et reformé de la calcite. Pas de pores visibles.*
- ☛ *couche 5 - 6 échantillons ont été pris dans cette couche, la corniche. C'est également un calcaire très organogène comme 1 et 2. Les grains de quartz sont souvent très abondants. Tantôt les micas blancs sont très nombreux, tantôt moins. Parfois de la biotite. Tourmaline rare. La calcite fraîche sur la paroi ne s'est pas simplement déposée à la surface, mais il semble qu'il y ait eu une attaque de la couche superficielle du calcaire, car la calcite englobe des éléments primaires. Il y a parfois entre la calcite fraîche la roche, une calcite légèrement brune plus ou moins fibreuse, colorée comme la roche. Serait-ce une exsudation de la roche. Pores non visibles.*
- ☛ *couche 6 - À l'oeil nu, calcaire à surface pulvérulente, happant la langue donc poreux. Calcaire zoogène, à ciment formé de petits grains de calcite. Quartz moins abondants que dans les autres calcaires. Quelques micas blancs. Petites plages dispersées de calcite fraîche, abondantes dans certains échantillons, témoignant d'un Passage d'eau. Petits pores dont le bord interne est garni de petits grains de calcite colorée.*
- ☛ *couche 7 - Calcaire zoogène à très nombreux grains de quartz dont certains à aiguilles de rutile. Pas de mica. Ressemble à 5.*
- ☛ *couche 8 - Calcaire gréseux zoogène à ciment de petits grains de calcite. Rares micas blancs. Pores non visibles.*

Pétrographiquement ces calcaires se distinguent peu les uns des autres, ils sont plus ou moins gréseux, plus ou moins compacts.

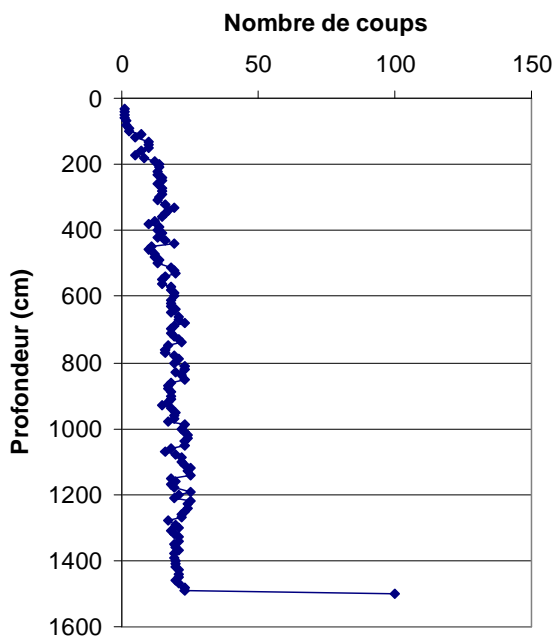
- ☛ *Le banc du Sas I, couche 2, montre l'effet de la circulation à travers les fissures, l'eau remaniant la calcite.*
- ☛ *Le banc n°4, doit avoir ou avoir eu une certaine porosité, laissant passer l'eau, ce que témoigne la calcite de néoformation.*
- ☛ *Le banc n°5 de la corniche, ne semble pas avoir une porosité de pores, mais de fissures.*
- ☛ *Le banc n°6, du Diverticule Axial et Diverticule de Droite, est le seul qui ait des pores vraiment visibles, avec un témoignage de Passage d'eau. Il n'est pas sans intérêt de noter que la frise des cerfs est située sur ce banc et qu'il en est de même d'une grande partie des*

figures du D.A, notamment celles du fond, mais ici la calcite ancienne de recouvrement est restée. Mais elle ne doit pas empêcher l'eau de suintement de la traverser.

