

Universite Toulouse III – Paul Sabatier

Thèse
Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Toulouse III

Discipline : hydrogéologie karstique

L'influence de la géologie sur la karstification.

**Etude comparative entre le Massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare
(Roumanie) et le Massif d'Arbas (France)**

Viorel Horoi

Soutenue le 18 décembre 2001

Directeur de thèse : Alain Mangin, Directeur de Recherche, Laboratoire Souterrain Moulis

Jury

N. Anastasiu	Professeur, Université de Bucharest, Roumanie	Examineur
M. Bakalowicz	Chargée de Recherches, Hydrosciences – Montpellier	Rapporteur
C. Causse	Chargée de Recherches, LSCE - Gif / Yvette	Examineur
R. Maire	Directeur de Recherche, DYMSET – Bordeaux	Rapporteur
C. Paredes	Professeur, Université Polytechnique – Madrid, Espagne	Rapporteur
J. Rey	Professeur, Université Paul Sabatier – Toulouse	Examineur

Avant-propos

En tout premier lieu je voudrais exprimer ma reconnaissance envers tous les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail.

La collaboration franco – roumaine dans le domaine de la karstologie et de la spéléologie repose sur une longue tradition qui se poursuit jusqu'à nos jours. En 1996 se met en place un réseau de collaboration franco - roumain coordonné par Mme Christianne Causse. C'est grâce à son obstination que ce réseau a pu exister et fonctionner. J'espère que ce travail va justifier au moins un « tiers » de ses efforts. Qu'elle retrouve ici l'expression de mon entière gratitude.

Dans sa démarche Mme Causse a été secondée de près par M Michel Bakalowicz. Le sujet de cette thèse a pu être mieux encadré suite aux discussions que nous avons eu. Il nous a fait passer une grande partie de son amour pour La Coume. Vifs remerciements.

Déchiffrer les secrets d'une zone, tout à fait nouvelle pour nous, n'était pas facile. Cette tâche a pu être accomplie grâce aux discussions et aux matériels bibliographiques mise à ma disposition par M Jean-Elie Debroas, un spécialiste de la géologie du massif d'Arbas. Je l'assure de ma reconnaissance.

Les différentes parties de ce travail ont été inspirées par les discussions avec certains spécialistes. Ainsi, l'idée de quantifier la morphologie de parois des grottes est apparue suite à plusieurs entretiens avec M Philippe Martin. Je lui suis reconnaissant.

L'influence de la pétrographie sur la dissolution a beaucoup été discutée avec M Wolfgang Dreybrodt, qui a donné un nouveau souffle aux recherches dans ce domaine. J'ai eu la chance de suivre ses expériences au Laboratoire de l'Institut de Physique Expérimentale à Bremen. Pour la chaleur de l'accueil et pour ce que j'ai appris, je lui serrerai toujours reconnaissant.

L'idée de la quantification de la pétrographie m'est venue à la suite de longs entretiens avec M Jose Antonio Ferrari. Je tiens à le remercier pour m'avoir initié à l'utilisation de SIG et pour m'avoir choisi comme premier utilisateur de son logiciel - SIS.

Ce travail a été mené à la fois en Roumanie et en France. Tout au long de ce travail j'ai bénéficié du soutien de l'équipe de l'Institut de Spéléologie « Emile Racovitza » de Bucarest. Je les assure de mon entière gratitude. Plus spécialement, j'adresse ma haute considération à M Constantin Radulescu pour la confiance accordée et pour ses encouragements.

Mes collègues de département ont joué un rôle important dans ma formation. Les campagnes de terrain, les discussions, le partage de leur savoir-faire, tout cela m'a apporté une expérience qui donne ses fruits dans ce travail. Mes remerciements vont à messieurs Gabriel Diaconu, Cristian Goran, Cristian Lascu, Ioan Povara, Traian Constantinescu et Silviu Constantin.

En France, j'ai été accueilli au sein du Laboratoire Souterrain de Moulis. Je tiens à remercier toute l'équipe du Laboratoire pour son accueil chaleureux et pour m'avoir considéré comme un de leur. J'adresse des remerciements spéciaux à Mme Francette Boineau, Mme Anne Marie Mazonetto et à M Dominique d'Hulst.

La spéléologie et la karstologie supposent, la plupart du temps, l'activité en équipe. Je n'aurais pu finir ce travail sans l'aide, tout à fait désintéressée, de plusieurs amis qui se sont constitués en coéquipiers plus ou moins occasionnels. Il n'était pas facile de rester sans bouger pendant plusieurs heures, quelques fois dans des conditions assez hostiles, afin de mesurer des parois sans comprendre très bien à quoi cela sert. J'espère que cette étude justifie leur confiance. Il s'agit de Bernard Carles, Gilles Prouchayret, Thierry Laroque, Alexandru Petculescu, Sorin Musat et Dorel Cojocar. Je tiens à les remercier.

La cartographie de surface a supposé aussi un travail en équipe. Pour La Coume, pratiquement tous les relevés topographiques ont été réalisés en compagnie de M Daniel Quettier. Pour tous les week-ends passés ensemble, pour toutes les discussions, pour la chaleur de l'accueil au sein de sa famille, pour les encouragements et les espoirs partagés, pour tout cela je ne peux que l'assurer de ma grande amitié. La réussite de ce travail représente, d'une certaine façon, une réussite pour lui aussi. Merci Daniel.

Parler de La Coume sans la voir était impossible. J'ai eu la chance de connaître des spéléologues qui m'ont fait découvrir la richesse souterraine du massif d'Arbas. Il s'agit de Bernard Tourte, Francois Drillat, Nathalie Rhizo, Silvester Clement et Agnes Bernhart. Que tous retrouvent ici mes sincères remerciements.

Souvent, les travaux que nous avons à faire sur le terrain nécessitaient un apport logistique et matériel important. C'est grâce à l'aide des membres de la Société Méridionale de Spéléologie et Préhistoire (SMSP) que ces difficultés ont pu être surmontées. Parmi eux, je compte Raoul et Lisette Quettier, Jean et Françoise Quettier, Georges Castello, père et fils, Frederick Maksud et Denis Mogenot. Je tiens à tous les remercier.

Mes remerciements spéciaux vont à M Georges Jauzion, le président de la SMSP. Sa vitalité, ses connaissances et son enthousiasme non altéré, représentent un exemple pour tous ceux qui l'entourent. Le contact avec lui a été enrichissant aussi bien du point de vue karstologique que du point de vue expérience de vie.

Pour la mise en place des expériences de dissolution nous avons bénéficié de l'aide de M Gilles Fontanini, du Laboratoire de Moulis. De même, d'autres problèmes d'ordre technique ont pu être résolus grâce à son savoir-faire. Qu'il retrouve ici l'expression de ma considération.

La mise en place de l'expérience de Mangalia a été possible grâce au soutien du Groupe de Plongée Souterrain et Spéléologique (GESS). Je tiens à les remercier et plus spécialement Mihai Baci, qui nous a aidé effectivement sur le terrain.

Toujours dans le cadre du Laboratoire de Moulis, j'adresse mes vifs remerciements à Mme Jacqueline Daffis qui a réalisé les analyses chimiques des eaux.

Les analyses chimiques des échantillons calcaires et le traitement d'analyses chimiques des eaux ont été réalisées à l'Institut de Spéléologie de Bucarest par M Constantin Marin et par Mme Tudora Nicolescu. Je leur suis reconnaissant pour leur aide et je les remercie.

Les discussions et les exemples traités avec M Philippe Delliott nous ont permis de mieux comprendre les analyses statistiques multidimensionnelles. Je l'assure de ma grande reconnaissance.

Je tiens également à remercier les différents collègues de « souffrance » qui sont passés pendant des périodes plus au moins longues par Moulis. Savoir que les autres passent par les mêmes périodes de doute, de désespoir ou d'enthousiasme constitue une raison pour ne pas se laisser abattre. Entre eux je compte Pascal Dumas, Karine Ozou, Laurent Reynaud et Nadege Janiaud.

Je dois des remerciements spéciaux à Mme Angeline Mantionne. Pour nous, elle représente beaucoup plus que la responsable d'accueil du Laboratoire ; elle est devenue une amie. Que son âme reste toujours aussi jeune.

Finalement, c'est beaucoup plus qu'une obligation de rendre l'hommage, accompagné par les plus sincères remerciements, à ceux qui ont influencé le plus ma formation.

A M Nicolae Anastasiu pour la confiance accordée depuis quand j'ai été un étudiant parmi les autres, pour son esprit ouvert et libre, pour la clarté de ces analyses et pour « l'amour de la roche » qu'il a su m'insuffler. Cher monsieur professeur, les bases de cette étude représentent le résultat de votre œuvre.

A M Alain Mangin pour la liberté accordée, pour la rigueur de ses pensées, pour l'objectivisme de ses observations et critiques, pour m'avoir appris que la mathématique fait partie de la vie et pour m'avoir démontré que, en essence, les choses sont simples et peuvent être réduites aux principes fondamentaux. En qualité de directeur de thèse, cher M Mangin, vous avez participé en mode actif à la mise en place de « l'édifice » que je suis aujourd'hui.

Je ne peux pas finir avant de remercier de tout mon cœur ceux qu'ils me sont les plus chers : ma famille, mes parents, mes beaux parents, mes copains. Je dédie ce travail à Stephan et Claudia, ceux qui ont su me remonter par leur sourire, ceux qui ont partagé à côté de moi, de loin ou de près, le malheur et le bonheur, l'espoir et le désespoir et qui n'ont pas cessé de m'encourager tout au long de ce travail. Je sais à quel point ils ont été affectés par les rigueurs de ce travail. Qu'ils trouvent en cet ouvrage une partie de l'amour que je leur porte.

Sommaire

Avant propos	2
Sommaire	4
Introduction	7
Chapitre 1 – Relation géologie – karstification : l'échelle du massif	
Abstract	11
1.1. Introduction	14
1.2. Le massif d'Obarsia Closani – Pietra Mare	17
1.2.1. Situation régionale et description orohydrographique	17
1.2.2. La géologie.....	18
1.2.2.1. Le contexte géologique régional.....	18
1.2.2.2. Le Domaine Danubien	21
1.2.2.3. La Nappe Gétique.....	23
1.2.2.4. La Nappe d'Obarsia.....	23
1.2.2.5. Structure géologique et tectonique	24
1.2.3. Le karst.....	25
1.2.3.1. L'exokarst	25
1.2.3.2. L'endokarst	28
1.2.3.3. Le fonctionnement karstique.....	30
1.2.3.4. Les plans de drainage	34
1.2.4. Relation géologie – karst	38
1.3. Le massif d'Arbas	40
1.3.1. Situation régionale et description orohydrographique	40
1.3.2. La géologie.....	41
1.3.2.1. Le contexte géologique régional.....	41
1.3.2.2. La Zone Ultracommingeoise.....	43
1.3.2.3. La Zone Interne Métamorphique.....	45
1.3.2.4. Les terrains récents	46
1.3.2.5. Structure géologique et tectonique	46
1.3.3. Le karst.....	48
1.3.3.1. L'exokarst	48
1.3.3.2. L'endokarst	52
1.3.3.3. Le fonctionnement karstique.....	58
1.3.3.4. Les plans de drainage	61
1.3.4. Relation géologie – karstification	64
1.4. Comparaison des massifs étudiés. Conclusions	66
Références	69

Chapitre 2 – Relation géologie – karstification : l'échelle d'affleurement

Abstract	75
2.1. Introduction	77
2.2. Les coups de gouge.....	79
2.3. Profils de parois de grottes	83
2.3.1. Méthode de quantification. Profils mesurés	83
2.3.2. Analyses effectuées et résultats	87
2.3.2.1. Analyse fractale	87
2.3.2.2. Analyse spectrale	92
2.3.2.3. Représentations en log-log de spectres de variance	98
2.3.2.4. Analyse en ondelettes continues et discontinues	103
2.4. Conclusions et discussions	109
Références	112

Chapitre 3 – Relation géologie – karstification : l'échelle microscopique

Abstract	117
3.1. Introduction	120
3.2. Quantification de la pétrographie des roches calcaires	125
3.2.1. Echantillons analysés et traitement de données.....	126
3.2.2. Pétrographie – analyse multidimensionnelle	133
3.2.2.1. analyse en composantes principales (ACP)	133
3.3. L'expérience de dissolution.....	144
3.3.1. Présentation de l'expérience.....	144
3.3.2. Relation pétrographie – dissolution.....	148
3.3.2.1. L'expérience de Moulis	148
3.3.2.2. L'expérience de Mangalia.....	151
3.4. Conclusions	156
Références	158
Conclusions générales.....	162

Introduction

Introduction

La karstologie représente une discipline nouvelle dans le contexte des sciences de la terre. La paternité a été réclamée au cours du temps par la géographie, la géologie, la climatologie, l'hydrogéologie. En fonction de l'intérêt accordé à certains aspects du karst, chacune de ces disciplines s'arroge des droits, plus ou moins justifiés, sur la karstologie.

Pour quelqu'un qui vient d'une autre école il n'est pas toujours facile d'intégrer deux approches différentes. Le compromis ne peut être trouvé que si on abandonne tout parti pris. C'est cette position d'impartialité qui permet de mieux juger quels sont les arguments pour ou contre de chaque partie et d'intégrer le tout dans une vision d'ensemble pour réconcilier les différents aspects.

C'est le cas de cette étude. Démarré sur une position orientée vers la morphologie, on s'est aperçu assez vite de la rigueur de l'approche fonctionnelle développée au sein du Laboratoire du Moulis. Les nombreux exemples étudiés, qui font le sujet d'autant d'ouvrages publiés, montrent la réalité physique de cette approche. Il est de plus en plus accepté à l'heure actuelle que le karst ait une fonctionnalité spécifique, que cette fonctionnalité consiste dans un drainage souterrain auto organisé et que la morphologie karstique peut être assimilée à la structure spatiale qui assure ce type de fonctionnement. Tout cela est le résultat de la karstification, qui représente l'action simultanée de deux processus intimement liés : l'écoulement de l'eau et la dissolution.

A partir de cette base, le but de l'étude est de voir comment et jusqu'au quel point la géologie influence la karstification.

Pour répondre à ces questions, tout le long de cette étude il a été tenu compte des deux principes.

D'abord, le principe de la réalité. Ainsi, la relation géologie – karstification a été toujours cherchée à partir de cas réels. Cela a permis d'assurer une certaine objectivité des observations même si une généralisation n'était pas possible dans tous les cas.

Le second principe est celui de la quantification. La relation géologie – karst est traitée, souvent, d'une façon descriptive, ce qui induit une appréciation qualitative du phénomène. L'interprétation qualitative peut être, souvent, atteinte par un subjectivisme qui, même si involontaire, va fausser les résultats de la démarche scientifique. Pour éviter cela, là où il a

été possible on a choisi la quantification des phénomènes. Cette opération a permis l'acquisition de données numériques qui ont pu être traitées ensuite à l'aide d'outils mathématiques. Avec cette démarche, on assure un caractère beaucoup plus rigoureux pour les interprétations.

Enfin, la structure de cette étude a été imposée par le caractère multiéchelles de la géologie.

En relation avec le karst, on peut décrire la géologie comme l'ensemble de toutes les propriétés structurales, tectoniques, lithologiques et pétrographiques du substrat. En partant de la structure géologique jusqu'à la pétrographie on voit que les plages d'échelles spatiales sont très étalées. Comme la karstification intervient à toutes les échelles, une réponse complète sur la relation géologie – karstification devrait prendre en compte cette relation à toutes les échelles.

C'est la raison pour laquelle on a choisi d'étudier cette relation à trois échelles spatiales différentes. La structure de l'étude va suivre ces trois échelles. Même si les trois chapitres paraissent assez indépendants, la liaison entre eux est assurée par le fait qu'ils traitent tous de la même problématique : la relation géologie – karstification. Bien sûr, en fonction de l'échelle, les facteurs géologiques qui entrent en jeu sont différents. De même, étant donné les particularités de chaque échelle, on a choisi les méthodes les plus appropriées pour l'étude de cette relation.

Ainsi, le premier chapitre va regarder l'influence de la géologie à l'échelle du massif. Deux massifs karstiques ont été choisis : le massif d'Obarsia-Closani – Piatra Mare (Roumanie) et le massif d'Arbas (France). Les deux massifs vont être traités de la même manière. Après une présentation concise de la situation géologique, on va essayer de caractériser de façon la plus complète possible le karst développé sur chaque massif. On prend en compte la structure du karst (l'exokarst et l'endokarst) ainsi que le fonctionnement. Un sous chapitre à part est dédié à l'étude des plans de drainage et à l'interprétation de leur distribution par rapport aux structures fonctionnelles du karst. Pour chaque massif, on essaye de mettre en évidence le rôle joué par les facteurs géologiques pour la mise en place du karst. Finalement, la comparaison entre les deux cas étudiés va permettre de tirer certaines conclusions sur la relation géologie – karstification à l'échelle du massif.

Suivant la logique de l'étude, le deuxième chapitre est consacré à la relation géologie – karstification à l'échelle de l'affleurement. A ce niveau, on a choisi d'analyser la morphologie des parois de grottes. Les grottes sont d'anciennes structures fonctionnelles du karst. Donc, les parois de grottes vont rendre compte dans une certaine mesure du fonctionnement du karst à cette échelle. Si les facteurs géologiques, qui apparaissent à ce niveau, jouent un

rôle par rapport à la karstification, cette influence doit se retrouver sur la morphologie des parois.

La morphologie est quantifiée à partir des profils en 1D. Ces profils ont été mesurés dans des grottes situées aussi bien en Roumanie qu'en France, dans des situations géologiques très différentes et avec une diversité fonctionnelle et évolutive évidente. Autant que possible, on a voulu couvrir une diversité morphologique la plus large possible. Dans un but de comparaison, un profil n'ayant pas subi de karstification a été mesuré dans une carrière. Les données sont traitées par l'intermédiaire de l'analyse fractale, spectrale, représentations en log-log des spectres, analyse en ondelettes continues et multirésolution. L'interprétation des résultats fournis par ces analyses va permettre de tirer certaines conclusions sur la relation géologie – karstification à l'échelle de l'affleurement.

Le dernier chapitre est réservé à l'échelle microscopique. A ce niveau les paramètres géologiques qui peuvent intervenir sur la karstification sont de nature pétrographique. Donc, on se propose de regarder de plus près, la relation entre la pétrographie des roches calcaires et la dissolution. Dans cette relation on dispose d'une variable quantifiable – le taux de dissolution – et une variable qualitative – la pétrographie.

Toujours dans le but d'avoir une interprétation plus rigoureuse, il est proposé une méthode de quantification de la pétrographie des roches calcaires à partir des images en tons de gris. Ensuite, les variables utilisées pour la quantification sont analysées pour vérifier la justesse de la méthode proposée.

Le taux de dissolution est obtenu à partir d'expériences de dissolution, menées sur les mêmes échantillons pour lesquelles a été quantifiée la pétrographie, dans des conditions hydrodynamiques différentes.

Une dernière analyse est réalisée à partir des variables pétrographiques auxquelles on ajoute les taux de dissolution. Les résultats de cette analyse vont permettre de conclure sur la relation géologie – karstologie à l'échelle microscopique.

Finalement, en rappelant les résultats obtenus à chaque niveau d'échelle il est possible d'essayer de les intégrer dans une vision d'ensemble sur le karst et la karstification.

CHAPITRE 1:

Relation Géologie – Karstification :

l'échelle du massif

Abstract

The influence of the geology over the karstification is obvious. Practically, every paper concerning a karstic zone put in evidence the role played by the geological factors for the karst initiation, evolution or the functioning of karst.

Our aim in this study is not to confirm what is already known. We intend to identify the karst peculiarities induced by the geological factors. To do that, we can recognize a peculiarity by comparing it with a reference model, which represent the standard. In the karst terrains, with their great variety, finding such real model seems to be impossible. In turn we can use a theoretical model. There is another difficulty: the choice of the model, because, practically every "karstological school" have his own model.

In what concerning us, we consider the karst like a geodynamic system. This concept is very closed to the functional model of Mangin (1975, 1982, 1984, 1985, 1986, 1994). In fact, the essence of the geodynamic systems is to consider the continuous relation between the morphology and the functioning in his evolution. The morphology can be considered like the spatial structure that assures the system functioning.

The next step was to choose between the karst categories defined by the model. The main criterion applied in this model is the kind of energy, which assures the karst functioning. So, we choose the gravitational karst, which means the karst where the water flowing is due to the gravitational force.

Hereafter, depending on the complexity of the criteria system we can arrive even to identify the individual karsts. Viewing the aim of this study, we preferred to make a comparison, not just referring to the model. So, we will refer to two karstic zones. The main raison to doing so is that the comparison will allow outlining the peculiarities of each zone, not only referring to the model but also referring one to the other one. In this manner we can identify the factors that are behind these peculiarities and how they acted to impose that.

To assure a meaningful sense of the comparison, we must impose some conditions to our chose. So, the two zones present similarities in what concern the geostructural environment. Both of them are developed in folded areas with an evident well-developed tectonics. In both zones, the karstified carbonate series cover the same age interval: Jurassic – Cretaceous. Also, from a geomorphologic point of view the zones correspond to low high mountains (not exceeding 1700 m of altitude).

There is a notion that makes a sense for all “karstological schools”: the karstic massif. Why? Because all the karstologists need to place and refer their works in rapport with a spatial unit: the karstic massif. It is not obvious all the time to defining the limits of the karstic massif. They can be geomorphologic, geologic or functional limits (Goran, 2001). Important is that the karstic massif is the coherent spatial unit which show a certain homogeneity from a geomorphologic, geological or functional point of view. The two zones that we will compare represent two karstic massifs: the Arbas massif (Haute Garonne, France) and the Obarsia-Closani – Piatra Mare massif (Gorj – M h dintzi, Romania).

The both massifs will be treated in the same manner. First, we will present the geology: carbonate series, geological structures and tectonics. This will allow us to have a first image of the potentially geological factors.

The next step will concern the analysis of the karst features on both massifs. We will regard the morphology and the functioning too. So, we will be able to have an image over the karsts type, his functioning and development, and, finally, over the evolutionary state of the karsts. At this point, important is to identify the geological elements, which, at the massif scale, have favored the karst developing and, mainly, which imposed the karst peculiarity.

Finally, we can compare the two massifs. Starting to compare the karst features, we will be able to find the similarities and, more important, the dissimilarities from the geological point of view.

The main results are as follows:

1. The Obarsia Closani – Piatra Mare Massif

- The exokarst is young or non-evoluated. This can be viewed from the fragmentation degree of the topographical surface and the well-structured hydrographic net.

- On the massif, the number of caves reported at the topographical surface indicates a poor degree of karstification. The caves developed on the massif don't constitute great subterranean networks, which means a poor functioning structure at the massif scale. The main cavities are developed near concentrated flows (the Motru river) and their functioning is depending on this.

- The massif show a complex functioning determined by the existence of some karstic systems, superposed or adjacent. The main system is Motru Sec - Baia de Arama system, with a complex functioning, which suppose a structure developed on the flooded zone with a poor developed main drain and important annexed systems. The other systems are superficial, superposed, very probably of an epifreatic type. More important seems to be the Obarsia Closani system, but unfortunately we cannot say something about his functioning.

- Even if we don't dispose of great subterranean networks, the distribution of the most probable drainage plans over the massif coincide with the main directions proved by the tracing tests and with the general drainage of the karstic systems.

2. The Arbas Massif.

- The exokarst present a great heterogeneity. There are zones very karstified and zones poorly karstified. The high evolution level of the karstified zone can be inferred from the surface fragmentation and the hydrographic network disorganization. For this zone the karstification has been enhanced by the fluvio-glacial mechanism. The sector Coume Ouarnède – Henne Morte can be considered like a fast infiltration zone in comparison with the others zones where the superficial flow is prevalent.

- The same heterogeneity is found for the endokarst. The underground network of Trombe – Henne Morte can be done like a good example of a karst functioning structure. The different sectors of the network show clearly their different function (infiltration, main drain or annexed systems). One geological factor, which seems to act, is the lithology, but we must consider the influence of other factors also. For the Trombe – Henne Morte network the influence of the lithological and tectonical factors seems to be insignificant.

- From a functional point of view, on the massif are described very karstified karstic systems, with a fast infiltration and transfer assured by drains well developed and organized, and, on the other hand, by poorly karstified karstic systems, with a great inertia, without a well structured drainage and, probably, a very important flooded zone.

- The distribution of the drainage plans coincides with the distribution of the underground network galleries orientation. In addition, we observe that on the spatial configuration of the underground network we can recognize the properties of a general growing law – the flow organizing branching, which come to be superposed under the geometrical properties of the karstic environment – the drainage plans distribution.

Comparing the two massifs we can say that, viewing the great heterogeneity of the karst features, this cannot be considered as being solely the influence of the geology. We must consider an other term, which is the potential of karstification. The intensity of karstification is a relation that depends on the “resistance” opposed to the karstification (the geology) and the potential of karstification. It seems that, more the karst evolve, more the “resistance” diminish. The soles factors, which play a role during all the karst evolution, are they that determine the aquifer characteristics of the karstic environment.

1.1. Introduction

L'influence de la géologie sur la karstification est indiscutable. Pratiquement tous les travaux qui traitent des karsts mettent en évidence, plus au moins, le rôle joué par les facteurs géologiques pour leur mise en place, leur évolution et leur fonctionnement.

Notre but dans cette étude n'est pas de réaffirmer ce qui est déjà confirmé. On va essayer plutôt d'identifier les particularités induites par les facteurs géologiques. Ceci étant dit, on ne peut reconnaître une particularité que par rapport à un repère, un système de référence, qui constitue la règle générale. Mais pour le karst, avec sa grande variété, trouver un karst réel qui pourra constituer un système de référence s'avère extrêmement difficile sinon impossible. Cependant, on peut utiliser un modèle théorique. Mais pour le karst il n'existe pas un seul modèle. Chaque « école de karstologie » a défini son propre modèle, en fonction de l'importance accordée à l'un ou l'autre des aspects du karst.

Dans notre approche, nous considérons le karst comme un système géodynamique, ce qui nous rapproche beaucoup du modèle fonctionnel (Mangin, 1975, 1982, 1984, 1985, 1986, 1994), avec une option sur l'aspect morphologique. En effet, par définition la théorie des systèmes géodynamiques regarde la relation continue, évolutive et permanente entre la morphologie et le fonctionnement du système. La morphologie peut être considérée comme la structure qui assure le fonctionnement.

Le pas suivant consiste à choisir le type de karst parmi ceux définis par le modèle. Le principal critère utilisé est le type d'énergie qui assure le fonctionnement du karst. On a choisi le karst gravifique (le plus fréquent) (Mangin, 1982), c'est à dire, le karst où l'écoulement de l'eau se fait sous l'action de la gravité.

A partir de là, en fonction de la complexité des critères choisis, la classification peut amener jusqu'à l'identification des types de karst individuel. Vu le but de notre étude, on a choisi de faire plutôt une comparaison que de se rapporter seulement au modèle. Dans ce cas, deux régions karstiques ont été prises en compte. La raison invoquée est que la comparaison entre ces deux régions va nous permettre d'identifier les particularités de chaque région karstique, pas seulement par rapport au modèle, mais aussi l'une par rapport à l'autre. Comme ça, on pourrait ensuite identifier les causes qui ont généré ces particularités. Bien sûr, pour que la comparaison ait une signification il faudra imposer

certaines contraintes à notre choix. Ainsi, les deux régions choisies doivent présenter des similitudes pour ce qui est de l'environnement géostructurale. Il s'agit de zones développées en régions plissées avec une tectonique importante. Pour les deux régions, les terrains carbonatés karstifiés couvre presque le même intervalle de temps : Jurassique – Crétacée. Il faut également s'assurer du contexte géomorphologique : il s'agit de zones montagneuses, avec une altitude qui ne dépasse pas 1700 m.

Dans le karst, il existe une notion qui est utilisée et qui a un sens pour toutes « les écoles de karstologie » : c'est le massif karstique. Pourquoi ? Parce que le karst se développe dans l'espace et que tous ceux qui travaillent sur le karst ont besoin d'identifier et de se rapporter à une unité spatiale: le massif karstique. Les limites des massifs ne sont pas toujours faciles à reconnaître et peuvent être déterminées, seuls ou en conjugaison, par les limites géomorphologiques, géologiques ou fonctionnelles (Goran, 2001). Il est important que le massif karstique puisse constituer l'unité spatiale unitaire et cohérente qui présente une certaine homogénéité géologique, géomorphologique et fonctionnelle. Dans notre étude, les deux zones qui vont être comparées représentent, en fait, deux massifs karstiques bien distincts. Il s'agit du Massif d'Arbas (Haute Garonne, France), d'une part, et du Massif Obarsia Closani – Piatra Mare (Gorj – Méhédintzi, Roumanie), d'autre part.

Les deux massifs karstiques vont être traités de la même manière. D'abord, on va faire une description géologique, la plus complète possible: description des séries carbonatées, structures géologique et tectonique. A partir de là, on va avoir une image sur les facteurs géologiques potentiels.

Ensuite, on va se pencher sur la description du karst, suivant les deux aspects caractéristiques : la morphologie et le fonctionnement.

La description de la morphologie va concerner aussi bien l'exokarst que l'endokarst . On va essayer par cette description de trouver la spécificité karstique de chaque massif, du point de vue morphologique. Les études hydrogéologiques des deux massifs vont nous permettre également d'identifier le type de fonctionnement et les liaisons avec la morphologie. Ainsi, on va avoir une image complète sur la karstification, le développement et le degré d'évolution du karst. Un point important est de trouver quels sont les éléments de nature géologique qui, à l'échelle du massif, ont favorisé la mise en place du karst et, surtout, qui ont contribué à sa spécificité.

Enfin, suite à cette démarche, on pourra comparer les deux massifs. La comparaison va partir des aspects karstiques pour aboutir à l'identification des ressemblances ou des dissemblances de nature géologique. On va essayer de trouver les facteurs favorables ou non par rapport aux différents aspects typiques des karsts.

Il ne faut pas oublier que la géologie ne représente qu'une partie des facteurs intervenant dans le karst. Donc, dans la mesure où cela est possible, il sera fait des remarques par rapport aux autres facteurs (climat, pluviométrie, etc.) et leur influence possible pour les deux massifs étudiés.

En dernier lieu, suite aux observations faites sur les deux massifs, par rapport au modèle théorique, on va tirer des conclusions regardant le rôle joué par les facteurs géologiques sur la karstification à l'échelle du massif et voir quels sont ces facteurs, à quel moment ils interviennent, et quelles sont les limites de leur action.

1.2. Le Massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare

1.2.1. Situation régionale et description orohydrographique

Le massif étudié est situé dans la partie sud-ouest de la Roumanie, à environ 60 km vers l'ouest de la ville de Tirgu-Jiu, à la limite des départements Gorj (à N et NE) et Méhédintzi (à S et SO) (voir fig. 1. 1).

Le massif est délimité au sud par le cours de la rivière Brébina et à l'est par la rivière Motru. La direction de développement est NE–SO, constituant la zone de courbure, où les Carpates Méridionales E-O changent de direction pour aller vers le sud, vers la Yougoslavie.

Le massif constitue l'extrémité nord des Monts de Méhédintzi, la rivière Motru constituant la limite avec les Monts Vâlcan à l'est. La limite NO du massif est constituée par une ligne de crête, très bien mise en évidence par le contact avec les roches non carbonatées, crête qui présente sur certains secteurs un caractère de cuesta. En partant du NE vers le SO, la crête est constituée par une succession de pics: le plus haut est Piatra Mare à Closanilor qui atteint 1421 m, suivi par Piatra Mica, à environ 1110 m, le pic de Gorganu (1055 m), le pic de Poiana Mica à 1178 m et, enfin, le pic Cornul Plesii qui, à 1134 m d'altitude, domine à ces pieds la localité d'Obarsia Closani.

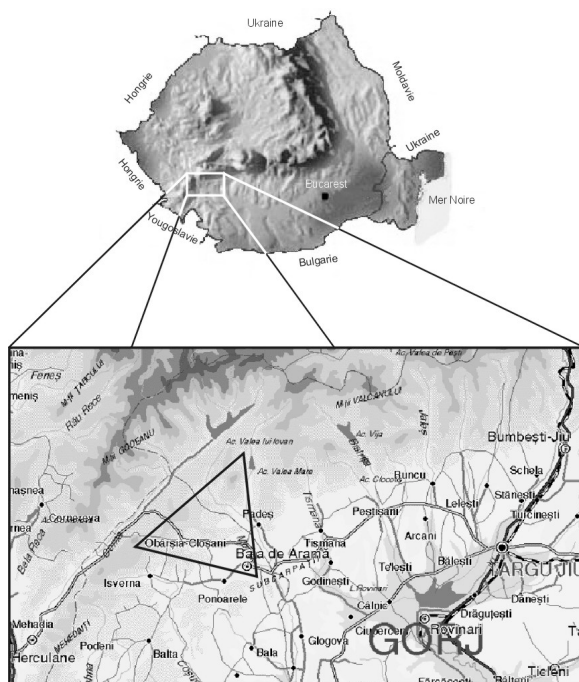


Fig. 1.1. Esquisse générale de l'emplacement du massif Obarsia Closani – Piatra Mare.

Le massif est drainé en surface par deux réseaux hydrographiques, l'un tributaire de la rivière Motru, constitué par les affluents de droite : Motru Sec, Valea Gorganului et Valea Lupsei, et l'autre tributaire à la rivière Brébina, constitué par ses affluents de gauche, de moindre importance. La rivière Brébina rejoint la rivière Motru au niveau de la localité Apa Neagra, après avoir collecté la rivière Bulba et les eaux de toutes les sources karstiques qui jaillissent tout au long de son cours.

La ligne de partage des eaux part du pic Poiana Mica dans la direction E-SE, vers le col Furca Lupsei, pour passer par le pic Magura et continue sur la crête qui sépare la Vallée de Lupsa et les affluents gauche de Brébina. Vers le nord, nord-ouest, la ligne qui part du pic Poiana Mica vers le pic Cioaca Glodului constitue la limite entre le bassin versant du Motru Sec, au nord, et le bassin versant de la rivière Cerna, à l'ouest.

La rivière Motru Sec traverse la barre calcaire en son centre séparant deux secteurs distincts du point de vue morphologique. Malgré cette séparation naturelle, des motifs d'ordre fonctionnel (qu'on verra plus tard) nous ont convaincu de regrouper ces deux secteurs dans un seul et même massif karstique.

1.2.2. La Géologie

1.2.2.1. Le contexte géologique régional

La structure géologique des Carpates du Sud a été longtemps débattue et comporte encore des discussions. D'après Berza (1997) on peut reconnaître trois structures géologiques majeures : le Domaine Danubien, la Nappe Gétique et la Nappe de Séverin. D'autres auteurs (Stanoiu, 1997a, 1997b, 2000) ajoutent une nouvelle structure : la Nappe d'Obarsia.

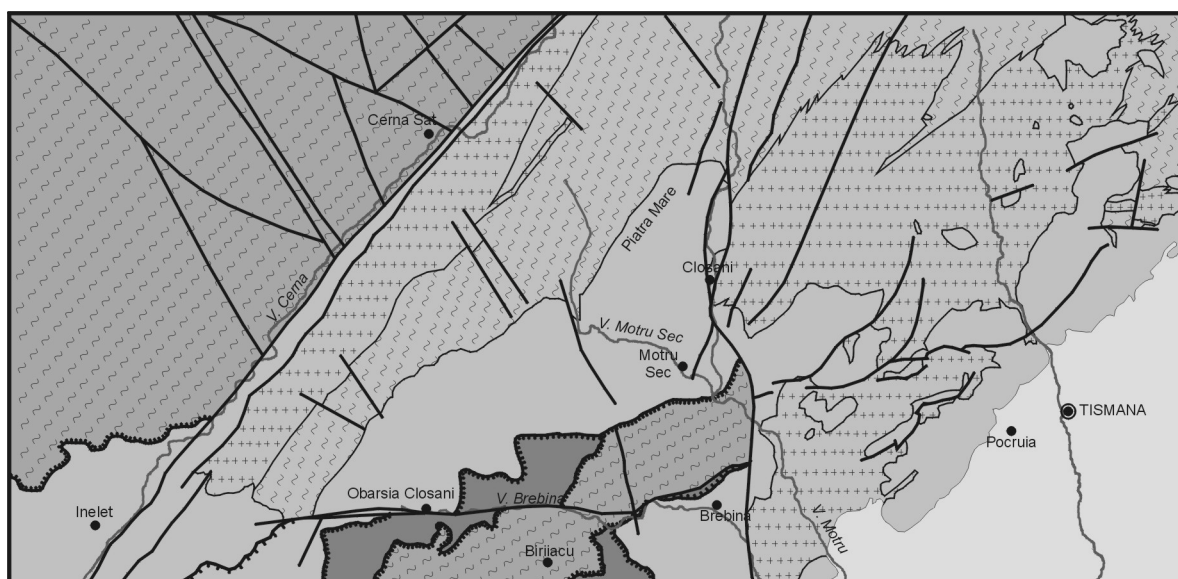
Dans cette étude on optera pour ce dernier point de vue.

La structure des Carpates du sud est assez complexe. Toutes ces structures proviennent de l'évolution à trois entités distinctes : le domaine Gétique, le domaine Danubien et le domaine d'Obarsia. Les deux premiers se caractérisent par la présence d'un socle de type continental tandis que le troisième présente un socle de type océanique (Stanoiu, 1997a, 1997b, Stanoiu & Povara, 2000). Pendant le Crétacé inférieur, quand le domaine d'Obarsia a commencé sa subduction sous le domaine Gétique, à leur jonction est apparu le bassin de Séverin qui présente un socle mixte continental et océanique à la fois.

Du point de vue de la tectogenèse, Stanoiu (1997, 2000) suggère une évolution polyphasée pour la structure des Carpates du sud. Dans un premier temps se mettent en place les nappes du Domaine Gétique, du Domaine d'Obarsia et du Bassin de Séverin pendant la phase orogénique austrienne, suivi dans un deuxième temps par les nappes du Domaine Danubien pendant la phase laramique. Dans cette dernière phase a lieu le chevauchement des nappes anciennes sur les plus récentes.