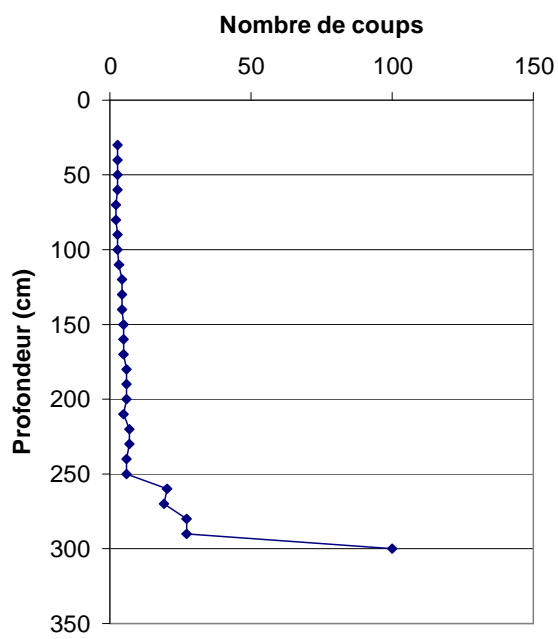
ANNEXE 2

Profils des pénétrromètres dynamiques

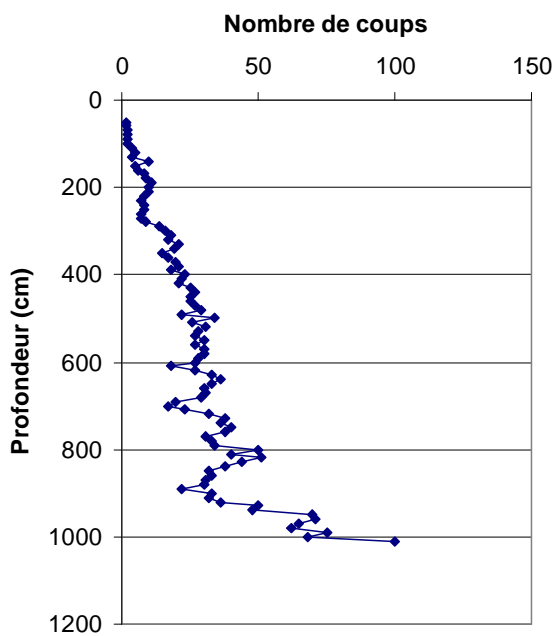
pénétromètre 1



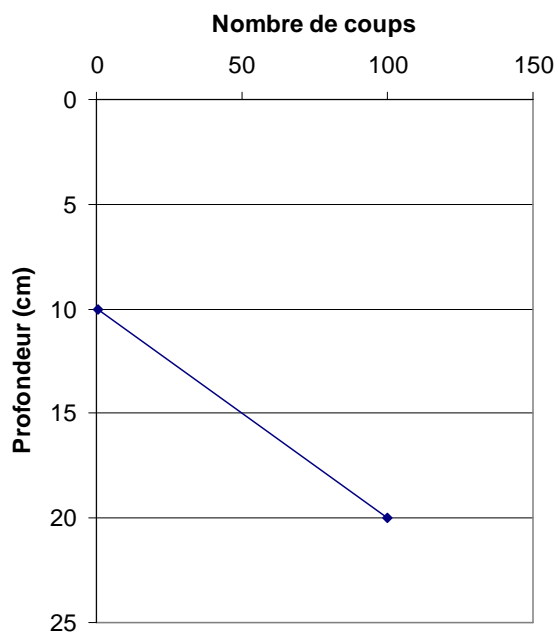
pénétromètre 2



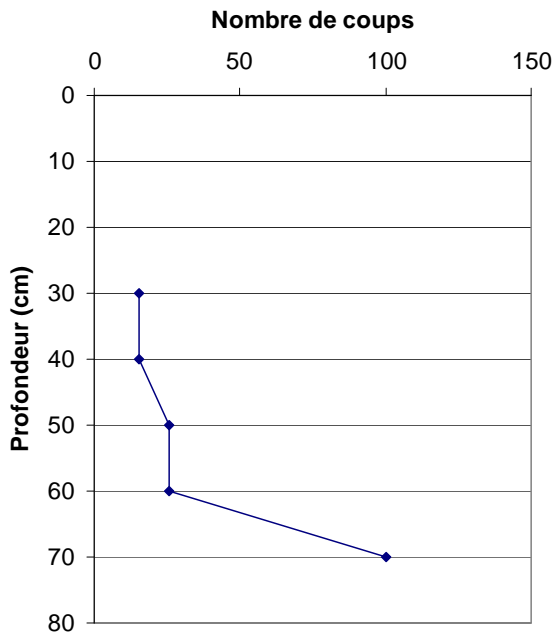
pénétromètre 3



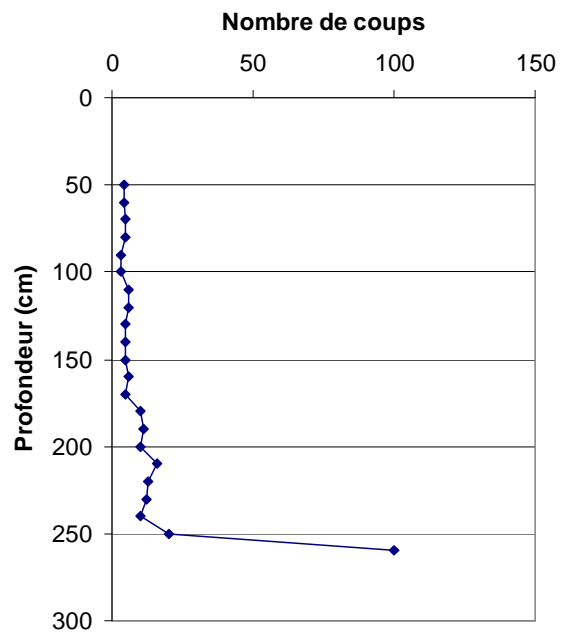
pénétromètre 4



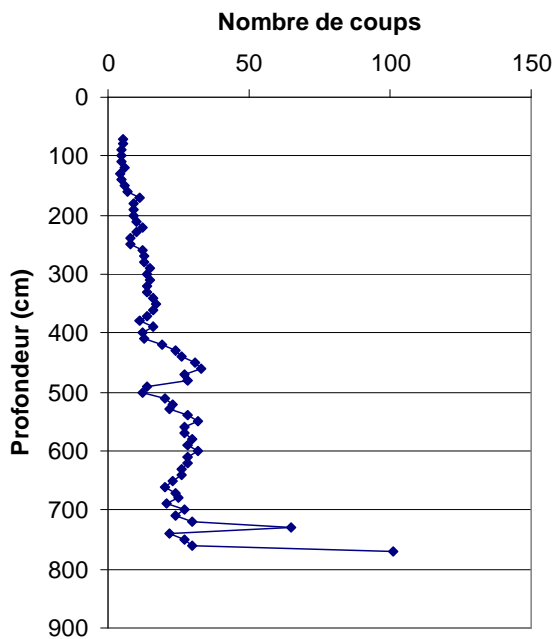
pénétromètre 5



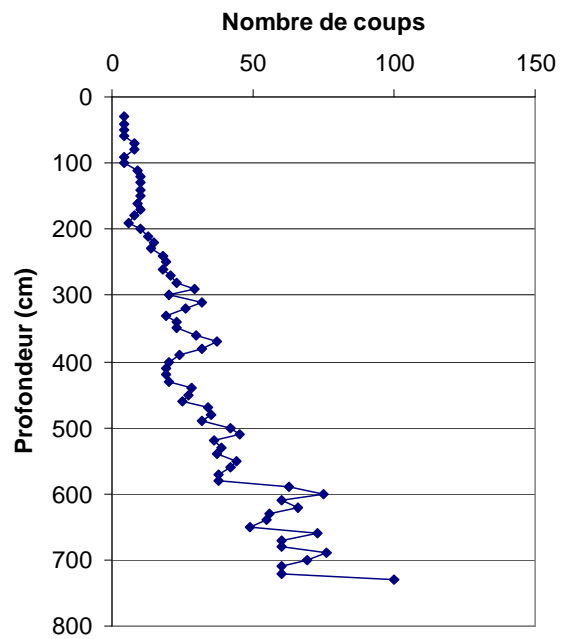
pénétromètre 6



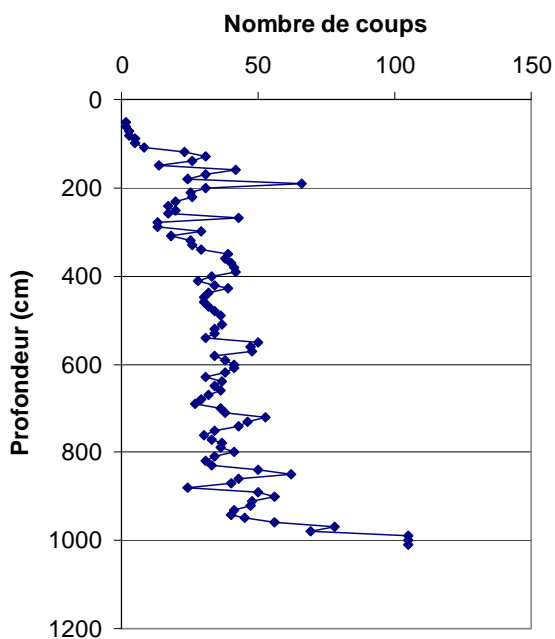
pénétromètre 7



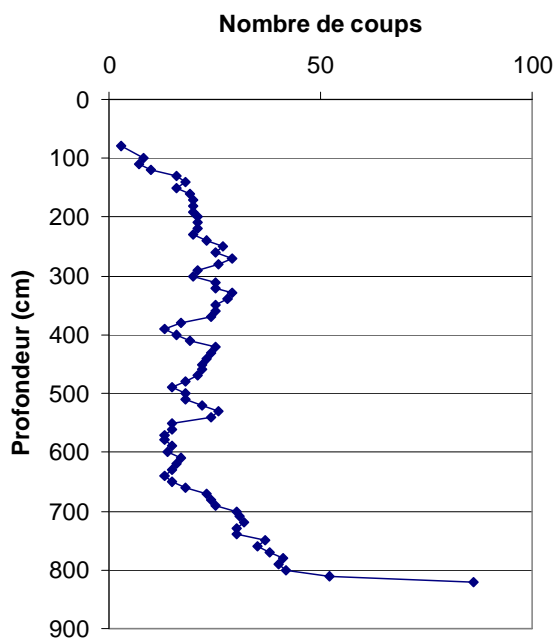
pénétromètre 8



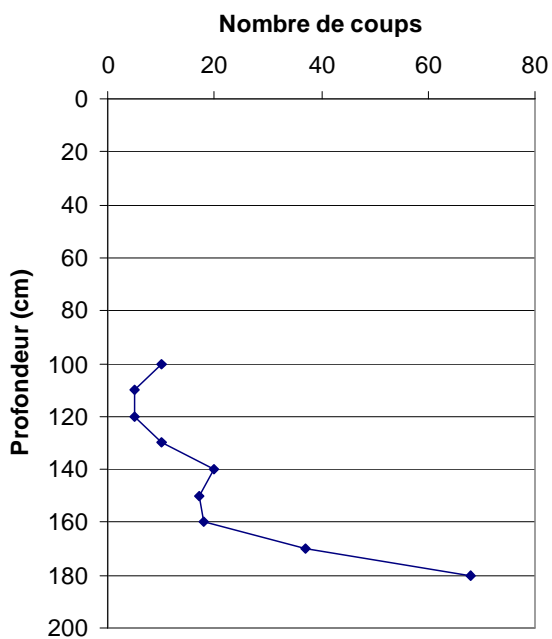
pénétromètre 9



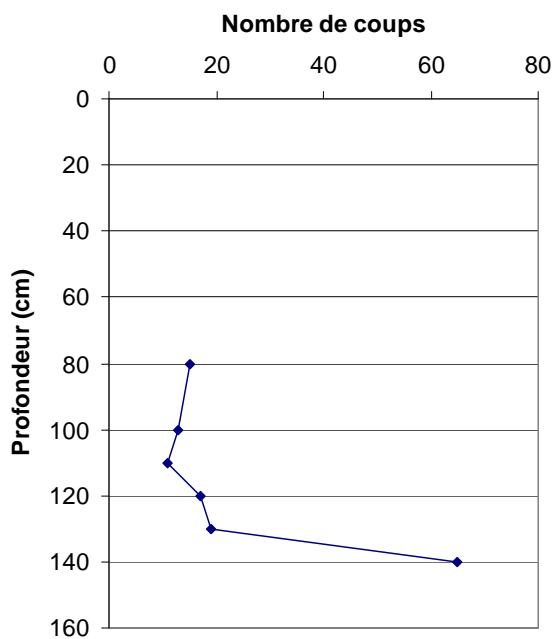