Dans la zone qui nous intéresse, le Domaine Gétique est représenté par le lambeau de Bahna et celui de Godeanu, qui font partie de la même structure, appelé la Nappe de Godeanu (Conovici et Sabau, 1994) (fig. 1.2).

Pour le Domaine Danubien, dans la zone étudiée il ne présente pas de complications structurales. Au sud de Baia de Arama, sur le Plateau de Ménéhédintzi ont été identifiées plusieurs nappes appartenant au Domaine Danubien : la nappe de Cosustea (Stanoiu, 1996), la nappe d'Arjana (Codarcea, 1940) et la nappe de Cerna-Ilova (Stanoiu, 1997).



Légende:

Le Domaine Danubien

+++++ Granites de Culmea Cernei et de Tismana

~ ~ ~ Les suites métamorphiques de Dragsani et de Lainici - Paius

La couverture sédimentaire

La Nappe Gétique

~ ~ ~ La suite métamorphique de Sebes - Lotru

La Nappe d'Obarsia

■ Dépôts ophiolitiques et sédimentaires

La Dépression Gétique

□ La formation de molasse

Fig. 1.2. Cadre structural schématique (d'après Bercia *et al.*, 1977, Pop *et al.*, 1975).

Dans le cadre de la nappe de Cerna-Ilova, qui constitue en fait les Monts M h dintzi, on reconnaît une autre structure de type chevauchement. Il s'agit de la duplication de Cerna qui se retrouve tout au long des Monts M h dintzi jusqu'au pic Varfu lui Stan. Dans la partie nord des Monts M h dintzi (le massif Obarsia Closani – Piatra Mare) et vers l'est, cette structure ne se retrouve plus.

Les dépôts qui constituent le « Complexe d'Obarsia » et qui ont été considérés comme la base de la Nappe de Séverin, sont désormais attribués à la Nappe d'Obarsia (Stanoiu, 1997a, 1997b, 1997c, 2000). Il s'agit d'une formation de mélange tectonique. La nappe de Séverin ne se retrouve qu'au sud de la localité de Baia de Arama, sur le plateau de M h dintzi.

La géométrie majeure des Monts M h dintzi et du plateau de M h dintzi est dictée par la présence de deux synclinaux et de deux anticlinaux, développés suivant une direction NE-SO. Le versant est de la rivière Cerna constitue l'anticlinal de Varfu lui Stan. Vers l'est se retrouve le synclinal de Bahna, qui a permis la préservation de la nappe Gétique dans son axe (le lambeau de Bahna), suivi, toujours vers l'est, par l'anticlinal de Baia de Arama, qui permet l'apparition des nappes danubiennes. A l'extrémité est on retrouve le synclinal de Portile de Fier (les Portes de Fer) qui porte dans son cœur le lambeau de la nappe Gétique avec le même nom.

Cette structure plissée est affectée par des systèmes de failles profondes, verticales, de type décrochements dextres, parfois avec un caractère de graben, suivant la direction NE-SW. Il s'agit du système de failles de Valea Cernei, de l'alignement de Baia de Arama et du système de Bala.

Dans la partie nord des Monts M h dintzi et du plateau M h dintzi se développe un autre système de failles, rectilignes, profondes, de type décrochements dextres, suivant une direction O-E, transversale à la structure plissée. Au nord, c'est la faille d'Obarsia – Brébina, qui délimite notre zone d'étude sur sa partie sud (fig. 1.2), suivie vers le sud par la faille Izverna - Ponoarele.

Comme accident tectonique majeur, on note aussi dans la l'extrémité nord des Monts M h dintzi (  l'est du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare) la faille de Motru, avec une orientation à peu près NNW-SSE, qui constitue la limite est du massif et, comme on l'a déjà vu cette faille sépare les Monts M h dintzi à l'ouest des Monts Valcan à l'est.

Cette structure en écailles et les failles qui l'affectent ont déterminé l'évolution géomorphologique et le développement du réseau hydrologique de cette région. Comme la couverture sédimentaire est en grande partie représentée par des calcaires, le karst et son

fonctionnement dans les Monts Méhédintzi et le plateau Méhédintzi ont suivi intimement la structure géologique et la tectonique (Povara, 1993, Stanoiu et Povara, 2000)

1.2.2.2. Le domaine Danubien

Le socle cristallin

Les dépôts sédimentaires du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare reposent sur des roches métamorphiques attribuées à la Série de Lainici – Paius, d'âge Précambrien supérieur (planche 1.1, réalisée d'après Bercia *et al.*, 1977 et Pop *et al.*, 1975, avec modifications). Dans cette série ont pu être définies deux ensembles différents. Le complexe quartzitique qui est représenté par une alternance de paragneiss biotitiques, de micaschistes et, de façon prépondérante, de quartzites. Le complexe carbonaté – graphiteux qui consiste en roches de type paragneiss et micaschistes avec du graphite, des calcaires et des dolomies cristallines, des schistes graphiteux et des quartzites.

Dans la partie sud du massif (Padina Lunga, Poiana Mica, Gorganul), les dépôts sédimentaires se développent sur les roches du complexe carbonaté tandis que dans la partie nord (Piatra Mica, Piatra Mare) elles reposent sur le complexe quartzitique.

Toujours attribuée au socle cristallin du Domaine Danubien, la série de Dragsan est représentée principalement par des amphibolites et des gneiss amphibolitiques. Cette série est rencontrée plus vers l'ouest, au contact des granitoïdes de Cerna.

A l'est, le massif est mis en contact par la faille de Motru avec les roches magmatiques regroupées sur le nom de granitoïde de Tismana. Il s'agit de granites massifs ou orientés, de granodiorites et de diorites.

La couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare correspond à trois cycles sédimentaires.

Le cycle paléozoïque

Les dépôts paléozoïques ont été mis en évidence pour la première fois dans cette zone par Stanoiu (1971). Une caractéristique de tous ces sédiments est leur faible degré de métamorphisme (anchimétamorphisme). Dans la partie sud de la zone étudiée, ces dépôts consistent en une suite de phyllites séricitisées, gris-verdâtre avec des intercalations lenticulaires de quartzites sériciteuses. Ces roches ont été regroupées sur le nom de

« Formation de Valea Izvorului ». L'âge attribué à ces dépôts, d'après les fossiles identifiés à la base de la série argileuse est silurien – ordovicien.

Au niveau de la Poiana Mare le Paléozoïque est représenté à sa base, par une suite de microconglomérats et de quartzites, qui reposent en discordance sur le complexe carbonaté de la série métamorphique, suivis par des schistes argileux. L'âge supposé pour ces dépôts est dévonien.

En allant vers le NE, le faciès dévonien est rencontré en dessous de la crête de Gorganu.

Le développement de ces dépôts est discontinu et peut montrer des variations latérales de faciès assez importantes. On retrouve de nouveau les dépôts paléozoïques dans la partie nord du massif, représentés par des conglomérats et des grès laminés, qui constituent la formation de Pietra Closani, d'âge incertain, probablement silurien – dévonien.

Le cycle Jurassique – Crétacé inférieur

Le cycle jurassique – crétacé inférieur commence par la série détritique du Lias, continue sur toute la longueur du massif et repose directement soit sur les dépôts paléozoïques, soit sur la série métamorphique de Lainici-Paius. Il s'agit de sédiments caractéristiques pour un faciès de type continental-alluvial (Lias avec le faciès de Gresten) représentés par des grès quartzo-feldspatiques, des siltites, des argiles et des conglomérats. L'épaisseur de cette série est généralement assez faible, 20 à 50 m, mais peut atteindre localement des épaisseurs considérables (vers 300 m à la Poiana Mare).

La série carbonatée débute par les dépôts du Jurassique moyen (Bajocien-Callovien) qui peuvent couvrir une grande variété de faciès. Ainsi, dans la partie sud du massif sur les grès et les microconglomérats du Lias, reposent des calcaires spathiques gréseux, avec un développement continu et une faible épaisseur (10 à 30 m).

Vers le nord ces dépôts passent aux biosparites, pelsparites ou micrites et même aux dolomies. Plus au nord, au niveau de la Pietra Mare, ces dépôts ne se trouvent plus.

Ensuite, on reconnaît la série Jurassique moyen – Néocomien, rencontrée dans tout le massif et qui présente aussi une grande variété de faciès. Il s'agit surtout des pelmicrites et de calcaires intraclastiques, souvent dolomités suivis par des calcaires gris et blancs (micrites, biosparites), des calcaires cristallins et, parfois par des dolomies. L'épaisseur de ces dépôts est assez constante et ne dépasse pas 100 m.

La série carbonatée la plus développée est celle attribuée au Barrémien – Aptien. Avec une épaisseur remarquable, qui peut atteindre dans cette zone plus de 500 m, ces dépôts sont associés au faciès urgonien. Malgré leur épaisseur, ils sont assez homogènes du point

de vue pétrographique étant représentés en général par des pelmicrites, des biomicrites et des calcaires microsparitiques. Les biohermes sont assez rares et difficilement reconnaissables. Ces calcaires ont un aspect massif, et là où il est possible de reconnaître la stratification, ils se présentent en couches de plusieurs mètres d'épaisseur.

Le cycle Crétacé supérieur

En discordance sur les calcaires à faciès urgonien se retrouvent les dépôts cénomaniens – turoniens. Il s'agit d'une série beaucoup plus détritique, avec un certain caractère de flysch, représentée par des marnes, des calcaires argileux, des siltites et des grès. Ces dépôts sont assez monotones ; ils montrent la même pétrographie et presque la même épaisseur (20-40 m). Par son aspect flyschöide et sa position stratigraphique, cette série est à rapprocher des « Couches de Nadanova » décrites dans le plateau de Méhédintzi.

Le complexe turonien – sénonien vient surmonter la formation présentée plus haut. Ce complexe a un caractère arénito-pélitique et comprend une alternance de grès, de schistes argileux ou marneux et de calcaires argileux. L'aspect de cette suite est typique pour un faciès de wildflysch. L'épaisseur de ce complexe est fortement variable pouvant atteindre entre 100 m et plus de 500 m. Dans cette masse se retrouvent souvent des olistolithes, de dimensions variables, qui sont constitués de calcaires ou de roches ophiolithiques. Remarquable par ces dimensions (~ 2km en longueur et ~ 600 m en largeur) est l'olistolithe de la vallée de Lupsa.

1.2.2.3. Le domaine Gétique

Dans la zone étudiée la nappe Gétique est représentée à l'extrémité nord du lambeau de Bahna. Pratiquement, les derniers affleurements des roches appartenant à cette unité structurale se trouvent sur le versant droit du vallon Calugarul.

La nappe Gétique est représentée seulement par des roches métamorphiques. Il s'agit de la série de Sebes – Lotru, qui comprend principalement des gneiss quartzo-feldspathiques avec biotite. On trouve souvent des paragneiss et des micaschistes avec des lentilles d'amphibolites.

1.2.2.4. La nappe d'Obarsia

Les dépôts qui constituent la nappe d'Obarsia sont ceux du complexe d'Obarsia (Stanoiu *in* Bercia et *al.*, 1977, Stanoiu, 1997b). Il s'agit d'une formation de mélange tectonique qui comprend des roches ophiolithiques (serpentinites, peridotites, gabbros, basaltes, argilites

avec radiolaires et silicolites) (Stanoiu, 1982, Maruntiu, 1987), des schistes cristallins appartenant au socle de la nappe de Séverin, et des roches appartenant aux couches d'Azuga et Sinaia (couverture sédimentaire de la Nappe de Séverin).

Cette formation affleure sous le lambeau de Bahna et elle est très bien développée près de la localité d'Obarsia Closani. Vu le caractère tectonique de ces dépôts, l'épaisseur de la formation varie beaucoup.

1.2.2.5. Structure géologique et tectonique

Du point de vue structural, le massif étudié représente la terminaison nord du synclinal de Bahna (planche 1.2, la géologie d'après Bercia et *al.*, 1977 et Pop et *al.* 1975). Sur le flanc NO affleurent les dépôts du domaine danubien, constitués principalement par la série carbonatée, qui repose sur la série métamorphique du socle précambrien. Dans l'axe du synclinal, se développent les dépôts de la Nappe d'Obarsia et de la Nappe Gétique. Le flanc NO, constitue la ligne de crête du Massif Obarsia Closani – Piatra Mare. Le flanc SE, apparaît au niveau de la localité Baia de Arama à une altitude d'environ 390 m et il est, en bonne partie, couvert par les dépôts alluviaux quaternaires.

Du point de vue tectonique, le massif est délimité au sud par un accident de type décrochement, dextre, qui se développe sur l'alignement Godeanu – Obarsia – Brébina. Cet accident affecte toute la structure synclinale, y compris les dépôts de la Nappe Gétique (lambeau de Bahna) et de la Nappe d'Obarsia, et il est mis en évidence en surface par la vallée de la rivière Brébina. À l'est, la limite du massif est constituée par la faille de Motru, mise en évidence également par la vallée de la rivière Motru.

Une autre faille importante de ce massif, est la faille de Motru Sec qui a permis à la rivière de Motru Sec de traverser la barre calcaire.

Généralement, dans la partie est, prédomine une famille de failles orientées NE-SO, qui est liée à la faille de Motru, tandis que dans la partie Ouest on rencontre une famille de failles orientées NO-SE, très probablement liée au décrochement de Godeanu – Obarsia.

À part ces failles, indiquées aussi sur les cartes géologiques, les prospections de terrain nous ont permis de détailler la configuration tectonique du massif.

D'abord, il faut souligner une caractéristique générale du massif. À l'échelle des affleurements, le massif présente un degré élevé de fissuration, ce qui peut être un indice pour une tectonique intense. À cause de cette fissuration, qui cache tout, la reconnaissance des vraies failles s'avère assez difficile. Cependant, on a pu mettre en évidence quelques failles plus importantes. C'est le cas de la faille de la Vallée Jghiabului, une faille de

décrochement dextre, associée à la faille de Godeanu – Obarsia – Brébina. Cette faille est bien mise en évidence par la pente raide du versant droit de la vallée Jghiabului et peut être suivie jusqu'à la vallée de Dragu.

Une série de failles de moindre importance, toujours avec une orientation O-E et avec un caractère de décrochement dextre, apparaît dans le secteur amont de la vallée de Gorganu et de la vallée Valaul Rau, affluent gauche de la vallée de Gorganu.

Comme allure générale pour le secteur d'Obarsia, on observe une prédominance des failles orientées O-E, associées très probablement à l'accident majeur de Godeanu – Obarsia – Brébina.

Pour le secteur de Piatra Mare, suite à une étude exhaustive de la zone, Diaconu (1978, 1989, 1990) montre l'existence à deux systèmes de fractures : l'un orienté N-S et l'autre orienté ENE-OSO. Dans le secteur de Piatra Mare les failles sont associées plutôt à l'accident tectonique de Motru.

Une attention particulière mérite d'être portée à la zone d'Izvorele, constituée par un lambeau de wildflysch turonien-sénonien resté suspendu sur les calcaires urgoniens. En effet, ce lambeau correspond à un bloc tectonique descendu entre deux failles orientées ENE-ONO.

1.2.3. Le karst

Pour le secteur Piatra Mare, une carte du karst (voir planche 1.3) a été réalisée à partir des données publiées par Diaconu (1978), et complétées avec nos propres observations. Dans l'intervalle 1995-1998, le secteur d'Obarsia a été exploré durant plusieurs campagnes de terrain. La carte résume les observations géologiques et géomorphologiques faites tout au long de 18 km de relevé topographique (à l'échelle 1 :5.000).

1.2.3.1. L'exokarst

La surface calcaire qui affleure dans le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare est d'environ 33 km². L'aspect global du massif, imposé par la structure géologique, est celle d'une barre calcaire développée suivant une direction SO-NE. Tout particulièrement, on retrouve des plateaux dans la zone de Poiana Mica (plateau Vartoape) et en dessous des pics Piatra Mica et Piatra Mare, au niveau de la zone d'Izvorele.

Une première catégorie de relief est imposée par la structure géologique ou la tectonique. Ainsi, on remarque des crêtes et des abrupts imposants développés dans le secteur de

Piatra Mare. Il s'agit de cuestas mises en évidence par l'évolution du réseau hydrographique de la rivière Motru Sec au NO, avec des abrupts qui dépassent 250 m de dénivellation et par le réseau hydrographique de la rivière Motru au N et NE, avec des abrupts moins importants (~ 100-150 m de dénivellation). En effet, la morphologie met en évidence une structure de type terminaison brachysynclinale du secteur Piatra Mare. D'autres cuestas, de moindre importance, se développent dans le secteur d'Obarsia, à l'extrémité SO du massif, le long de la crête de Padina Lunga, et dans la zone du pic Gorganul.

La tectonique impose un autre type de relief. Les vallées qui se sont développées le long des failles présentent des falaises qui peuvent dépasser quelques dizaines de mètres. On peut donner comme exemple la vallée de Jghiabului (partie sud du secteur d'Obarsia) et la vallée de Valaul Rau (partie nord du secteur d'Obarsia).

Dans le secteur de Piatra Mare, la faille de Motru met en contact les calcaires appartenant au massif avec les calcaires qui couvrent le granitoïde de Tismana. La vallée de Motru, qui a emprunté le trajet de l'accident tectonique ayant le même nom, en traversant ces zones calcaires, détermine deux secteurs de gorges.

Sur les zones de plateaux on peut reconnaître encore d'anciens réseaux hydrographiques drainés sur les surfaces calcaires. Il s'agit de vallons secs qui présentent des versants avec des pentes douces. Le profil longitudinal fournit aussi une pente assez douce. Le talweg est souvent plat, caractère dû à la présence de remplissages de décantation. Au cours de l'évolution karstique, la capture souterraine des eaux a contribué à la désorganisation de ces réseaux hydrographiques. Les témoignages de cette évolution sont fournis par les marches antithétiques, les vallées aveugles et les vallées de dolines. Un exemple évident pour ce type de vallons est la vallée d'Izvorele.

Sur le plateau de Vartoape la désorganisation de l'appareil hydrographique est beaucoup plus évidente à cause de la pente des versants, plus faible. Par contre, dans le secteur de Piatra Mare la pente des versants est plus accentuée ce qui a permis un écoulement de surface plus intense et, donc, un appareil hydrographique préservé dans une grande mesure.

La limite des plateaux est déterminée par une ligne qui suit à peu près la courbe de niveau de 850 m. En effet, cette ligne correspond à la limite d'une surface d'érosion. En dessous de cette altitude, les versants des plateaux descendent vite vers les rivières qui les entourent. L'appareil hydrographique présent sur les plateaux se préserve mais il prend un caractère de type torrentiel. Ainsi, les vallons ont un profil longitudinal avec une pente forte, des flancs resserrés et des pentes raides. Sur la carte ce type de vallée a été dénommée vallon encaissé.

Là où l'extension des calcaires n'a pas permis la mise en place d'un plateau (partie sud et nord du secteur d'Obarsia) l'appareil hydrographique de surface est moins évident ou pas du tout existant. Ces zones, avec des pentes accentuées, ne favorisent pas une concentration de l'écoulement de surface.

Sur l'ensemble du massif, on observe une certaine organisation des formes karstiques. Ainsi, les dolines se trouvent plutôt dans les zones de plateau, tandis que dans les zones ayant des pentes accentuées prédominent les lapiés.

Les dolines sont mieux développées sur le plateau de Vartoape. Généralement, elles suivent soit l'appareil hydrographique déjà présenté, soit les lignes de faille. On rencontre une grande variété typologique, mais celles qui prédominent sont les dolines de dissolution et d'effondrement. Leur dimensions peuvent varier de quelques mètres à plus de cinquante mètres de diamètre pour des profondeurs allant jusqu'à 20-30 m.

Dans le secteur de Piatra Mare, les dolines sont moins nombreuses et leur développement le long des vallons ou des failles est plus évident.

Sur les plateaux, on signale la présence de lapiés là où la couverture du sol a été enlevée (les zones de déforestation ou les flancs de dolines).

Dans les zones ayant des pentes plus accentuées (partie sud et nord du secteur d'Obarsia, versant sud de Piatra Mare) les lapiés présentent une variété typologique plus grande et sont plus fréquentes. Là où la couverture du sol a été enlevée sur des grandes surfaces, les lapiés sous-cutanées évoluent vers le type rigole ou intercouche. Leur mise en place est favorisée par la présence des fissures verticales et parallèles par rapport à la direction des couches. Dans un stade avancé d'évolution on rencontre des plaques de roches assez grandes, qui sont totalement désolidarisées ou qui sont suspendues, et qui montrent des rigoles de dissolution sur les deux faces. Dans l'état final, un lapiés de ce type devient un champ d'éboulis, avec des blocs de dimensions très différentes et avec des traces évidentes de dissolution.

A travers toutes ces observations on peut essayer une caractérisation de l'exocarst du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare.

La maturité d'une morphologie karstique peut être jugée à partir de deux indices : le degré de fragmentation de la surface topographique et le degré de désorganisation du réseau hydrographique développé sur la surface calcaire.

De ce point de vue, le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare représente un karst « jeune » ou, plutôt, non-évolué. Même si les formes karstiques (dolines, lapiès, vallons secs, gorges, etc.) sont assez bien représentées, sur l'ensemble du massif la « fragmentation » est faible. De même, le réseau hydrographique développé sur la surface calcaire est encore bien structuré, bien qu'il soit non-fonctionnel dans sa plus grande partie.

La zone la plus évoluée de ce point de vue semble être le plateau de Vartoape.

1.2.3.2. L'endokarst

Dans le cadastre des grottes de Roumanie (Goran,1982) les cavités naturelles sont répertoriées selon le critère d'appartenance à un bassin hydrologique. Pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare, les grottes connues font parties des trois bassins versants distincts : le versant droit de la rivière Motru (code de bassin 2120), le bassin de la rivière Motru Sec (code 2121) et le bassin de la rivière Brébina (code 2124). Sur tout le massif sont connues 114 cavités (grottes et avens) (Goran,1982), respectivement, 52 pour le bassin de Motru, 48 pour le bassin de Motru Sec et 14 pour le bassin de Brébina.

La plupart des grottes se développent sur les versants aux différents niveaux d'altitude. D'habitude, elles sont représentées par des galeries uniques, non fonctionnelles, avec un développement qui dépasse rarement 50 m de longueur. Ce type de cavités est très répandu sur les versants de Motru et de Motru Sec.

Pour le bassin de Motru, les grottes les plus connues sont Pestera Closani et Pestera Vacii. Pestera Closani, avec un développement de 1100 m, est l'une des plus connues en Roumanie. Les concrétions rencontrées dans ces deux galeries sont remarquables non seulement en Roumanie mais aussi à l'étranger. A cause de cela, la Grotte de Closani est l'une des premières grottes de Roumanie qui aient reçu le statut de « réserve scientifique » (en 1959). Depuis, la grotte est sous l'administration directe de l'Institut de Spéléologie « Emile Racovitza ». Au cours du temps la grotte a constitué le sujet de nombreux travaux. Les plus intéressants, ayant trait à son évolution, sont les travaux de Diaconu (1978, 1990). Située à une altitude de 433 m la grotte de Closani, avec ces deux galeries orientées dans une direction générale NO, représente une ancienne émergence karstique qui a drainé à un certain moment le secteur de Piatra Mare.

La grotte de Pestera Vacilor, avec une galerie unique et un développement de 1174 m, est située pratiquement au niveau du talweg de Motru. L'entrée est positionnée dans la partie amont du premier secteur des gorges de Motru. La galerie se développe suivant une direction N-S, parallèlement au versant. La grotte a un fonctionnement temporaire pendant

les périodes de crues. En effet, la grotte de Vacilor correspond à une sorte de méandre souterrain de la rivière Motru.

Les avens ne sont pas très nombreux et se développent surtout sur le versant droit de Motru à la partie supérieure des vallons encaissés. Le plus profond atteint 79 m de profondeur et il se trouve sur le vallon de Foeroaga Ingusta à l'extrémité nord du massif. Certains avens, de profondeur plus faible (> 20 m), se trouvent éparpillés sur le plateau du secteur de Piatra Mare. Ils sont situés soit dans les champs de lapiès, soit au fonds de dolines, constituant d'anciens ponors.

Le bassin de Motru Sec regroupe les cavités qui se trouvent dans la partie sud du secteur de Piatra Mare, mais aussi une partie des grottes qui se développent dans le secteur d'Obarsia – partie nord, et plus précisément sur le versant de la vallée Gorganului et une partie du plateau Vartoape.

Les plus intéressantes sont les grottes de Lazului (3201 m), sur le versant droit, et de Martel (4133 m), sur le versant gauche de Motru Sec. Il s'agit de grottes avec des galeries uniques ou peu ramifiées, partiellement actives (les galeries profondes présentent un fonctionnement permanent). Leur proximité par rapport au talweg de Motru Sec fait que pendant les périodes de crues, les grottes peuvent être totalement inondées.

Les autres grottes connues se trouvent sur les versants, aux différents niveaux d'altitude et, d'habitude, ne dépassent pas 50 m de longueur. Les avens se regroupent, pratiquement en totalité, sur le plateau de Vartoape. La plupart ne dépassent pas 25-30 m de profondeur. Le plus profond atteint 60 m de profondeur. L'ouverture de l'entrée est souvent au fond d'une doline d'effondrement.

Pour la partie sud du secteur d'Obarsia (bassin de Brébina) prédominent les avens. Le plus profond aven de tout le massif se développe dans cette zone (Avenul de sub Godeanu, 114 m de profondeur).

D'un certain intérêt est la grotte Pestera Drumului din Cheia Comoristii (356 m de longueur), qui se trouve à l'extrémité sud du massif, sur le trajet du grand décrochement de Godeanu-Obarsia et qui, apparemment, draine une partie des eaux du ruisseau qui constitue la partie amont de la rivière Brébina.

Etant données toutes ces observations on peut faire une caractérisation du massif du point de vue endokarstique.

Même si le nombre de cavités est assez grand, le rapport nombre de cavités /surface karstique ($114 / \sim 33 \text{ km}^2 = \sim 4 \text{ cavités / km}^2$) indique un faible développement de l'endokarst. De plus, il ne faut pas oublier que la plus part de ces cavités sont de petites dimensions.

Sur le massif, ils n'existent pas de réseaux spéléologiques bien développés. La distribution des cavités est cantonné à des zones préférentielles. Ainsi, le plus grand nombre de cavités se trouvent soit sur les versants des vallées actives soit sur les plateaux.

La partie connue de l'endokarst du massif a un caractère prononcé non fonctionnel.

Les cavités les plus importantes se développent à proximité immédiate d'un écoulement concentré (les rivières Motru et Motru Sec) et leur fonctionnement semble être influencé par ce dernier.

1.2.3.3. Le fonctionnement karstique

On ne peut pas avoir une image complète sur un karst sans prendre en compte son fonctionnement. C'est la dynamique qui permet d'intégrer dans un espace unitaire la morphologie, la configuration spatiale et la structure du karst (Mangin, 1982,1994).

Au niveau du karst, l'unité fonctionnelle est le système karstique (Mangin, 1975) défini comme « ...l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage ».

L'approche systémique du fonctionnement considère le karst comme une « boîte noire » avec des entrées (la pluie, les pertes) et des sorties (les sources karstiques). La configuration spatiale et la structure du karst fonctionnent comme un filtre sur les signaux d'entrée. Ce filtrage va être retrouvé sur le signal de sortie. Donc, une analyse comparative des entrées et des sorties du système va permettre de caractériser d'une certaine façon la structure et la configuration spatiale du système et d'apprécier son degré d'évolution.

Le sens d'évolution pour un fonctionnement karstique est d'assurer un transfert le plus rapide possible entre les points d'entrée et les sorties. Plus le transfert est rapide, plus la configuration spatiale et la structure du karst sont mieux adaptés pour assurer le fonctionnement, plus le karst est évolué. Etant un système ouvert, dissipatif et autorégulé, le système karstique tend vers un état d'équilibre dynamique qui doit assurer le meilleur fonctionnement pour une configuration spatiale et pour les conditions données aux limites du système. Pour atteindre ce point d'équilibre le système évolue grâce à une relation de feedback : le fonctionnement réagit au niveau de la configuration et de la structure du système pour améliorer les paramètres fonctionnels qui vont l'approcher de l'état d'équilibre.

En conclusion, l'analyse systémique du fonctionnement du karst représente une approche qui permet une caractérisation complète et objective, pas seulement sur le fonctionnement mais aussi sur la structure et la configuration spatiale du karst.

Pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare on va essayer de délimiter les systèmes karstiques, ce qui revient à l'identification des relations entre les entrées et les sorties.

Le groupe principal de sources karstiques se trouve au niveau de la localité Baia de Arama. Il s'agit d'un groupe de 43 sources dont 8 sont importantes et permanentes (Goran, 1978) et qui jaillissent sur un alignement partant de la vallée Bulba (environ 2 km au SSO de Baia de Arama) jusqu'à la plaine alluviale de Brébina à environ 2 km au NO de Baia de Arama. Les calcaires qui affleurent ici, constituent le flanc SE du synclinal de Bahna. Les eaux sortent soit directement des calcaires (les sources du sud) soit de façon artésienne dans la plaine alluviale de Brébina (les sources du nord).

Les débits les plus importants sont enregistrés pour les sources du nord (la moyenne pour la période août 1977 - décembre 1983 est de 235 l/s pour la source d'Ovid). Les sources du sud présentent des débits bien moins importants (pour la même période la moyenne est de 11 l/s pour la source Abator) (Rotaru et al., 1995).

Les liaisons entre les pertes sur le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare et les sources de Baia de Arama ont été prouvées par traçages. Ainsi, Slavoaca et al. (1985) mettent en évidence l'existence d'un drainage entre les affluents de droite de la vallée Gorganului et les sources de Baia de Arama. Diaconu (1989) montre l'existence d'un drainage entre les pertes de la zone d'Izvorele et les mêmes sources de Baia de Arama. Dans les deux cas, il s'agit de ruisseaux, avec de petits bassins hydrographiques (débits moyens 2-3 l/s) développés sur les dépôts de wildflysch et qui se perdent de façon diffuse dans le lit au contact des calcaires.

Cette liaison prouvée entre les sources de Baia de Arama et les pertes situées, d'une part, dans le secteur d'Obarsia, et d'autre part, dans le secteur de Piatra Mare, témoigne d'un fonctionnement complexe qui implique les deux secteurs. C'est la raison pour laquelle on a considéré les deux secteurs comme étant un seul et même massif karstique, même si la limite géomorphologique entre les deux secteurs est assez évidente.

L'apport le plus important pour le système est donné par la rivière Motru Sec. Le long de son parcours sur les calcaires, Motru Sec se perd d'une manière diffuse soit en totalité soit en grand partie.

Une autre partie des eaux qui alimentent les sources de Baia de Arama semble être due aux pertes dans le lit de Motru dans les secteurs des gorges au niveau de la localité de

Closani. Les mesures de débit sur la rivière Motru, en amont et en aval des calcaires, montrent une différence significative (Diaconu, communication verbale). Malheureusement, les conditions locales ne permettent pas un traçage et un bilan de débits n'a pas été réalisé.

Etant données ces observations, on peut imaginer pour le système de Motru Sec – Baia de Arama une aire d'alimentation allant de la partie nord du secteur d'Obarsia (incluant probablement une partie du plateau Vartoape) jusqu'à la limite est du massif, la rivière Motru. A cette surface karstique on inclue l'impluvium non karstique de la rivière Motru Sec.

Ce système a fait l'objet d'une étude hydrogéologique, en appliquant l'approche systémique fonctionnel du karst (Rotaru et *al.*, 1995). Comme signaux d'entrée ont été utilisés la pluviométrie et le débit du Motru Sec avant les calcaires. Les signaux de sortie sont représentés par les débits des sources de Baia de Arama.

Les analyses effectuées montrent une faible corrélation entre la pluie et les débits des sources. Par contre, il existe une forte corrélation entre le débit du Motru Sec et les débits des sources. La structure périodique du signal représentant les débits de Motru Sec se retrouve sur les signaux des sources. A cause de cela il est difficile d'interpréter la réponse impulsionnelle du système et, donc, de faire une appréciation précise sur le degré d'évolution du système. Le système présente un écoulement avec deux composantes : une rapide, de faible importance et l'autre lente, très importante.

En conclusion, le système karstique de Motru Sec – Baia de Arama s'avère être un système complexe, de type 2 (systèmes karstiques proprement dit) mais qui présente certaines caractéristiques propres aux *systèmes karstiques contrôlé aux limites* (Marsaud, 1996). On note ici : la profondeur du système imposée par la structure géologique, le fait que l'écoulement ne rend pas compte de façon explicite de la structure du système et le potentiel hydraulique assez faible. Ainsi, on peut imaginer un drain principal, peu développé, qui rend compte de la composante rapide de l'écoulement associé à des systèmes annexes, très développés, qui imposent une composante lente de l'écoulement.

Sur l'ensemble du massif, on peut délimiter d'autres systèmes karstiques, de moindre importance, qui sont collatéraux ou superposés au système de Motru Sec – Baia de Arama. On note que, ce type de situation (systèmes superposés) n'est pas unique dans ce secteur. Immédiatement à l'est du massif, Iurkiewicz & Mangin (1994) ont mis en évidence un cas similaire dans le cadre du système karstique d'Izvarna.

Un système collatéral est celui d'Obarsia situé à l'extrémité sud du massif. La seule source du système se trouve au niveau de la localité d'Obarsia à la base d'une faille parallèle au grand décrochement de Godeanu - Obarsia. Cette source fait l'objet d'une étude

hydrogéologique en cours pour la réalisation d'un captage. Le suivi de cette source a commencé à la fin de l'année 1997. Pour l'instant nous ne disposons d'aucune analyse publiée sur les données de cette source, donc, nous ne pouvons pas faire de réflexions sur sa fonctionnalité et son degré d'évolution.

La limite nord du système doit être établie sur la moitié sud du plateau de Vartoape. A part la perte diffuse le long de la vallée Jghiabului (avec des eaux qui proviennent du petit bassin versant de Poiana Mare), d'autres pertes permanentes ne sont pas connues. Une liaison peut exister entre la rivière souterraine de la grotte Pestera Drumului din Cheia Comoristii et la source, mais cette liaison n'a pas été prouvée.

Dans le secteur amont des gorges de la rivière Motru, au niveau du thalweg, on retrouve un alignement de sources, dont seulement 2 sont permanentes. Les débits sont de l'ordre de quelques l/s (< 5 l/s). Lors des périodes pluvieuses le nombre de sources croît en même temps que les débits.

La position des sources et leurs faibles débits nous font penser qu'il s'agit d'un système karstique superficiel, probablement de type épikarstique, avec une surface d'alimentation restreinte, très probablement restreint au versant droit du Motru (l'extrémité nord du massif). Ces sources n'ont pas été suivies et, donc, nous ne disposons d'aucune information sur leur fonctionnement.

Une situation à peu près similaire se rencontre dans la vallée de Motru Sec, approximativement à 1 km en amont de la localité de Motru Sec. Située 10 m au-dessus, sur le versant gauche, au niveau d'une petite cavité, jaillit une source à faible débit (< 1 l/s), qui peut croître significativement pendant les périodes pluvieuses. Etant donnée sa position et son débit, on est sensé croire qu'il s'agit d'un système superficiel, très probablement de type épikarstique, avec une aire d'alimentation restreinte.

A travers toutes ces observations, certaines conclusions s'imposent sur le fonctionnement karstique du massif d'Obarsi Closani – Piatra Mare.

Le massif révèle un fonctionnement complexe déterminé par l'existence de plusieurs systèmes karstiques, plus au moins importants, collatéraux ou superposés. Le principal système est celui de Motru Sec. Il s'agit d'un système binaire avec un fonctionnement complexe imposé en grande partie, par les conditions aux limites. Le fonctionnement du système rend compte d'une structure, développée seulement au niveau de la zone noyée, avec un drain peu développé et des systèmes annexes importants. Les seuls regards vers le système de Baia de Arama – Motru Sec sont les grottes de Lazului et de Martel.

Aux extrémités du massif, suivant les niveaux de base locaux, se développent des systèmes collatéraux (cas d'Obarsia) ou des systèmes superficiels superposés (cas des sources de Motru). Des systèmes superficiels superposés peuvent apparaître aussi à la base des surfaces calcaires assez développées, suspendues par rapport au niveau de base local, alimentées par l'infiltration et utilisant probablement d'anciennes structures karstiques (cas de la source amont du village de Motru Sec).

1.2.2.6. Les plans de drainage

Le fonctionnement de type karstique suppose le drainage souterrain de l'eau par l'intermédiaire d'une structure hiérarchisée de vides. Ce caractère fait du karst un type spécial d'aquifère, avec une anisotropie évidente. Pour ce mettre en place, la structure du karst va utiliser les chemins indiqués par la structure d'aquifère fissurée de la roche. Cette structure est déterminée par la distribution de tous les éléments de nature tectonique, antérieurs à la karstification, susceptibles d'assurer une circulation de l'eau.

Pour l'étude des systèmes karstiques, on voit immédiatement l'intérêt de connaître cette structure de drainage possible. La méthode qui permet de connaître les plans de drainage et celle des tectoglyphes et elle a été mise au point par Adolfo Eraso (Eraso, 1983, Eraso *et al.* 1983) qui l'a utilisée avec succès dans des zones très différentes (Eraso, 1983, 1986a, 1986b, Eraso *et al.*, 1983, Eraso & de Lima, 1989).

Nous avons appliqué cette méthode pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare dans le but d'avoir une idée plus précise sur les directions de drainages sur le massif et d'ajouter des informations complémentaires à celles obtenues par les méthodes classiques.

Les bases de cette méthode reposent sur le fait que les drainages vont suivre les directions correspondantes aux fissures ouvertes, c'est à dire aux fissures de tensions. Le but de la méthode est de retrouver les plans qui contiennent la composante principale et la composante intermédiaire de l'ellipsoïde des déformations (sachant que les fissures de tensions sont contenues dans ce plan).

Dans un bloc calcaire, qui a subi des contraintes tectoniques, les éléments tectoniques (tectoglyphes) qui peuvent donner des informations sur les composantes de l'ellipsoïde des déformations sont : les stylolites, les fissures de cisaillement et les veines de calcite. Ainsi, les stylolites étant dus à des processus de dissolution sous pression, le plan du stylolite est généralement perpendiculaire à la composante principale. Dans tous les cas, la direction des pics qui se trouvent sur un plan de stylolites est toujours parallèle à la composante principale.