pénétromètre 10



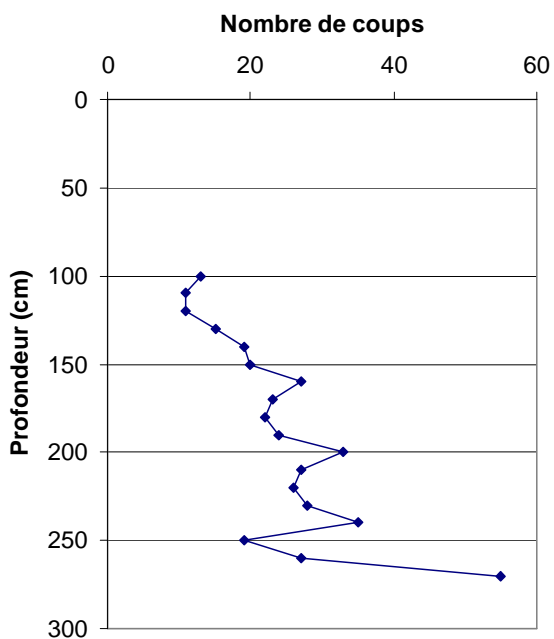
pénétromètre 11



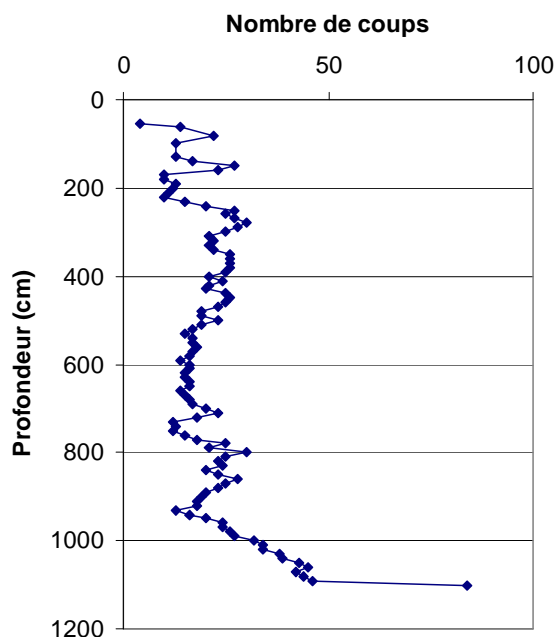
pénétromètre 11bis



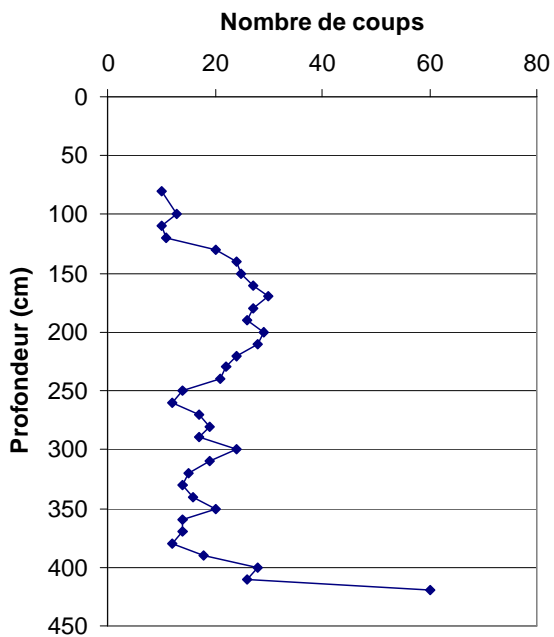
pénétromètre 11ter



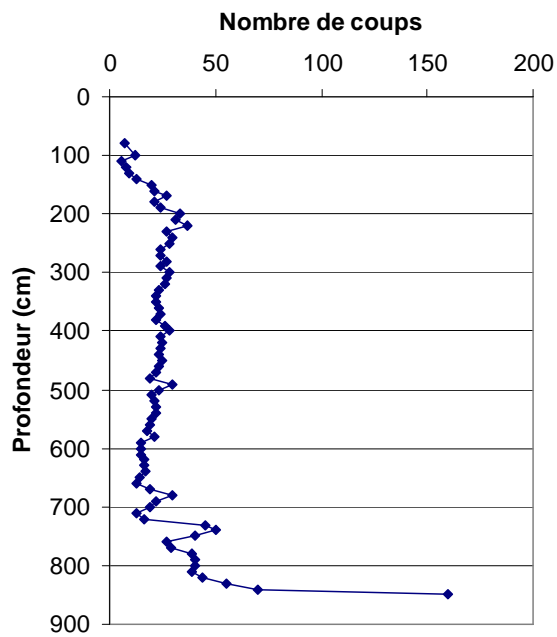
pénétromètre 12



pénétromètre 13



pénétromètre 14



Annexe 3

Description lithologique des sondages par tarières

TARIERE 1

Située à côté du pénétromètre 2, à environ 1 mètre.

- Sur 10 cm : humus noir organique
- Puis sol sec jaunâtre/beige très sableux, légèrement argileux
- à 30 cm : légèrement marbré (témoin de battement de nappe), matière organique grains grossiers dans une matrice plus argileuse, traces de charbon, oxydes
- à 35 cm : très argileux, gros morceaux centimétriques, oxydes noirs (manganèse ou hématite), niveau marbré (témoin de battement de nappe), sec avec de la matière organique. ECHANTILLONAGE : Lascaux T1 P2 30 cm
- Puis : plus ou moins identique, très marbré
identique, éléments grossiers centimétriques, minéraux (?) noirs durs
identique, grains grossiers, minéraux, argile de décalcification (?).
- à 1 m : niveau de plus en plus blanchâtre (lessivé), très marbré, un peu moins sec
- à 1.2 m : niveau très lessivé, plus cohésif.

TARIERE 2

Située entre le chemin et P1. Reprise d'une ancienne tarière. Départ à 70 cm de profondeur.