Les fissures de cisaillement se développent toujours sur des plans inclinés à 30-40° par rapport au plan principal de l'ellipsoïde des déformations.

Pour le karst, les veines de calcite, rectilignes, avec un développement assez important (au moins quelques mètres) représentent, en fait, des fissures de tensions, ouvertes, qui ont été remplis par de la calcite. Donc, le plan de la veine correspond au plan de l'ellipsoïde qui contient la composante principale et la composante intermédiaire.

En mesurant sur le terrain ces types de tectoglyphes, on peut par la suite reconstituer l'ellipsoïde des déformations et, donc, on peut connaître l'orientation du plan principal, ce qui constitue le plan de drainage le plus probable.

La méthodologie de traitement des données primaires n'est pas simple. Grâce à des logiciels conçus par l'équipe d'Eraso ce traitement est fait automatiquement. Pour chaque station, les mesures sont prises deux par deux (le regroupement deux par deux est appelé conjonction ; les types des conjonctions possibles sont : veine-faille, veine-stylolite, stylolite-faille et faille-faille) et ne sont retenues que celles qui respectent la contrainte d'orthogonalité entre les composants qu'elles indiquent. Ainsi, pour chaque station on obtient une (ou plusieurs) directions possibles de drainage.

Au niveau du massif, toutes ces directions sont cumulées et classées. On obtient un histogramme avec toutes les directions de drainage possibles. Les classes modales de cet histogramme indiquent les directions les plus probables de drainage sur le massif et la valeur de la classe indique sa fréquence. Pour vérifier ces résultats, on peut comparer les directions des galeries de réseaux spéléologiques du massif étudié avec les résultats obtenus par la méthode de tectoglyphes. Cette comparaison se fait par l'intermédiaire d'un test statistique (Kolmogorov) qui indique l'écart entre les deux séries de données. Cet écart est exprimé en terme de degré de précision ou d'erreur maximale de prédiction.

La méthode a été utilisée pour l'étude des plusieurs karsts d'Espagne (Eraso, 1986a, 1986b). La précision de prédiction est supérieure à 95% pour tous les karsts étudiés. D'autres applications de cette méthode ont été faites sur le massif de la Pierre Saint Martin (Eraso *et al.*, 1983) et sur le karst en quartzite de la zone Minas Gerais (Brezil) (Eraso & de Lima 1989). La précision de la prédiction est toujours supérieure à 90%. La méthode a été utilisée par l'équipe de Moulis dans le Larzac, dans le Quercy, dans les Pyrénées et dans la Montagne Noire, toujours avec succès. Ces résultats nous ont encouragé à utiliser cette méthode pour les massifs étudiés.

Pour le massif d'Obarsia-Closani – Piatra Mare on a fait des mesures en essayant de couvrir le plus possible la surface du massif. Le choix des stations n'a pas été facile vu le

degré accentué de fissuration du massif. On a pris des mesures au niveau de 13 stations tout le long du massif (8 sur le secteur d'Obarsia et 5 sur le secteur Piatra Mare). Pour avoir une image plus synthétique de la distribution des plans de drainage on a regroupé les résultats des stations voisines sur une même représentation. Dans le même temps, un histogramme global sur tout le massif a été réalisé. Les graphiques sont de type diagramme en rosette (planche 1.3) et de type histogramme (fig. 1.3.).

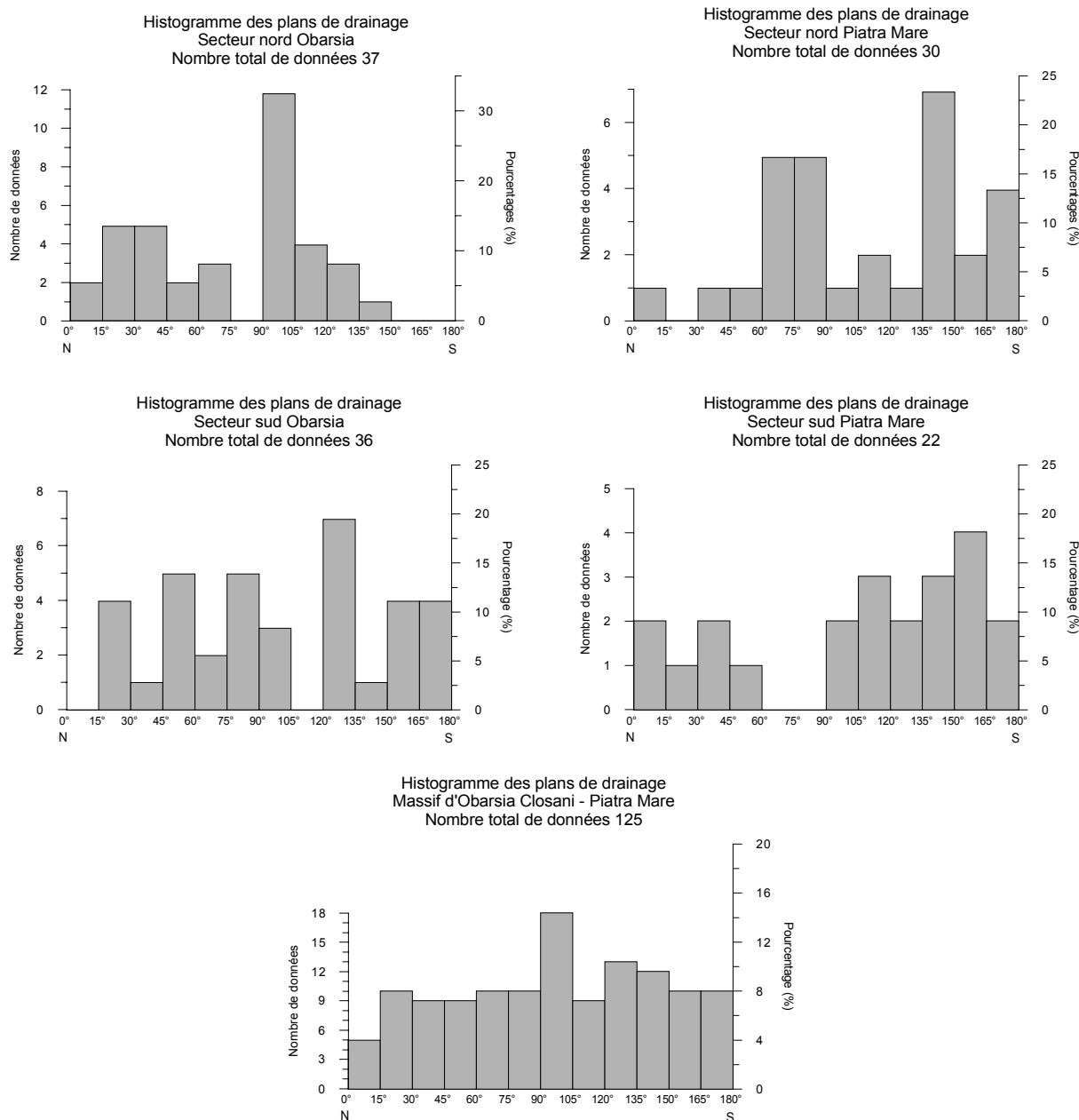


Fig. 1.3. Les histogrammes des plans de drainage pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare.

Pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare on ne connaît pas des grands réseaux spéléologiques pour faire une comparaison avec les directions de galeries, donc on ne peut pas calculer un degré de précision pour la prédiction. La comparaison peut se faire malgré tout avec les drainages prouvés par traçage.

A première vue, on remarque une distribution hétérogène des plans de drainage sur le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare. C'est à dire qu'on ne retrouve pas les mêmes directions à toutes les stations.

Pour le secteur sud d'Obarsia on observe une certaine dispersion des directions de plans de drainage. La direction principale est $\sim 125^\circ$ N suivie par des directions $\sim 50^\circ$ N et $\sim 80^\circ$ N. Un pourcentage significatif présentent les plans de drainage regroupés entre les directions $\sim 150^\circ$ et $\sim 180^\circ$ N. La dispersion de la distribution des plans de drainage pour ce secteur indique la possibilité d'avoir des drainages suivant des directions très différentes : aussi bien suivant une direction N-S, du plateau Vartoape, que suivant une direction \sim O-E, de la grotte Pestera Drumului din Cheia Comoristii, or suivant une direction \sim NO-SE, du Plateau Padina Lunga et de la Vallée Jghiabului.

Pour le secteur nord d'Obarsia, les plans de drainage suivent une direction très marquante, orientée $\sim 110^\circ$ N. Un autre regroupement, plus faible comme pourcentage, se retrouve au tour d'une direction $\sim 30^\circ$ N. Ces observations indiquent un très probable drainage des pertes de la vallée de Gorganului vers le drain principal du Motru Sec, située quelque part vers l'est.

Dans le secteur nord du Piatra Mare, les plans de drainage suivent deux directions très nettes. La principale direction est orientée $\sim 140^\circ$ N. Ces plans de drainage sont probablement responsables pour le drainage des pertes du Motru vers les sources de Baia de Arama. Les autres plans de drainage se regroupent autour d'une direction $\sim 75^\circ$ N, fait qui peut expliquer un drainage du versant E du secteur Piatra Mare vers les sources qui se trouvent dans le thalweg de Motru.

La distribution des plans de drainage pour le secteur sud de Piatra Mare montre une certaine homogénéité. On reconnaît une direction principale suivant une orientation $\sim 150^\circ$ N. Cette direction vient renforcer la direction prouvée par traçage entre les pertes de Motru Sec et les sources de Baia de Arama.

A l'ensemble du massif, l'histogramme montre une très grande homogénéité pour la distribution des plans de drainage. La seule direction qui se met en évidence est orientée $\sim 100^\circ$ N, ce qui correspond à peu près à la direction générale du drainage sur le massif. La composante rapide de l'écoulement, mise en évidence par Rotaru et *al.* (1995), suit

probablement cette direction. La grande homogénéité de la distribution des plans de drainage peut se traduire par l'existence d'un karst noyée avec des systèmes annexes anastomosées. Cela pourrait expliquer la composante lente de l'écoulement dans le système.

Au niveau du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare, même si on ne dispose pas de grands réseaux spéléologiques qui permettraient une comparaison directe, la distribution des plans de drainage confirme en grand les observations d'ordre hydrodynamique qui caractérisent le fonctionnement du système karstique de Baia de Arama.

1.2.4. Relation géologie – karst

Les différents aspects du karst analysés montrent que pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare on est en présence d'un karst jeune ou peu évolué. La structure exokarstique comme celle endokarstique mettent en évidence cet aspect. En ce qui concerne le fonctionnement du karst, les observations faites sur les systèmes karstiques du massif, montrent un fonctionnement complexe. Le principal système, celui de Motru Sec – Baia de Arama présente les caractéristiques d'un karst noyé. Pour l'ensemble du massif on peut dire que le karst a eu du mal pour se mettre en place.

L'intensité de la karstification est déterminée par la relation entre la « résistance » opposée à la karstification et le potentiel de karstification. Pour le massif, à première vue, on dirait que la résistance a été trop grande. En effet, les deux termes de la relation doivent être pris en compte pour expliquer l'état actuel du karst.

En essayant d'expliquer cette situation, on observe que si on prend les deux secteurs du massif à part, ils représentent des karst unaires pour lesquelles le fonctionnement de type karstique a des difficultés pour se mettre en place.

Le fonctionnement de type karstique apparaît au moment où le déficit de l'eau est remplacé par un apport concentré, qui dans notre cas est constitué par toutes les pertes diffuses des rivières ou des ruisseaux sur le massif, la principale étant celle de Motru Sec. Dans l'ensemble des facteurs qui déterminent le potentiel de karstification, on peut imaginer que le déficit pluviométrique, a côté, très probablement, d'un gradient hydraulique faible, a dû influencer l'état actuel du karst.

Comme la pluviométrie n'est pas une caractéristique locale, on doit retrouver des situations similaires. C'est le cas pour le système Zaton-Bulba, pour le système Epuran-

Topolnita et les exemples peuvent continuer sur la bordure sud de Carpates Méridionales. Des systèmes unaires, avec un impluvium non-karstique peu ou pas du tout développé, peuvent exister, sous réserve de la présence d'une surface karstique grande et continue. C'est le cas des systèmes karstiques développées dans les Monts Ménéhédintzi (Povara, 1993).

Toutes ces observations nous font penser que pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare le potentiel de karstification a du joué le rôle primordial dans l'état actuel d'évolution du karst.

Pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare le fonctionnement de type karstique est assuré par le système Motru Sec – Baia de Arama. Il s'agit d'un système binaire ayant comme principale source d'alimentation la rivière Motru Sec. Le type de système noyé, développé en profondeur est déterminé, d'un part, par le faible potentiel hydraulique, et, d'autre part, par la structure géologique du massif. A part cela, un rôle important dans la fonctionnalité du système semble être déterminé par les plans de drainage.

En conclusion, pour le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare, vu l'état de l'évolution du karst, il est difficile de mettre en évidence une influence de la géologie. Le karst peu évolué n'est pas nécessairement le résultat d'une grande « résistance » opposée par la géologie. Le potentiel de karstification a dû joué un rôle important.

Pour les systèmes fonctionnels actuels, les éléments qui semblent avoir une influence sont la structure géologique et la distribution des plans de drainage, c'est à dire les éléments qui déterminent les propriétés d'aquifère fissurée et les propriétés géométriques du milieu karstique.

1.3. Le massif d'Arbas

1.3.1. Situation régionale et description orohydrographique

Situé à environ 70 km au sud de Toulouse, à la limite des départements de la Haute Garonne à l'ouest et Ariège à l'est, le massif d'Arbas fait partie du premier relief important des Pyrénées : les Pré-Pyrénées (voir fig. 1.3).

Prolongeant vers l'ouest le massif de l'Estellas, le massif d'Arbas se développe au nord de la vallée de la Bouigane et à l'est de la vallée de Ger.

La limite sud du massif est constituée par la ligne de crête qui part du Col de la Croix de Guéret (1217 m) et passe par les sommets de Cornudère (1561 m), Tuc de Tucol, Cap des Têches, Tuc de Haurades et culmine avec le Pic de Paloumere à 1608 m d'altitude.

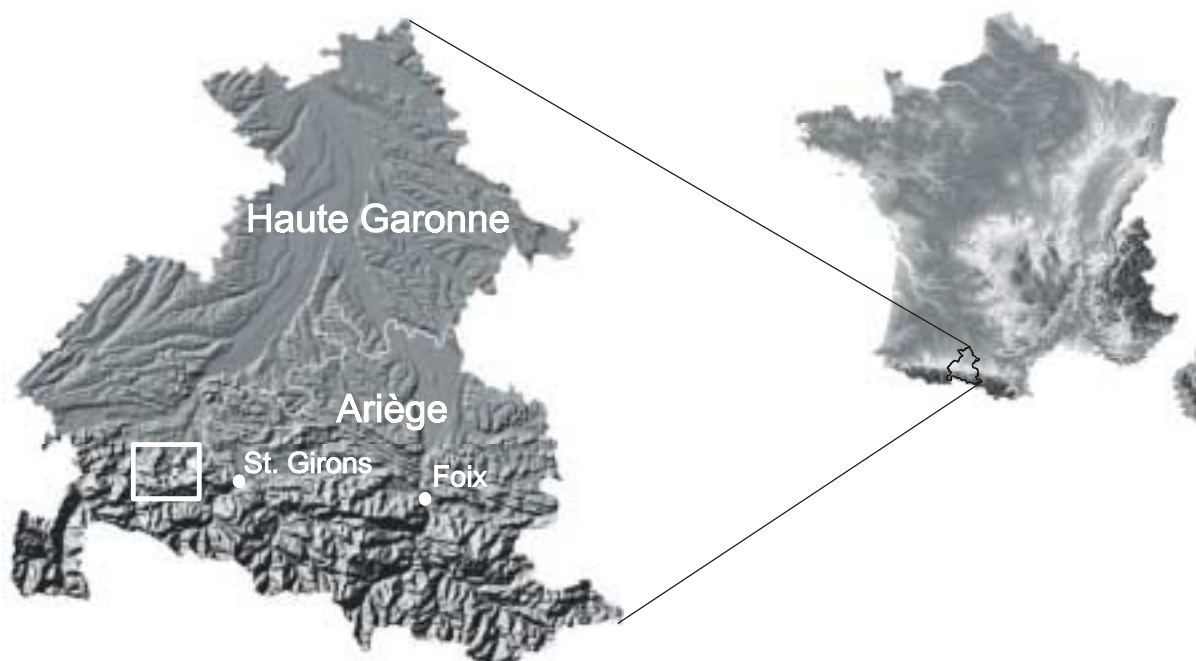


Fig. 1.3. Localisation géographique de la zone étudiée.

Vers le SO le massif inclut le bassin versant du ruisseau de La Bareille. La limite passe par le Col du Portet d'Aspet vers le Tuc Desse, descend dans la vallée du Ger pour remonter vers la Montagne de Pouech et redescend vers le Ger au niveau du hameau de la Henne Morte. De ce fait tout le bassin d'alimentation de la source du Lac Bleu est inclut dans le massif d'Arbas (Bakalowicz, 1988).

En partant du Pic de Paloumère, la limite du massif se continue vers nord par le Plan de Liet jusqu'au Col de Hougas d'où elle descend sur la vallée de Planque pour arriver à Arbas.

La limite est du massif part du Col de la Croix de Guéret dans la Vallée de Surgeint pour rejoindre la vallée de Planque au niveau de la localité d'Arbas.

1.3.2. La géologie

1.3.2.1. Contexte géologique régional

Conformément aux nouvelles interprétations, la structure générale des Pyrénées comporte un axe de symétrie qui est représentée par une zone de failles profondes, décrochantes, regroupées sous le nom de « la faille nord-pyrénéenne ». En effet, il ne s'agit pas d'une seule faille (Chokroune, 1976) mais d'un complexe de failles, avec une orientation O-E, réunies sous ce nom (Souquet et *al.*, 1977).

Par rapport à cette zone de failles, qui a joué le rôle primordial dans la tectogenèse des Pyrénées, ont été identifiés plusieurs secteurs structuraux. Ainsi, au sud est identifiée la Haute Chaîne Primaire (Souquet et *al.*, 1977, Peybernes et Souquet, 1984) constituée par les structures en éventail de la marge active du craton ibérique. Cette dénomination a été préférée à celle de Zone Primaire Axiale parce que, en effet, elle ne représente pas le vrai axe de la structure et son utilisation peut amener à des interprétations fausses. Le véritable axe structural est représenté par la Zone Interne Métamorphique, développée immédiatement au nord de la zone de failles nord-pyrénéennes. Il s'agit de la zone labile entre les deux cratons, où, sur une croûte amincie, se sont déposés sur une épaisseur allant jusqu'à 4000 m, des sédiments en faciès de flysch. Ces dépôts, d'âge crétacé supérieur, avec leur substrat ont subis un métamorphisme de haute température et de basse pression (Azambre et *al.*, 1991). Le métamorphisme est lié à un fort gradient de température, du à l'amincissement de la croûte dans un contexte structural transcurrent (Azambre et *al.*, 1991).

Vers le sud, les Zones Méridionales peuvent être regroupées en trois grandes structures : les Ecailles Bordières de la Haute Chaîne Primaire, la Haute Chaîne Primaire et le Craton sud-pyrénéen et sa couverture.

Au nord de la Zone Interne Métamorphique sont décrites les Zones Septentrionales (Souquet et *al.*, 1977). Dans les Zones Septentrionales on reconnaît deux grands ensembles structuraux : les Zones Nord-Pyrénéennes et les Zones Sous Pyrénéennes.

Entre la Zone Interne Métamorphique et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (la limite nord de la zone nord pyrénéenne) se délimitent plusieurs unités structurales (voir fig. 1.4) (Souquet et *al.*, 1977, Debroas, 1978, Peybernes et Souquet, 1984) : la Zone Ultracommingeoise, la Zone Commingeoise, la zone Ariègeoise et la zone Subariègeoise.

Le massif d'Arbas fait partie de la Zone Ultracommingeoise, à la limite de la Zone Interne Métamorphique vers le sud et de la Zone Commingeoise vers le nord.

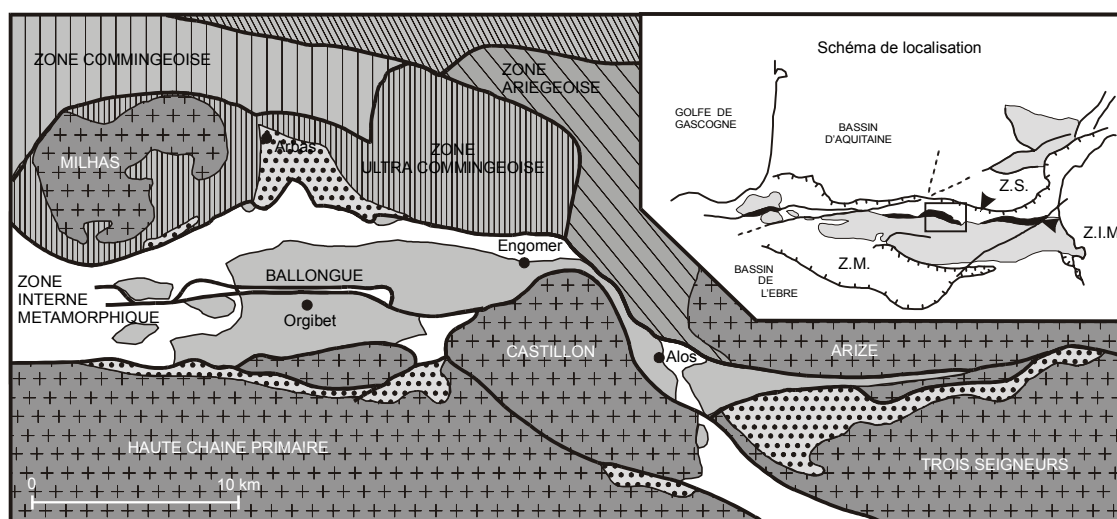


Fig. 1.4. Encadrement régional structural de la zone étudiée (d'après Debroas, 1978).

Longtemps la tectogenèse des Pyrénées a constitué un sujet de discussions. En essayant de faire le point sur les théories les plus nouvelles il faut remarquer plusieurs faits généralement reconnus.

La genèse des Pyrénées est intimement liée à la zone des failles Nord Pyrénéenne, représentées par des failles avec une orientation O-E, décrochantes senestres. Ces failles se suivent en échelon depuis le bord atlantique jusqu'à la Méditerranée. A ces failles s'ajoute un système d'accidents tectoniques, normal, d'orientation SO-NE. Ce jeu de failles est responsable de la mise en place de bassins de sédimentation triangulaires, de type *pull-apart* (Debroas, 1978, Peybernes et Souquet, 1984, Debroyas, 1985, Debroyas, 1987).

Donc, il semble que les Pyrénées se soient mises en place à la suite d'une rotation antihoraire de la plaque Iberique associé à un décrochement senestre sur une direction O-E (Debroas, 1987).

1.3.2.2. La Zone Ultracommingeaise

La Zone Ultracommingeaise est constituée par une série de blocs primaires, de forme amygdaloïde, qui font partie du socle, et qui ont été expulsés avec leur couverture sédimentaire vers l'extérieur. Du point de vue structural, ces massifs primaires représentent des anciens horsts développés sur un système fractural tardihercynien, repris dans l'orogénèse pyrénéenne. Actuellement, ces blocs se trouvent déracinés, en position chevauchante sur les unités présentes au nord.

Dans la zone d'étude (planche 1.4.), le socle est représenté par le petit massif primaire de Milhas.

Socle Primaire

Le massif de Milhas est constitué par des dépôts métamorphiques, d'âge paléozoïque, généralement représentés par des micaschistes.

Couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire du massif de Milhas couvre trois grands cycles sédimentaires (Le Pochat, 1970, Debroas, 1976).

Le cycle **permo-triasique** consiste dans une série de grès, schistes rouges et poudingues continuée avec des marnes et argiles (Le Pochat, 1970). A ces sédiments s'associent des ophites (au N de Pène Nère et à Herran). Les dépôts du cycle permo-triasique ont un développement assez réduit, ils peuvent être rencontrés dans de petits secteurs sur le massif de Milhas.

Le cycle **jura-crétacé** a un caractère prédominant carbonaté, qui est le siège d'une importante karstification dans le massif d'Arbas.

Le cycle débute avec le Lias inférieur caractérisé par une alternance de dolomies, de brèches et de calcaires, avec une épaisseur qui sur la vallée de Planque vers Plan de Gaule ne dépasse pas 60 m. Pour le Lias moyen et supérieur, la série sédimentaire prend un caractère plutôt détritique, représenté par des calcschistes, des marnes et des argiles. Cette série ne se retrouve pas sur tout le massif, ce qui veut dire, qu'à cette époque, le massif de Milhas constituait un haut-fond.

Le jurassique moyen et supérieur est représenté par une série ayant un fort caractère dolomitique. A l'extrémité ouest de la couverture du massif de Milhas, cette série à prédominance dolomitique comprend, aussi des alternances de calcaires, de brèches ou de marnes. Dans la partie nord, au niveau de Pène Nère ou de la vallée de Planque, sur les

dépôts du Lias on retrouve une série seulement dolomitique, noire, parfois brèche, qui correspond au Jurassique moyen.

Le Kimméridgien commence par une brèche à éléments dolomitiques, assez épaisse (~20m) qui constitue un niveau repère sur tout le massif. Suivent des calcaires, des calcaires argileux et des dolomies, pour arriver à une brèche à éléments anguleux et à un niveau de dolomies grises, fines. Ce dernier niveau est attribué au Portlandien. Sur la Vallée de Planque le Jurassique supérieur semble être en grande partie dolomitisé.

La série carbonatée du Crétacé correspond à deux termes distincts séparés par un épisode marneux. Le Néocomien est représenté par une alternance de calcaires qui débutent avec une brèche polygénique. L'épaisseur du terme néocomien peut atteindre parfois 170 m, mais il n'est pas développé sur tout le massif.

Sur les calcaires néocomiens se retrouve l'horizon marneux dénommé, d'après certains auteurs, « marnes de Sainte Suzanne ». Pour éviter les confusions avec les dépôts des Pyrénées Occidentales, est de plus en plus utilisée la dénomination de « marne à Deshayesites ». Il s'agit des marnes bleutées qui sur les surfaces d'altération présentent une couleur jaunâtre. L'âge attribué à ces dépôts est Bédoulien. Elles présentent souvent des variations latérales de faciès, vers des calcaires argileux, et leur épaisseur n'est pas constante et elles peuvent disparaître complètement. Sur le massif d'Arbas, à part les affleurements décrits en contrebas du Plan de Liet et sur le versant gauche de la vallée de Planque, on a mis en évidence leur présence sur le vallon de la Coume Auère. Cette observation, indiquée sur la carte géologique, est assez importante dans le contexte de l'évolution karstique de la zone, qui sera discuté plus tard.

La série carbonatée de la couverture sédimentaire de Milhas se ferme avec la série des calcaires urgoniens (Aptien supérieur – Albien inférieur). Il s'agit de calcaires périrécifaux, massifs, qui ont un développement assez discontinu. Dans la zone étudiée, ils affleurent au niveau de Plan de Liet et sur toute la crête de la Henne Morte, où ils reposent sur les marnes à Deshayesites. Plus bas, ils constituent le rocher de Pène Blanche.

Le cycle **crétacé supérieur** de la Zone Ultracommingeaise, appelé aussi « flysch à Fucoïdes » est composé par deux séries sédimentaires (Debroas, 1976). La série de transition, d'âge cénomanien-turonien est représenté par une succession qui débute avec un niveau brèche (formation de Cap de Millot) suivi par des marnes et des grès (formation de La Cape) et, finalement, par une alternance de marnes silteuses et de calcaires associés localement à des grès ou des conglomérats (formation de La Pinte).

La série d'âge turonien-coniacien, qui constitue le « flysch à Fucoïdes » proprement dit, est représentée par la formation de Montagnat, caractérisée par une alternance irrégulière de calcaires, de marnes, de grés et de conglomérats.

Le cycle crétacé supérieur est complet développé à l'est de la localité d'Arbas. Sur le massif d'Arbas, on retrouve seulement la série de transition, condensée, au niveau de la Coume Ouarnède, de Cap des Têches, du Tuc de Haurades et du Tuc de la Casse. Dans ces zones sont décrites les formations du Cap de Millot (niveau brèche), qui arrivent sur le versant gauche de la Coume Ouarnède (plusieurs entrées amont du réseau spéléologique se trouvent dans cette formation), suivie par la formation de La Pinte, représentée par des niveaux calcaires (à Pithonelles) et, parfois, de grés.

1.3.2.3. La Zone Interne Métamorphique

Au sud de la couverture sédimentaire du massif de Milhas se développe la Zone Interne Métamorphique qui occupe le massif d'orientation E-O, sur un alignement partant du Col de la Croix de Guéret vers le Tuc de Haurades. Vers l'ouest la limite descend sur le vallon de Rieussec pour arriver et traverser, toujours dans une direction à peu près E-O, la vallée du Ger.

Les dépôts représentent l'équivalent métamorphisé de la série carbonatée anté-flysch. Les limites lithologiques entre les différents termes de cette série ne sont pas toujours évidentes. Le métamorphisme est de type haute température – basse pression qui est essentiellement syntectonique (Choukroune, 1976, Debroas, 1987, Azambre *et al.* 1991), associé à un gradient géothermique élevé dans les conditions d'un contexte structural instable. Les carbonates jura-crétacés se présentent comme des marbres, plus au moins cristallisés, avec des minéraux de néoformations tel que les scapolites et la phlogopite, qui s'inscrivent dans la zone à biotite comme domaine de métamorphisme (Choukroune, 1976).

Plus au sud se retrouvent les dépôts du « flysch ardoisier » (Debroas, 1976) mais qui ne présentent pas d'intérêt pour cette étude.

Tout le long de la ligne tectonique qui sépare la Zone Interne Métamorphique de la Zone Ultra Commingeoise, à partir de Herran, vers Sougasse, le Tuc de Haurades et Rieussec on rencontre des roches effusives (ophites) ou provenant du manteau (Iherzolites). De même, ce type de roches se trouve dans le secteur ouest, sur l'axe de la Zone Interne Métamorphique (les zones de Mont Noir et Tuc de Desse).

1.3.2.4. Les terrains récents

Au nord et à l'ouest de la localité d'Arbas se développent des dépôts attribués au Pliocène (Lagasque, 1971, cité par Bakalowicz, 1988). Il s'agit de sédiments argilo-sableux et argileux, qui renferment des galets de grès et de quartzites.

Un développement assez important est représenté par les dépôts de type glaciaire (Debroas, 1976, Puyoô, 1976, Bakalowicz et al, 1980, Bakalowicz, 1988). Ces dépôts morainiques sont très bien conservés dans le vallum morainique frontal au niveau de Mariarouch. D'autres présences sont comptés sur la vallée d'Escatelle, au niveau de La Baderque, sur le flanc nord du Cap de Teches, au nord de Tuc de Haurades et au col de Heretchos. Ces dépôts montrent bien l'existence d'un petit appareil glaciaire sur le massif d'Arbas qui a eu une grande influence sur la mise en place du karst (Bakalowicz et al., 1980, Bakalowicz, 1988).

1.3.2.5. Structure géologique et la tectonique

La couverture sédimentaire du massif primaire de Milhas est en disposition synclinale (planche 1.5). La zone de Pène Nère représente la terminaison brachisynclinale de ce pli. Vers l'est et le sud-est, la structure se continue suivant un flanc de synclinal avec un pendage vers SE (Le Pochat, 1970, Debroas, 1976).

La Zone Ultracommingeaise est séparée de la Zone Interne Métamorphique par un accident tectonique important (la faille de Fontaine de Plaède – Fontaine de l'Ours) avec une direction légèrement SO-NE. Cette faille correspond au Front Interne septentrional.

Sur ce front se retrouvent des unités structurales qui appartiennent à la zone Ultracommingeaise et qui ont été regroupées sous le nom *des écailles méridionales* (Debroas, 1976) et qui comportent les écailles du Mail de Peyreguille, du Planot de Loubat, du sud du Cap de Milot et de la Vallée de Surgeint. Il s'agit de calcaires et de marnes du Crétacé inférieur qui chevauchent le massif de Milhas ou sa couverture sédimentaire.

Dans la Zone Interne Métamorphique, Debroas (1976) délimite deux tronçons : celui de Ballongue et celui de Castillon. La zone étudiée se retrouve dans le secteur NO du tronçon Ballongue. La structure plissée majeure est le synclinorium d'Audresein. La partie nord de cette structure est l'anticlinal de La Baderque, constitué par des dépôts secondaires, anté-flysch, métamorphisés. Toujours sur le front interne septentrional, qui délimite au nord l'anticlinal de La Baderque, se retrouvent les Ecailles Frontales Septentrionales qui appartiennent à la Zone Interne Métamorphique et qui sont constituées par des roches

effusives (ophites –Rieussec), des roches de manteau (lherzolites –Tuc de Haurrades) ou du socle primaire avec la série réduite du Flysch Ardoisier (Sougasses).

Au sud et vers l'ouest, les structures rencontrées représentent la partie occidentale du synclinorium d'Audressein, notamment le replis anticlinal du Mont Noir et la terminaison occidentale du synclinal d'Audressein, qui comportent les terrains épimétamorphiques de la série anté-flysch et le flysch ardoisier (dans la Coume de Bach). Toujours au sud et vers l'ouest, on retrouve les structures appartenant aux *Écailles Médianes*, qui consistent en roches métamorphiques secondaires anté-flysch associées, la plus part du temps, à des ophites et des lherzolites. Il s'agit des écailles du Tuc de Desse et de Portet d'Aspet.

Au niveau des fractures, à part l'accident majeur que constitue le Front Interne Septentrional et qui représente, en effet, la marge NO du bassin triangulaire de la fosse de la Ballongue (Debroas, 1987), les structures géologiques sont affectées par plusieurs systèmes de failles. Le plus important sur le massif d'Arbas est le système orienté NE – SO, qui semble être relié au grand décrochement de la Fontaine de l'Ours ; il en existe un autre d'orientation à peu près N-S, de moindre importance.

Debroas (1976) et Puyoô (1976) ont fait des mesures microtectoniques à plusieurs endroits sur le massif d'Arbas. Les diagrammes montrent des directions NNE-SSO pour les décrochements (parallèles à la faille de la Fontaine de l'Ours) et des directions NS ou NE-SO pour les fissures de tension.

Très brièvement, on va présenter les traits générales de l'évolution géologique de la zone Souquet *et al.*, (1977) identifient 5 cycles majeurs dans l'évolution des Pyrénées. Dans le cycle 1, du Lias au Barrémien, se développe une plate-forme avec un caractère prononcé carbonaté sur un continent unique.

Le cycle 2, Aptien-Albien, commence par l'activation des failles de direction O-E. Sur les marges stables des cratons se déposent des calcaires à faciès urgonien, tandis que dans les bassins longitudinaux, la sédimentation présente un caractère pélagique (les marnes à Deshayesites). Dans l'intervalle Albien supérieur – Vraconien ont lieu les premiers mouvements antécénomaniens qui correspondent à la déchirure intercratonique et à la mise en place de la fosse du flysch ardoisier. L'amorçage de la fermeture de l'orogène commence avec les derniers mouvements antécénomaniens.

Les cycles 3 (Cénomaniens à Santonien inférieur) et 4 (Sénonien supérieur) correspondent à la migration successive de l'axe de subsidence vers le nord, qui détermine l'accumulation des sédiments flyschoïdes : le flysch à Fucoïdes dans la zone ultracommingeaise, et les dépôts flyschoïdes dans les zones sous-pyrénéennes.

Le cycle 5 commence avec une série de plate-forme carbonatée (Thanétien) suivie par une série terrigène. La tectonique pyrénéenne est responsable de la réactivation des chevauchements nord-pyrénéens et du plissement des Zones Sous-pyrénéennes (grandes nappes décollées sur le Trias). Le cycle 5 se termine avec une série deltaïque qui détermine la mise en place d'un domaine continental subsident et l'accumulation d'une série fluviatile.

1.3.3. Le karst

Le massif d'Arbas et, particulièrement, le monoclinale constitué par la série secondaire, située au nord de la faille de la Fontaine d'Ours, est parmi les zones karstiques les plus connues en monde. C'est grâce au réseau spéléologique qu'il renferme qu'elle a gagné sa reconnaissance internationale, au moins dans le monde des spéléologues.

L'histoire des explorations sur la Coume d'Ouarnède (il s'agit du réseau spéléologique Trombe – Hène Morte) a débuté, il y a longtemps, au début des années 40 avec les explorations et les premières observations de Trombe (1943, 1947), qui a été l'un des précurseurs de la recherche sur ce massif. Des explorations plus poussées vont commencer dans les années 50, sous l'impulsion de Norbert Casteret. Depuis, des clubs spéléologiques de toute la France ont travaillé sur La Coume en essayant de déchiffrer les mystères de ce réseau. Un rappel historique beaucoup plus détaillé avec les relevés topographiques du réseau a été publié par Duchène et Drillat (1982). Une mise à jour des relevés topographiques ont été réalisés en 1988 (Galy, Boyer et Duchène, 1988).

La karstification intense qui caractérise ce massif a attiré, inévitablement, l'attention de chercheurs. Ainsi, une première étude ayant trait au fonctionnement, à la mise en place et à l'évolution du karst sur le massif d'Arbas, est réalisée en 1976 par Puyoô, dans la même temps que la réalisation d'une carte géologique plus détaillée de la zone (Debroas, 1976). Une étude hydrogéologique plus poussée, en utilisant de nouveaux outils statistiques dans l'analyse de systèmes karstiques, est réalisée par Grunberger (1985).

Depuis, le massif a constitué le sujet de nombreuses autres publications. Une synthèse sur les connaissances accumulés au fil du temps et un essai de reconstruction de l'évolution paléohydrographique du massif sont présentés par Bakalowicz (1988).