- Jusqu'à 1.3 m : niveau sec, orange, sableux peu argileux
- De 1.3 à 1.9 m : niveau plus argileux
- De 1.9 à 2.1 m : niveau plus sableux, beaucoup de charbon. ECHANTILLONAGE :
Lascaux T2 14/06/05 1m90
- De 2.1 à 2.4 m : Sable marron très riche en matière organique (?), grains de matière organique. ECHANTILLONAGE (*2) : Lascaux T2 2m20 14/06/05 MO ?
- Vers 2.4 m : Passée plus humide

TARIERE 3

- Sur 10 cm : humus noir organique
- De 10 à 80 cm : argiles légèrement marbré. ECHANTILLONAGE : dans le frigo du laboratoire d'hydrologie T3 0.1 à 0,8m pour obtenir teneur en eau.
- De 80 cm à 1.3 m : argile avec des sables très grossiers à la limite des graviers. Présence de grains de quartz et d'éléments jusqu'à 5 mm de diamètre. Traces de matière organique. ECHANTILLONAGE : T3 0.8 à 1.3m argile+gravier siliceux+sable+MO
- De 1.3 à 1.6 m : moins d'éléments grossiers, deviens plutôt sablo argileux, micacé avec un peu de matière organique
- De 1.6 à 2 m : sable argileux, pas d'éléments supérieurs à 1.5 mm.
- De 2 à 2.2 m : sable argileux un peu plus fin et très légèrement humide.
- De 2.2 à 2.8 m : sable argileux avec apparition de lentilles argileuses centimétriques. ECHANTILLONAGE : T3 2m20 sable argileux+lentille d'argile+cailloux avec minéraux noirs
- De 2.8 à 3.2 m : sable pratiquement plus argileux, plus humide. ECHANTILLON : T3 2m80 sable peu argileux
- A partir de 3.2 m : plus argileux, on peut faire une boule presque cohésive.

Annexe 4

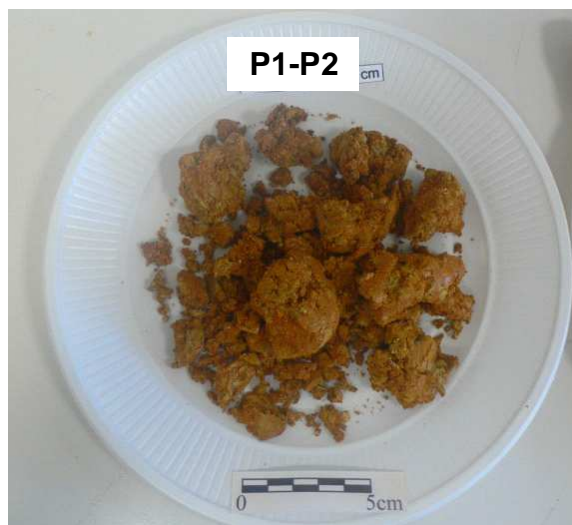
Description des échantillons et résultats de la diffraction aux rayons X

Liste des échantillons et localisation des prélèvements :

Les échantillons :

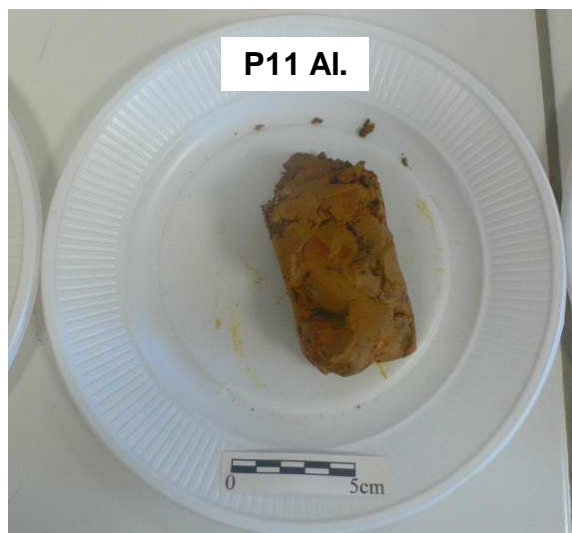
LASC1- P1-P2 : prélèvement de 2×150 ml d'argiles de remplissage karstique, bariolées ocre vert, prélevées à environ 60cm de profondeur sous la litière au nord de la zone d'étude de la colline de Lascaux entre les pénétromètres P1 et P2.

Date de prélèvement : 01/03/07



LASC2- P11 Al. : prélèvement de 2×150 ml d'argiles de remplissage karstique, ocre clair, prélevées à environ 60cm de profondeur sous la litière au centre de la zone d'étude de la colline de Lascaux.

Date de prélèvement : 01/03/07.



LASC3- DD Falaise : prélèvement de 2×150 ml d'argile sableuse ocre rouge, au sud de la zone prospectée au pénétromètre dynamique en prolongement vers le Sud-est du coin sud-est de l'enceinte clôturée. (20m au sud du gros arbre déraciné)

Date de prélèvement : 01/03/07



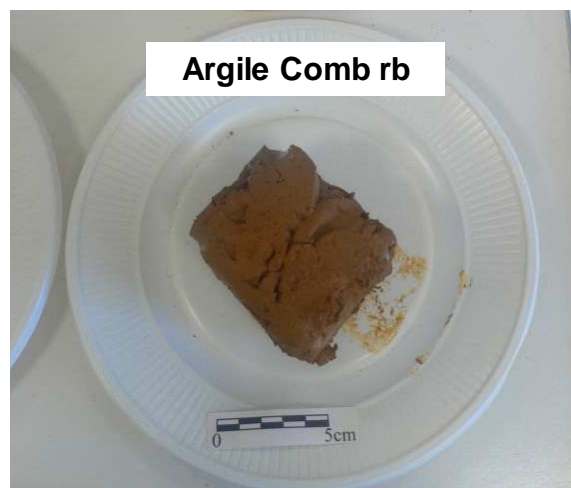
LASC4- Joint Sas1 Cpt 3 : prélèvement d'une petite quantité de matériel (20g env.) dans l'interbanc marneux à la faveur duquel s'écoule les eaux épikarstiques au toit du Sas1 Compartiment3 de la cavité de Lascaux.