1.3.3.1. L'exocarst

Des références générales se rapportant à l'exocarst du massif d'Arbas sont fournis dans tous les travaux rappelés ci-dessus. Les auteurs sont d'accord pour reconnaître que l'exocarst le plus développé est situé dans la partie amont du massif, entre le vallon de la

Coume Ouarnède, le Plan de Liet et la crête de Henne Morte jusqu'en dessous de la Fontaine d'Ours. L'exokarst dans les autres parties du massif n'atteint pas le même développement et il est faiblement représenté. Ainsi, sur la série mésozoïque métamorphique de l'anticlinal de La Baderque, les seules formes exokarstiques sont constituées par une série des dolines de grandes dimensions (~50 m en diamètre, pour des profondeurs allant jusqu'à ~25 m), qui se trouvent sur la crête ou légèrement en dessous, entre le Sommet de Cornudère et le Tuc de Tucol.

Dans le secteur sud-ouest du massif, la morphologie exokarstique semble être liée à la présence de l'accident tectonique de la Fontaine d'Ours. Ainsi, en dessous du Pic de Paloumère, sur le trajet de la faille, on retrouve des petits vallons qui semblent perchés sur le petit plateau délimité entre Tuc de la Casse et le Pic de Paloumère. Le puits de la Hajolle représente une ancienne perte, suivie vers SO, le long de la vallée de Rieussec, d'autres plus petites. Les secteurs du Col de Portet d'Aspet et du Tuc Desse, se développent partiellement sur la série secondaire métamorphique et ne présentent pas de morphologie karstique évidente. Les ruisseaux qui drainent ces zones se perdent d'une manière diffuse dans le lit, en amont de la grotte de la Buhadère, qui est considérée aussi comme une ancienne perte (Bakalowicz, 1988).

Pour le secteur compris entre la Coume Ouarnède, le Plan de Liet et la crête de la Henne Morte, vu sa complexité, on a choisi de dresser une carte géomorphologique plus complète possible. Dans le chaos déterminé par les dolines, les parois infranchissables, les champs de lapiès, les agglomérations de blocs, le tout couvert par une forêt parfois dense, l'orientation d'après les cartes topographiques est difficile. La solution consiste dans la réalisation de relevés topographiques, sur des trajets réalisés le long et à travers la zone, reliant entre eux des points de calage, avec des positions bien connues, réparties sur tout le massif*. Les observations géomorphologiques ont été faites en même temps que les relevés topographiques. Avec cette méthode, sur l'ensemble du massif ont été topographiés plus de 30 km de cheminements. Ce type de travail présente des avantages et des désavantages. L'avantage est d'avoir une description très précise de la zone la plus intéressante. Le désavantage est que, vu le temps nécessaire pour la réalisation de ce travail, les différentes zones du massif n'ont pas été traitées de la même manière. Ainsi, on a préféré concentrer les efforts sur la partie amont du massif. On a fait des observations sur les autres parties

*Ce travail fait partie d'un effort commun réalisé avec l'aide de la commission STEKA du Département de Spéléologie de Haute Garonne, qui a comme but une synthèse topographique sur l'ensemble du massif. Ce genre d'entreprise nécessite un travail en équipe et, à ce sujet, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont accompagné, systématiquement ou occasionnellement, sur le terrain. Mes remerciements vont particulièrement vers M. Daniel Quettier, qui représente pour nous beaucoup plus qu'un coéquipier.

aussi, mais de façon moins systématique et moins détaillée. Les résultats de ce travail sont présentés sur la planche 1.6.

Ce choix est justifié si on tient compte de la réalité du terrain puisqu'on observe une concentration des formes karstiques dans le secteur amont du massif. A partir du méridien qui passe par la Fontaine de l'Ours vers l'est, cette richesse morphologique karstique diminue assez rapidement, au détriment d'une morphologie d'érosion fluviale classique. On retrouve encore des formes exokarstiques mais elles sont beaucoup plus rares. On note ici l'ensemble de dolines autour de l'entrée du Pont de Gerbaut, et l'ensemble de dolines sur le Plan de Gaule. Sur le versant SE de Pène Blanche, il y a une accentuation de la morphologie karstique, mais les formes n'atteignent pas la même richesse et diversité que dans le secteur amont.

En effet, si on regarde la distribution des formes karstiques par rapport à la géologie, on observe une concentration des formes sur les surfaces occupées par les calcaires urgoniens. Pour expliquer cette situation, on peut soupçonner l'influence de deux facteurs qui ont agi en conjugaison. D'une part, la lithologie des calcaires urgoniens, les plus karstifiables de toute la série carbonatée présente sur le massif. D'autre part, l'érosion glaciaire qui a dû jouer un rôle important par le rabotage des anciennes formes le long des vallons glaciaires (Bakalowicz, 1988). Ainsi, sur la partie amont et sur les parties latérales, les formes karstiques anciennes ont dû se conserver, même si elles ont été reprises et remodelées jusqu'à être plus méconnaissables.

A une plus grande échelle, la partie amont est caractérisée par la présence de deux vallons orientés OSO-ENE : la Coume Ouarnède et la Coume Auère. Ces deux vallons présentent des caractéristiques typiques des vallées glaciaires. Le profil en U est encore très évident dans le secteur amont de la Coume Ouarnède, là où le ruisseau collecte les eaux qui coulent sur les dépôts de la série métamorphique et sur le flysch crétacé.

Dés que les vallons passent sur les calcaires, ce profil est moins évident. Il peut être deviné par l'allure globale des versants, mais la karstification est responsable d'une intense fragmentation du relief. De même, l'appareil de drainage fluvio-glaciaire est très affecté au point qu'on ne reconnaît presque plus le trajet initial de la vallée. Le secteur qui présente le mieux ces caractéristiques se trouve sur la Coume Ouarnède en aval de l'entrée de Trou du Vent.

Des vallons karstiques, très encaissés, avec des dimensions très variables, se développent dans tout ce secteur suivant une direction générale NO-SE. Parfois, ces vallons se présentent sous la forme de grands couloirs avec des parois parfaitement verticaux, qui ressemblent à de vraies diaclases. D'autres fois, les vallons se forment par la coalescence

des dolines, de dimensions très hétérogènes, suivant toujours la même direction. Mais, sur toute la zone on ne peut pas trouver de règle. On observe souvent des caractéristiques composites. D'habitude, le point de départ est représenté par des dépressions semi-fermées de dimensions variables. Le bord de la crête d'Henne Morte, sur sa totalité, est marqué par des dolines de grandes dimensions (50 à 100 m de largeur pour des profondeurs allant jusqu'à 30-40 m) et qui constituent le point de départ pour des vallons de ce type. Parfois, ces vallons se regroupent pour finir sur le fond d'une doline, où souvent on peut trouver l'entrée d'une grotte ou d'un puits. L'organisation de ces vallons est anarchique même si on reconnaît une direction préférentielle de développement (NO-SE).

Sur la Coume Auère, immédiatement en aval de l'entrée du gouffre Coume Nére, la vallée présente un élargissement qui fait penser à un petit cirque glaciaire. La vallée, extrêmement fragmentée jusque là, présente un thalweg lisse et large qui nous permet de bien imaginer l'appareil fluvio-glaciaire qui l'a modelé. A part cela, une autre cause pour le fond plat de cette zone est le contact lithologique avec les marnes bédouliennes qui affleurent dans le lit de la vallée. L'existence d'un substrat imperméable est marqué par la présence de petites zones marécageuses, saisonnières. Au niveau du méridien qui passe par la Fontaine de l'Ours, les marnes s'effilent. Les roches qui affleurent à ce niveau sont des calcaires noirs néocomien. C'est à partir de là que la complexité et l'abondance des formes exokarstiques décroît.

Le modèle karstique se retrouve dans la désorganisation du réseau hydrographique. Ainsi, le petit ruisseau, qui accumule les eaux du flysch, présent au niveau de la Fontaine de l'Ours, développe un petit appareil hydrographique, mais qui est assez vite désorganisé par la perte diffuse des eaux dans son lit, pour disparaître complètement au niveau du petit plateau situé en dessous du Mail des Hustes. Vers l'aval, d'autres petits vallons essaient de se mettre en place, mais ils sont vite arrêtés par le vallum frontal morainique présent au niveau de Mariarouch. Les dépôts morainiques, non consolidés, constituent l'endroit idéal pour la mise en place d'un petit aquifère poreux qui alimente les sources de La Baderque. Ces sources coulent sur un substrat plutôt dolomitique n'ayant pas le temps de s'infiltrer ; elles se réunissent pour constituer le ruisseau d'Escatelle, qui descend rapidement, en une vallée étroite avec des cascades fréquentes, vers Gorgue, là où il rejoint les eaux sortant de la principale résurgence du massif.

L'extrémité nord du vallum morainique arrive jusqu'au niveau du plateau de Plan de Gaule, là où se rencontre la dernière concentration des formes exokarstiques : une série de dolines, la plupart d'entre elle de dissolution, de dimensions moyennes (max. 20 m en diamètre pour 15 m de profondeur). Vers le NE, sur les versants du Mail de Bourousse,

développés essentiellement dans des dépôts dolomitiques jurassiques, on retrouve rarement des barres rocheuses, de petites dimensions, et des lapiès de type rundkarren.

La vallée de Planque se développe le long du contact entre le socle cristallin du massif de Milhas et sa couverture sédimentaire, ce qui donne au versant droit un caractère de cuesta, avec des parois assez raides. Un bel exemple est fourni par le rocher de Pène Blanque avec plus de 200 m de dénivellation. Des parois assez verticales se retrouvent dans la partie amont de la vallée, là où le caractère torrentiel est beaucoup plus évident.

Etant donné ces observations, on va essayer de souligner les traits principaux qui caractérisent d'une façon plus générale l'exokarst du massif d'Arbas.

D'abord, il faut remarquer l'hétérogénéité de l'exokarst du point de vue évolutif : d'une part, un exokarst pas du tout évolué ou très peu (sur la série métamorphique) et, d'autre part, un karst extrêmement évolué (dans la zone comprise entre la Coume Ouarnède et la crête de la Henne Morte).

Le degré d'évolution de cette dernière zone peut être apprécié par la fragmentation intense de la surface topographique et par le degré de désorganisation du réseau hydrographique.

Par comparaison avec les autres zones du massif, la partie la plus karstifiée présente des évidences morphologiques qui témoignent de l'alternance de deux processus morphogénétiques : l'érosion fluvio-glaciaire et la karstification. Il semble que l'érosion fluvio-glaciaire ait constitué un facteur favorisant la karstification.

La morphologie du secteur de la Coume Ouarnède – Henne Morte fait penser à une zone d'infiltration rapide, par rapport aux autres zones où l'infiltration lente et l'écoulement de surface dominant.

1.3.3.2. L'endokarst

Comme pour l'exokarst, les réseaux souterrains ont fait l'objet de nombreux travaux, en grande partie déjà cités (Puyoô, 1976, Grunberger, 1985, Gilli, 1991, Duchène et Drillat, 1982, Galy *et al.*, 1988). Une vue d'ensemble sur l'évolution du massif et, implicitement, sur l'évolution du réseau spéléologique, est fournie par Bakalowicz (1988).

La même hétérogénéité mise en évidence au niveau de la distribution et de la concentration des formes exokarstiques est observée pour l'endokarst.

Ainsi, l'endokarst développé sur la série métamorphique de l'anticlinal de La Baderque compte moins d'une dizaine de grottes et d'avens, avec des dimensions réduites (en général, moins de 25 m). Une grande partie a été découverte à la suite des travaux réalisés sur la route qui part du Planot de Loubat vers le col de la Croix de Guéret. Les grottes se développent dans des marbres extrêmement fissurés (dus à l'approche du grand accident de la Fontaine de l'Ours) et, à cause de cela, elles ont une tendance au colmatage par effondrement.

En dessous du Pic de Paloumère, à part le Puits de la Hajolle, est connue et inventoriée* une vingtaine de cavités. Il faut mettre à part la grotte de Rieussec, développé dans le versant droit du vallon du même nom, qui constitue une ancienne perte, renommée en raison de sa grande salle qui se trouve sur le trajet de l'important accident tectonique de la Fontaine de l'Ours (Gilli, 1991). Plus bas, près de la confluence du vallon de Rieussec avec la vallée de la Bareille, se développe une autre cavité importante, le gouffre de Buhadère, qui correspond à une ancienne perte.

D'autres cavités, avec des dimensions plus réduites, sont éparpillées sur une surface qui part du Pic de Paloumère, passe par le Tuc Desse et va jusqu'à la Montagne de Pouech, sans constituer un réseau spéléologique cohérent.

Le plus grand réseau spéléologique est compris entre le Plan de Liet, à l'ouest, la vallée de Planque, au nord, la vallée de Surgeint à l'est et la faille de la Fontaine de l'Ours, au sud. Il s'agit du réseau Trombe - Henne Morte, qui à la fin de l'année 1987 comptait plus de 90 km de galeries topographies pour une profondeur de 1004 m. Depuis, les explorations spéléologiques ont ajouté chaque année plusieurs kilomètres, mais un chiffre exact ne peut pas être avancé à cause du manque de suivie systématique et centralisé des nouvelles découvertes. Cet état de choses est en train de s'améliorer par la mise en place de la commission STEKA, du Département de Spéléologie Haute Garonne, qui a pour but l'étude systématique du massif d'Arbas. Certes, le réseau a dépassé la limite de 100 km de galeries et reste le plus long connu de France, et se situe parmi les plus longs du globe. Enfin, ajoutons que son potentiel reste encore prometteur.

A l'heure actuelle sont connues plus de 150 cavités sur le massif, dont près de 80 d'entre elles constituent des entrées dans le réseau.

Sur la planche 1.7. est représenté le réseau, superposé à la carte géologique du massif. La carte a été réalisée à partir des topographies publiées par Duchène et Drillat (1982) et

* Les informations sur l'inventaire des grottes sur le massif d'Arbas ont été mises à notre disposition aimablement par M. Georges Jauzion et M. Daniel Quettier, responsables du relevé et de l'archivage des cavités dans cette partie des Pyrénées.

remises à jour par Galy *et al.* (1988). Toujours dans le but d'une représentation plus proche de la réalité on a utilisé le logiciel SIS, mis au point par José Antonio Ferrari dans le cadre d'un travail réalisé au Laboratoire Souterrain de Moulis. Ce logiciel, conçu sur le principe d'un Système Informatique Géographique appliqué dans le domaine spéléologique, permet la représentation en 3D des réseaux spéléologiques ; en outre il a la possibilité de superposer différents types de surfaces (surface topographique, limites géologiques, etc.). La première application de ce logiciel est faite sur le réseau Trombe – Henne Morte. Jusqu'à maintenant, nous avons saisi plus de 30 km de galeries topographiées, ce qui correspond au secteur Goueil di Her – Bourousse et à la partie supérieure du secteur de Pègne Blanche (voir planche 1.8., fig. A, B, C). Comme on ne disposait pas de relevés topographiques originaux, les données ont été obtenues à partir de relevés topographiques publiés (Duchène et Drillat, 1982, Galy *et al.*, 1988). La surface topographique superposée (voir planche 1.9.) a été obtenue par digitalisation de la carte topographique, à l'échelle de 1 :10.000, en utilisant le logiciel Surfer. Le pas de la grille utilisé pour le modèle de surface correspond à 20 m .

Sur l'ensemble du réseau on peut reconnaître une certaine structure, représentée par trois zones distinctes suivant leur morphologie générale et leur fonctionnement dans l'évolution du réseau.

L'amont du réseau est caractérisé par la prédominance de galeries verticales (puits et avens) avec une tendance descendante dans le profil. Dans le secteur compris entre la parallèle de la Coume Ouarnède et celle de la crête de la Henne Morte on retrouve la majorité d'entrées dans le réseau. Comme on l'a déjà vu, en surface, cette zone est la plus karstifiée. C'est la zone où l'infiltration rapide est prédominante. Dans cette zone, on reconnaît deux secteurs distincts : le secteur Trou Mille – Pierre et le secteur de la Henne Morte. Au niveau amont entre ces deux secteurs il n'y a aucune liaison directe connue.

Pour expliquer la mise en place de ces deux secteurs le scénario porte sur deux faits. D'une part, on peut imaginer au moment de la mise en place de ces réseaux des gradients hydrauliques orientés différemment. Pour le secteur de Henne Morte le niveau de base local était représenté par la paléo vallée de Planque, tandis que pour le secteur de Trou Mille – Pierre le niveau de base local a dû être quelque part vers l'est, sans doute vers une ancienne vallée de Surgeint. Donc, il est très possible qu'à ce moment là les deux réseaux aient fonctionné indépendamment.

L'autre fait réside sur la présence dans ce secteur (le seul, d'ailleurs) de marnes à Deshayesites. Les marnes affleurent dans le lit du vallon de la Coume Auère. Même si, à l'époque, elles n'affleuraient pas, elles étaient proches de la surface et leur présence a dû

constituer une sorte de barrière lithologique pour la karstification ; il n'y avait pas de zones d'infiltration et, donc, de karstification. Ces marnes ont surtout joué un rôle dans la concentration de l'écoulement de surface. Pourtant, dans le réseau on rencontre des galeries creusées dans ces marnes. On peut donner comme exemple le secteur amont de la grotte de Sarrat dech Ménè et le Réseau Pourri. En effet, les marnes ne constituent plus un obstacle une fois que la karstification est mise en place, c'est à dire, une fois que l'écoulement souterrain est établi.

La liaison entre les deux secteurs est réalisée par les galeries du gouffre Odon. En effet, dans un premier temps le secteur du gouffre Odon était drainé par l'intermédiaire du réseau Larrégola vers la la Hénne Morte. La liaison avec le secteur de Trou Mille –Pierre a dû se faire plus tard, au moment où les galeries du Pont de Gerbaut se sont mises en place, en constituant un niveau de base local plus proche pour les eaux drainées par les galeries du gouffre Odon.

Ce scénario, même s'il est vraisemblable, nécessite une confirmation qui peut être donnée par une étude de paléo directions d'écoulement dans ce secteur.

La deuxième zone qu'on peut distinguer sur l'ensemble du réseau a comme caractéristique la présence de galeries quasi horizontales, avec une tendance d'être unique, développée à différents niveaux. C'est le secteur constitué par les galeries du réseau Bernadette et Michel Juhle, du réseau du Pont du Gerbaut (niveaux supérieurs et inférieurs), la partie active de Pierre, celle de Pène Blanque et celle du Goueil di Her. En effet, on peut imaginer que ces galeries ont joué (ou jouent, pour celles qui sont fonctionnelles) un rôle de drain principal, qui collecte les eaux fournies par la zone d'infiltration.

Ces galeries font la liaison avec la troisième zone représentée par le secteur de Pène Blanque et par le secteur de Bourousse. Les caractéristiques de ces secteurs sont la présence de galeries tantôt horizontales, tantôt verticales, avec une tendance prédominante ascendante et un certain aspect anastomosé qui rappelle une morphologie typique pour un régime noyé. Cette morphologie est beaucoup plus évidente dans le réseau labyrinthe de Bourousse.

En effet, on peut imaginer que ces deux secteurs correspondent, à deux moments évolutifs distincts, de la zone noyée du réseau. Les études hydrogéologiques montrent bien que la zone noyée du karst est plus développée vers l'exutoire du système karstique et que c'est dans cette zone que les systèmes annexes se développent préférentiellement. D'autres observations, plus récentes, font penser que dans la zone noyée du karst la conductivité hydraulique verticale est plus grande de plusieurs ordres de grandeurs par rapport à celle horizontale (Mangin, communication orale). Si on admet ces observations, on peut imaginer

la structure du karst noyée, qui peut être un réseau anastomosé, avec des systèmes annexes bien développés et des galeries importantes suivant une direction prépondérante verticale remontante. C'est le cas pour les parties non fonctionnelles des réseaux de Pène Blanque et de Bourousse.