Date de prélèvement : 01/03/07

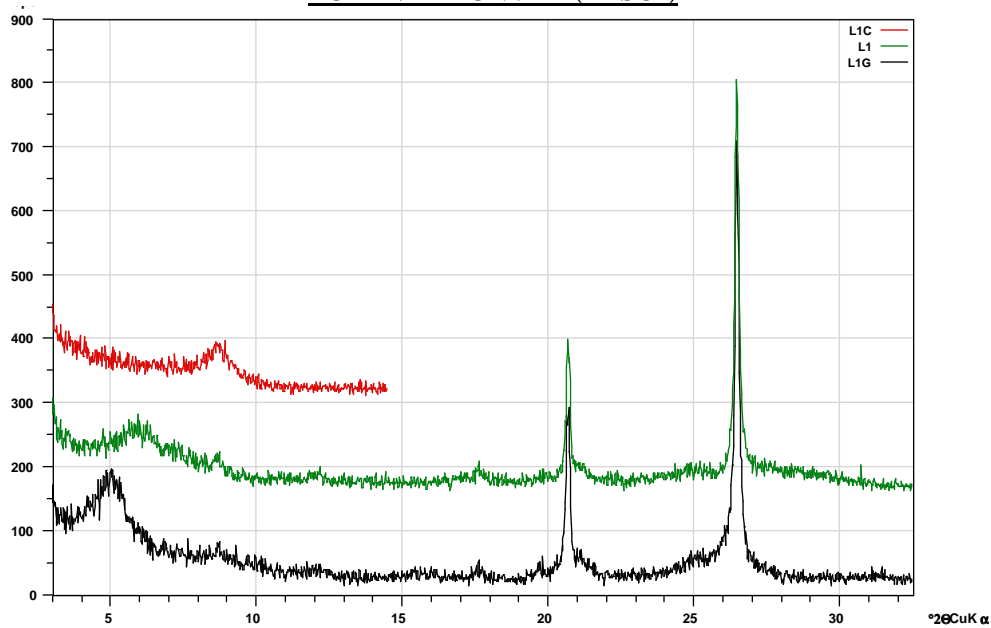
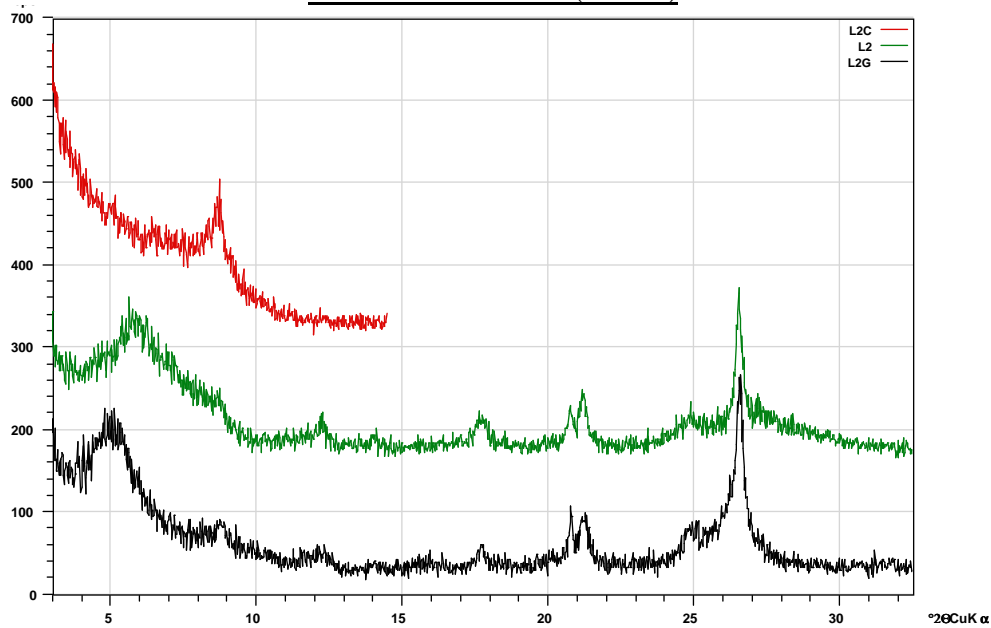


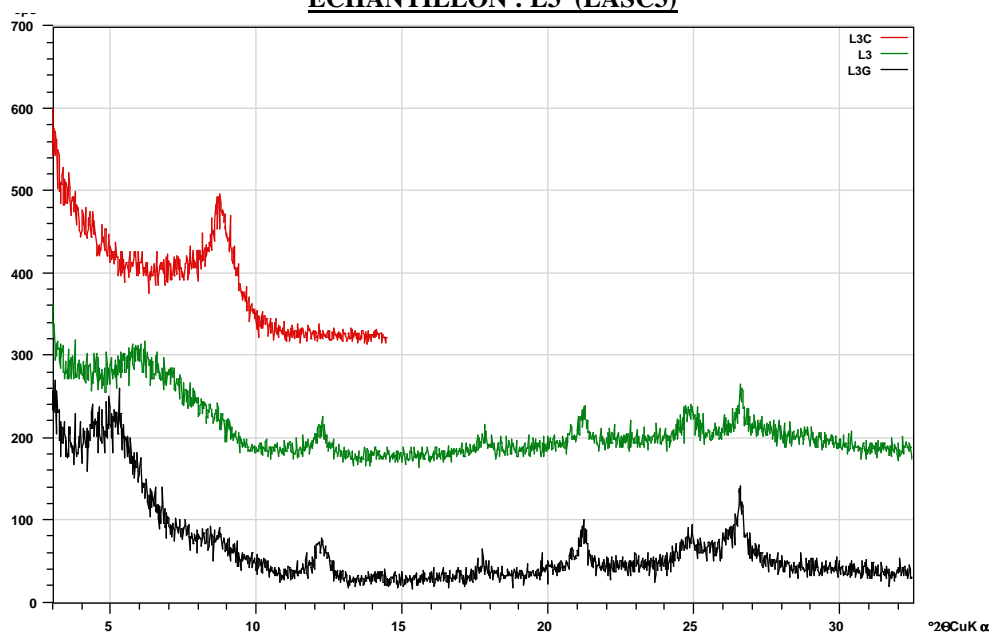
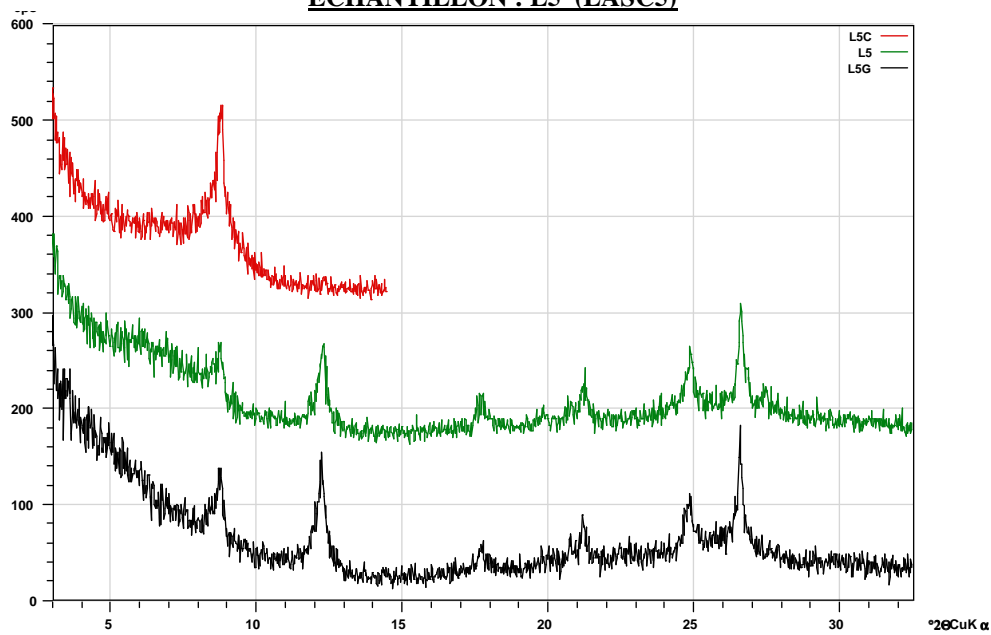
LASC5. Argile Comb rb : Prélèvement de 500ml d'argiles de décalcification rouge (terra rosa ?), prélevées sur les parois dans le réseau de base de la cavité des Combarelles.

Date de prélèvement : 19/10/05



Diffractogrammes des échantillons L1, L2, L3 et L5 :

ECHANTILLON : L1 (LASC1)ECHANTILLON : L2 (LASC2)

ECHANTILLON : L3 (LASC3)**ECHANTILLON : L5 (LASC5)**

*Diffractogramme : En noir : Diffractogramme Glycolé
 En vert : Diffractogramme Naturel
 En rouge Diffractogramme Chauffé*

Annexe 5

Méthodes de calcul de l'évapotranspiration

Equation de Blaney-Criddle :

$$ET_0(mm) = p \times (0,46 \times T_{moy} + 8,13)$$

ET_0 : évapotranspiration de référence (mm/s)

T_{moy} : température moyenne

p : pourcentage moyen d'éclairement (fonction de la latitude)

Equation de Penman :

$$ET_0(mm) = \frac{Rn \times \Delta + \rho \times c_p \times \delta e}{\lambda [\Delta + Y]}$$

ET_0 : évapotranspiration de référence (mm/s)

Rn : rayonnement net (W/m^2)

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air ($kPa/^\circ C$)

ρ : densité de l'air à pression constante

c_p : capacité thermique de l'air humide ($kJ/kg/^\circ C$)

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)

Y : constante psychométrique ($kPa/^\circ C$)

Equation de Thornthwaite :

$$ET_0(cm) = 1,3 \times \left(10 \times \frac{t}{I}\right)^{1,6 \times I + 0,5}$$

$$I = \sum_{j=1}^{12} i \quad \text{et} \quad i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

t : température ($^\circ C$)

Equation de Turc :

$$ET_0 = 0,4 \times (R_G + 50) \times \frac{t}{t+15}$$

Pas de temps mensuel (mm)

$$ET_0(mm) = 0,13 \times (R_G + 50) \times \frac{t}{t+15}$$

Pas de temps décadaire (mm)

R_G : rayonnement global ($cal/cm^2/jour$)

t : température ($^\circ C$)

$$ET_0(mm) = 0,4 \times (R_G + 50) \times \frac{t}{t+15} \times \left(1 + \frac{50 - H_r}{70}\right) \quad \text{si l'humidité relative } (H_r) \leq 50\%$$

Annexe 6

Mesures ponctuelles des $p\text{CO}_2$ dans les formations de remplissages

N° de pénétromètre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	11 bis	11 ter	12	13	14	15			
Profondeur cm	1500	300	1010	20	70	260	770	730	1010	820	180	140	270	1100	420	845	70			
Cote du fond	178,86	194,11	187,91	192,47	192,61	191,98	187,89	190,47	186,53	186,89	195,67	196,06	194,2	187,35	193,89	190,08	192,69			
	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	pCO2 %	Max	Moyenne	Ecartype
21/06/05	0,7	4,46	4,76	2,22	2,5	5,6	0,22	1,09										5,6	2,69	1,90
22/06/05	2,32	4,88	5,35	0,45	1,1	5,47	1,27	1,09	3,72									5,47	2,85	1,91
21/07/05	2,06	8,1	7,9	0,25	1,04	7,85	3,6	2,46	6,05									8,1	4,37	2,96
17/08/05	2,54	5,15	5,75	0,19	0,74	4,9	3,62	2,32	4,66									5,75	3,32	1,88
12/09/05	0,06	6,1	8,15	0,36	0,8	5,8	1,34	1,1	6,2									8,15	3,32	2,98
23/09/05	2,82	6,6	8,1	0,18	0,66	5,6	4,1	2,06	6									8,1	4,01	2,60
20/10/05	2,96	3,8	8,3	0,49	0,84	5,25	3,32	2,4	6,15									8,3	3,72	2,37
08/11/05	3,38	4,54	8,15	0,49	1,08	4,58	5,5	3,02	5,2									8,15	3,99	2,20
22/11/05	3,2	5,2	8,35	0,35	1,22	4,3	5,4	2,54	6,1									8,35	4,07	2,37
23/11/05	3,34	5,4	7,75	0,3	1,17	4,74	5,6	3,04	6,75									7,75	4,23	2,34
08/12/05	3,88	4,66	8,45	0,2	0,97	4,48	2,06	3,36	6,35									8,45	3,82	2,44
22/12/05	3,8	5,15	8,65	0,28	1,38	5,28	5,65	3,58	6,75									8,65	4,50	2,44
12/01/06	3,46	4,94	8,45	0,3	1,41	4,74	5,55	3,56	6,7									8,45	4,35	2,37
31/01/06	3,72		8,3	0,13	1,11	4,88	1,15	3,32	6,3									8,3	3,61	2,63
08/02/06	3,92	4,94	8,25	0,28	1,55	5,05	5,4	3,48	6,2	3,84	2,62	2,04	5,45	6,8	3,26	7,2	6,9	8,25	4,54	2,13
21/02/06		3,78	5,8	0,25	0,99	3,88	3,9	3,3	4,64	6,35			4,16	4,26	4,64	5,3		6,35	3,94	1,64
01/03/06	3,08	5,1	8	0,25	1,32	5,3	5,2	3,58	6,2	8,7		1,02	5,6	7	3,2	7,6		8,7	4,74	2,52
09/03/06	3,46	5,3	7,95	0,29	0,75		5,2	3,72	6,5	8,4			6,45	7	4,68	7,4	7	8,4	5,29	2,42
16/03/06	3,26	5,4	7,85	0,31	1,16		5,2	3,54	6,4	8,15			6,1	6,6	5,35	7,45	5,9	8,15	5,19	2,27
13/04/06	2,48	5,65	7,45	0,69	2,7		4,64	3,24	6,3	7,9			6,4	6,55		7,15		7,9	5,10	2,21
11/05/06	3,2		7,6	0,98	3,36		4,8	3,84	6,3				7,35	7,75		6,05		7,75	5,12	2,14
08/06/06	3,2	6,6	7,6			7,4	4,8	3,32	5,8	7,25	2,26		7,7	6,85	3,74	5,8	6,8	7,7	5,65	1,79
12/07/06	2,36	6,1	5,45													4,58		6,1	4,62	1,41
25/07/06	2,24	5,4	5,65		1,2	6,15	3,76	2,84	4,8	5,6	2,62	0,77	6,3	4,85		4,7	0,77	6,3	3,84	1,89
30/08/06	1,54	3,9	4,8			3,65	3,65	2,25	4,1	5,5	1,72	1,26	4,7		4,6		0,22	5,5	3,22	1,58
13/10/06	2,52	4,6	5,7			4,54	4,06	3,2	4,56	6,5	3,1	2,96	5,85	4,96	6,4	4,52 eau		6,5	4,53	1,23
19/10/06	2,98	4,72	5,8			4,48	4,02	3,06	4,84	6,05	2,98	2,8	5,55	5	6,1	4,9	2,12	6,1	4,36	1,25
02/11/06	2,34	5,15	5,3			4,88	3,9	3,3	4,64	5,55	3,18	2,8	5,8	5,15	6,55	4,74	1,9	6,55	4,35	1,32
14/12/06	2,82	5,5	4,1		3,02	5,05	4,14	3,3	4,66	6,5	2,62	2,6	5,5	5,15	6,2	4,9		6,5	4,40	1,25
18/01/07		5,35	6		2,1	5,1	4,7		6,45				5,3	5,25	5,25	4,9	4,14	6,45	4,96	1,07
05/02/07	3,04	5,65	6,1		2,5	5,25	4,2	3,5	4,62	5,6	0,5	0,7	5,6	4,9	5,6	5,1	1,22	6,1	4,01	1,82
15/02/07	1,62	5,9	6		2,44	2,9	3,64	3,84	4,88	6	0,38	0,94	4,86	5,3		2,36		6	3,65	1,85
30/03/07	2,56	6,15	5,75		3	2,92	3,6	3,54	4,66	5,25			5,4	5,2	2,8	4,7	1,38	6,15	4,07	1,37
04/04/07	1,87	4,62	3,88		3,32		3,52	3,26	4,9	5,15			5,35	5,6		3,92		5,6	4,13	1,07
24/04/07	2,08		5,15		3,74		3,36	2,9	4,44	4,48			5,6	4,68		4,32	2,64	5,6	3,94	1,05
20/06/07	1,52	6,65	4,68		1,39	6,95	3,32	3,16	4,4	4,92	2,64	2,1	5,85	4,38	6,05	2,48	3,32	6,95	3,99	1,72
26/09/07	2,25	3,95	3,7		0,57	3,2	2,75	2,3	3,45	3,75	1,4	1,12	4,1	3,7	4,2	3,2	1,5			
Max	3,92	8,1	8,65	2,22	3,36	7,85	5,65	3,84	6,75	8,7	3,1	2,96	7,7	7,75	6,4	7,6	7			
Moyenne	2,79	5,22	7,20	0,44	1,32	5,18	3,96	2,86	5,74	6,75	2,55	1,81	5,97	6,15	4,66	6,05	4,24			
Ecartype	0,91	0,94	1,28	0,44	0,66	0,98	1,54	0,80	0,87	1,42	0,46	0,85	0,95	1,10	1,08	1,19	2,85			

pénétromètres non créés