Bien sûr, au niveau du réseau spéléologique, avec une évolution polyphasée, comme c'est le cas du réseau Trombe – Henne Morte, les différentes phases d'évolution ont imposé leur propre processus morphogénétique. Le résultat fait apparaître une superposition de morphologies, ce qui rend difficile la reconnaissance de chacune d'entre elles prises à part. Par conséquent, un essai de reconstruction de la succession des phases évolutives à partir de la morphologie paraît très difficile.

Toujours à l'échelle de l'ensemble du réseau, on observe une certaine migration vers le sud du drain principal. Sur la planche 1.9. fig. D sont représentés en profil SE – NO les réseaux de Pène Blanque et de Bourousse. On observe que, plus on va en profondeur, plus on va vers sud. Ce fait peut avoir deux explications. D'une part, cette migration peut correspondre à la réponse du système par rapport à la migration vers le sud du niveau de base local. D'autre part, un autre facteur favorable est peut être du à la structure géologique, de type monoclinale avec un pendage vers sud.

La lithologie ne semble pas jouer un rôle important dans le développement du réseau. On a vu déjà qu'on peut trouver des galeries dans les marnes. Un autre exemple peut être donné par l'opposition du réseau du Pont de Gerbaut et du réseau de Bourousse. Dans le premier cas, même si les dimensions sont grandes, il s'agit de galeries uniques, peu ramifiées qui se développent dans des calcaires néocomiens. Dans le deuxième cas, il s'agit d'un système de galeries très ramifiées dans l'espace, avec des dimensions assez grandes, développées dans les dolomies du Jurassique supérieur. Le volume de vides par rapport au volume de la roche est plus grand dans le deuxième cas. Il semblerait que les dolomies soient dans ce cas plus karstifiables que les calcaires. En effet, une fois de plus, on observe que la karstification suit sa loi, qui est celle d'assurer un fonctionnement de type karstique par l'intermédiaire d'une structure spatiale appropriée à ce type de fonctionnement. En effet, les différences entre les deux zones rappelées ne sont pas dues à la dissolution différente de la roche qui les abrite, mais à la fonctionnalité différente au niveau du réseau : drain principal pour le secteur du Pont de Gerbaut, systèmes annexes pour le secteur du Bourousse.

Quant à la tectonique, les systèmes de failles qui affectent le massif, ne semblent pas jouer un rôle important sur la configuration du réseau. On peut reconnaître pourtant une certaine influence à l'échelle locale, qui se manifeste la plus part du temps sur le

développement de grandes salles. A ce niveau, les failles interviennent comme des discontinuités majeures d'ordre plutôt mécanique et ont pu intervenir pour favoriser la mise en place de grands vides. C'est le cas de la grande salle du Trou du Vent. Un autre exemple est figuré sur la planche 1.9. (fig. C). On voit que la salle Mesrine et la Mega Galerie se développent à l'intersection de deux failles, l'une suivant une direction à peu près E-O, l'autre suivant une direction NNE – SSW.

Si l'on regarde l'évolution du réseau, Bakalowicz (1988) présente une synthèse, en reliant l'évolution morphologique de surface avec les différents niveaux de la mise en place du réseau. Ainsi, les différentes surfaces d'aplanissement, identifiées par l'intermédiaire des profils topographiques (Puyoô, 1976) ou par les dépôts qui témoignent pour leur existence, sont reliées aux différents niveaux du réseau. Ces auteurs ont identifiées 4 étapes d'approfondissement. L'évolution de la morphologie de surface a imposé, au cours du temps, différents niveaux de base locaux, influençant de ce fait le potentiel de karstification et la configuration du réseau. Le trait essentiel de l'évolution morphologique de surface est le développement d'un drainage essentiellement orienté N-S (le drainage actuel dans les Pyrénées) à la défaveur d'un paléodrainage local orienté O-E. En plan, le niveau de base local a migré dans un premier temps vers l'est suivant l'enfoncement de la vallée de Planque (le paléo Abas – développé au contact avec le socle du massif de Milhas). La surrection des Pyrénées impose un nouveau drainage S-N ; c'est à ce moment là que le niveau de base local commence à migrer vers le sud (Bakalowicz, 1988).

Pour essayer de conclure sur l'endokarst du massif d'Arbas, une première observation s'impose. Il s'agit d'une grande hétérogénéité dans le développement de l'endokarst. Au moins au niveau des réseaux spéléologiques, on retrouve un réseau extrêmement complexe et bien développé à côté de zones avec des réseaux très peu ou pas du tout développés.

La configuration du réseau Trombe – Henne Morte représente un bon exemple pour l'évolution de la structure fonctionnelle du karst. Les différentes parties du réseau montrent bien le rôle joué pour cette structure (infiltration, drain principal ou système annexe) sur l'ensemble du réseau aux différents moments.

A l'échelle du massif, l'hétérogénéité observée au niveau de la distribution de l'endokarst coïncide avec la distribution des séries carbonatées métamorphisées et non métamorphisées. Cela indique que le caractère plus ou moins soluble de la roche intervient sur l'intensité de la karstification. Dans les conditions d'une roche moins soluble, pour avoir une karstification, d'autres facteurs doivent intervenir pour renforcer le potentiel de karstification (par exemple l'existence de pertes concentrées). Une comparaison entre

l'endokarst du l'anticlinal de La Baderque et l'endokarst dans la partie sud-ouest du massif est significative dans ce sens. Le karst de l'anticlinal de la Baderque est de type unaire tandis que les réseaux de Rieussec ou de la Buhadère drainent des réseaux hydrographiques développés sur des terrains imperméables.

Même si une différence d'ordre lithologique est évidente entre les secteurs le plus et le moins karstifiés, il faut tenir compte du fait que d'autres facteurs ont dû jouer aussi un rôle. Le fait que ces autres facteurs soient moins évidents ne veut pas dire pour autant qu'ils soient moins importants. Un exemple de facteur de ce genre est l'existence à un moment donné d'un petit glacier sur la Coume Ouarnède.

Au niveau du réseau Trombe – Henne Morte, la lithologie et la tectonique ne semblent pas avoir une influence déterminante sur la mise en place et sur le développement du réseau. Leur influence est limitée à des situations locales.

1.3.3.3. Le fonctionnement karstique

Sur l'ensemble du massif sont délimités 4 systèmes karstiques (Puyoô, 1976). Les noms des systèmes viennent des sources qui les drainent. La partie sud-ouest du massif est drainée par la source du Lac Bleu, située sur la vallée du Ger. Au sud du massif on retrouve le système de Surgeint. La source, captée, situé sur la vallée du Surgeint draine les terrains métamorphiques situés entre le col de la Croix de Guéret et le Tuc de Haurades.

Le système du Goueil di Her est le plus important. Ces limites sont déterminées, au sud, par le contact avec les terrains métamorphiques, à l'est, sa limite suit la vallée de l'Escatelle allant vers le nord jusqu'à la confluence avec le ruisseau de Surgeint, au nord, la limite suit la vallée de Planque, sur le versant droit, à la base de la série carbonatée. A l'ouest, la limite est constituée par le contact avec les marnes en contrebas du Plan de Liet. Le système est drainé par deux groupes de sources pérennes dans le lit du ruisseau de l'Escatelle, les Yeux et Bernatas, et par un exutoire temporaire, qui fonctionne comme un trop-plein, l'entrée du réseau spéléologique de Goueil di Her.

Dans la partie amont de la vallée de Planque est située la source de la Hount de Sechos (La Fontaine des Sèches) qui draine le secteur de la Henne Morte. Les limites de ce système ne sont pas évidentes et se confondent avec la limite nord-ouest du système de Goueil di Her.

Puyoô (1976) détermine un autre petit système, avec comme exutoire la source de la Fontaine de l'Ours, supposée drainer l'écaille de Peyreguille. En effet, un calcul établi par corrélation entre les différentes sources et les débits spécifiques pour chaque système, met

en évidence que la plus part des eaux de l'écaille de Peyreguille sont drainées par le système de Goueil di Her et, donc, ce système n'a pas de réalité physique. La Fontaine de l'Ours est une source superficielle qui draine les dépôts du flysch présents dans le secteur.

A part les sources déjà énoncées, sur la vallée de Planque se rencontrent d'autres petites sources dont, la plus importante est la Fontaine du Pré du Pommier, qui semble drainer les dépôts liasiques qui affleurent dans la vallée de Planque (Puyoô, 1976).

Sur l'ensemble du massif, les pertes sont de type diffus. Sur le système du Lac Bleu, les ruisseaux qui collectent les eaux des terrains imperméables de la Montagne Noir et du Tuc Desse, se perdent en amont de la grotte de la Buhadère. En dessous du Pic de Paloumère, un petit réseau se perd progressivement. Une situation similaire se rencontre dans le vallon de Rieussec.

Pour le système du Goueil di Her, la perte la plus importante est celle du vallon de la Coume Ouarnède. Les eaux collectées dans le secteur amont, sur les terrains métamorphiques et les dépôts du flysch, se perdent de manière diffuse au contact des calcaires. Sur le trajet du vallon on rencontre plusieurs ponors fossiles qui doivent fonctionner en périodes pluvieuses. Les eaux de la source de la Fontaine de l'Ours se perdent également après un court trajet en surface. Le vallon de la Coume Auère ne présente pas d'écoulement permanent. Les marnes qui affleurent dans le lit, permettent une concentration de l'eau pendant les périodes pluvieuses pour former des zones marécageuses avec un faible écoulement de surface qui disparaît vite au contact des calcaires.

Puyoô (1976) est le premier à avoir traité d'une façon systématique la karstification sur le massif d'Arbas. Son étude a un caractère exhaustif. Ses observations vont de la géologie du massif, en passant par l'observation des paramètres climatiques, pour arriver aux considérations d'ordre fonctionnel avec une interprétation des séries des débits et avec des analyses chimiques et isotopiques des eaux des sources. Ses observations restent encore valides pour tous ceux qui veulent comprendre le karst du massif d'Arbas.

Les plus importantes informations d'ordre fonctionnel viennent de l'étude des courbes de récession de la Fontaine des Sèches. La forme des courbes indique un système très karstifié avec un transfert rapide assuré par un drain bien développé. Les formes les plus « aplaties » des courbes s'obtiennent pour les périodes de fonte de neige et traduisent, en fait, un étalement de la fonction d'entrée. Du point de vue de l'importance du karst noyé, la valeur obtenue pour le rapport entre le volume dynamique et le volume moyen de transit permet de situer le système de la Fontaine des Sèches entre les systèmes karstiques d'Aliou et du Baget. En utilisant la classification proposée par Mangin (1975), la Fontaine des Sèches

représente un système karstique avec des réseaux spéléologiques bien développés débouchant en aval vers un petit karst noyé.

Les informations d'ordre fonctionnel pour le système du Goeuil di Her sont fournis par les analyses chimiques et isotopiques des eaux des sources : pendant les crues la composition chimique et isotopique est très proche de celle de l'eau de pluie. Cela est caractéristique d'une infiltration rapide et de l'existence d'un drain principal développé qui permet un transit rapide de la crue. Les analyses mettent aussi en évidence des variations saisonnières qui traduisent l'état d'épuisement ou de reconstitution des réserves du système.

Grunberger (1985) reprend l'étude du système du Goeuil di Her en utilisant les nouveaux outils de l'analyse statistique. Ses résultats viennent renforcer celles de Puyoô : le système est très karstifié, avec un petit effet mémoire (10.5-28 jours) et un temps de régulation assez court (15.7 jours). Ces caractéristiques le situe entre le système karstique d'Aliou et celui de Baget. Son comportement est différent en périodes excédentaires et déficitaires en pluie. Le filtrage du signal d'entrée est évident durant les périodes déficitaires et correspond à la reconstitution des réserves. Le fonctionnement du système révèle l'existence d'un drainage bien structuré, assurant une infiltration et un transfert rapide, qui débouche sur un karst noyé relativement développé.

Pour le système de Surgeint, les analyses chimiques et isotopiques mettent en évidence un fonctionnement beaucoup plus inertiel, caractéristique d'un système très peu karstifié (Puyoô, 1976, Bakalowicz, 1979).

Pour le système du Lac Bleu, nous ne disposons que des résultats du traçage effectué par Trombe (1943) qui indique une liaison avec la Grotte de Rieussec. Le seul paramètre intéressant le fonctionnement est la vitesse apparente du traceur - 21 m/h. A partir de la géochimie des eaux de cette source, Bakalowicz (1979) conclut sur l'absence d'un drainage organisée pour ce système. A partir de ces observations, on ne peut faire qu'une appréciation générale et approximative du fonctionnement du système : il s'agit probablement d'un karst peu évolué.

Du point de vue fonctionnel, le massif d'Arbas présente la même hétérogénéité au niveau de l'exokarst et au niveau de l'endokarst.

D'une part, il s'agit de systèmes très karstifiés avec une infiltration et un transfert rapide (cas du système du Goeuil di Her et de celui de la Fontaine des Séches). Ces fonctions sont assurées par l'existence de drains bien développés et structurés. L'existence d'un réseau spéléologique complexe dans le massif vient renforcer ces observations. Les deux systèmes

présentent des zones noyées, d'importance relative, qui jouent d'une façon explicite le rôle de régulateur lors des périodes déficitaires.

Des questions se posent encore sur la relation entre les deux systèmes. Les résultats du traçage de la Henne Morte de 1971 (cité par Puyoô, 1976) et les corrélations de débits réalisées par Puyoô (1976) sont loin d'expliquer la complexité de cette relation.

D'autre part, ils existent quelques systèmes peu karstifiés qui montrent, au moins pour le système de Surgeint, une grande inertie. Cela indique l'absence d'une structure de drainage bien organisée et, probablement, la présence d'une zone noyée importante.

1.3.3.4. Les plans de drainage

Sur l'ensemble du massif d'Arbas on a fait des mesures de tectoglyphes en 10 stations, réparties de façon la plus uniforme possible. Malheureusement, la zone la moins favorable pour ce type de mesure est le Mail de Bourusse où nous avons fait qu'une seule série de mesure. La distribution des plans de drainage est représenté soit sous la forme de diagramme en rosette (voir planche 1.6.) soit sous la forme d'histogramme (fig. 1.5.). Pour avoir une image plus intuitive de la distribution dans l'espace, les représentations graphiques regroupent les plans déterminés dans les points de mesures voisins. Dans le même temps, une représentation regroupant les plans de drainage au niveau de tout le massif a été réalisée.

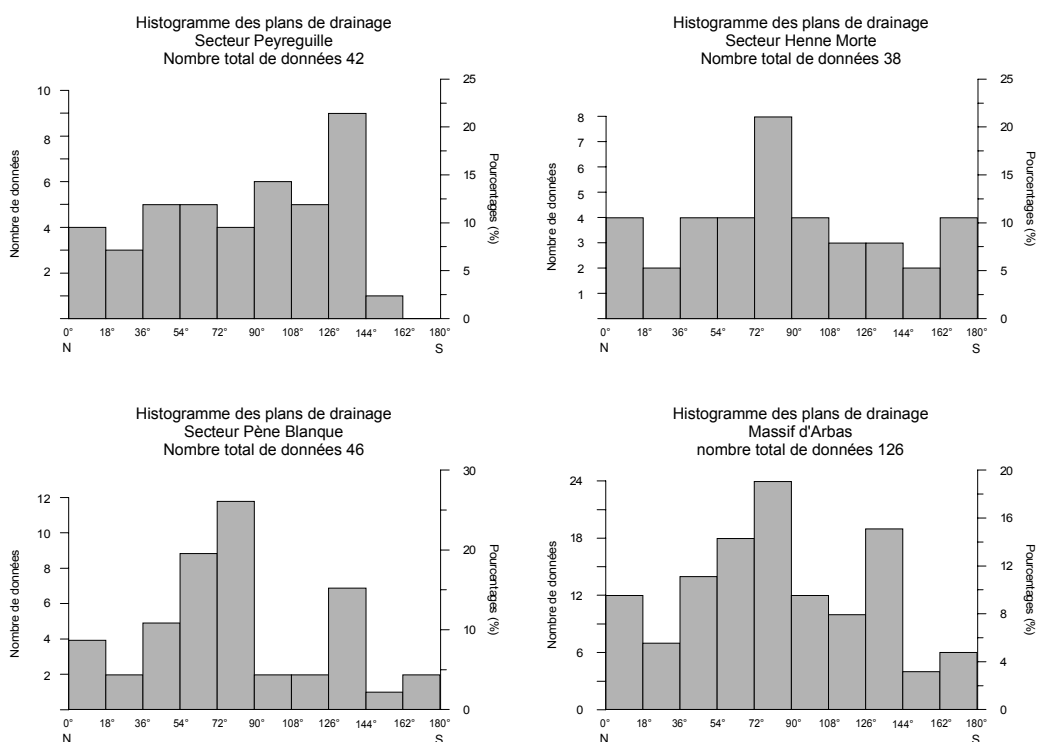


Fig. 1.5. Les histogrammes des plans de drainage pour le Massif d'Arbas.

A titre de comparaison, un diagramme en rosette avec les directions de galeries du secteur de Bourusse est présenté (fig. 1.6). Le diagramme a été réalisé à partir des données topographiques utilisées pour la représentation 3D du réseau. Le logiciel qui a permis le calcul est HADES, mis au point par Jean Pierre Cassou ; il s'agit d'un nouvel utilitaire dans le domaine de la topographie de grottes. On est convaincu que la diagramme en rosette présente un grand désavantage (il déforme les rapports entre les directions les mieux représentées par rapport aux autres) mais on n'a pas pu construire un histogramme parce que le logiciel ne fournit pas les pourcentages.

En regardant l'histogramme global on observe que les plans de drainage suivent trois directions majeures. La plus importante est un regroupement de directions entre $\sim N 40^\circ$ et $\sim N 80^\circ$. La deuxième en importance est une direction assez bien individualisée vers $\sim N 130^\circ$ et la troisième est une direction à peu près N-S.

Diagramme rosette - directions des galeries
réseau Bourusse - Goueil di Her

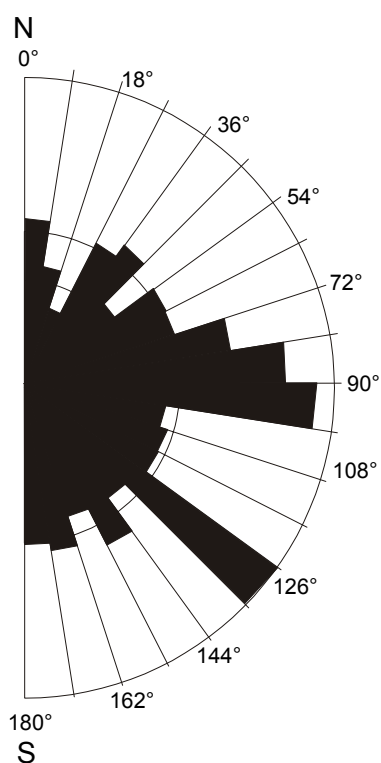


Diagramme rosette - plans de drainage
Massif d'Arbas

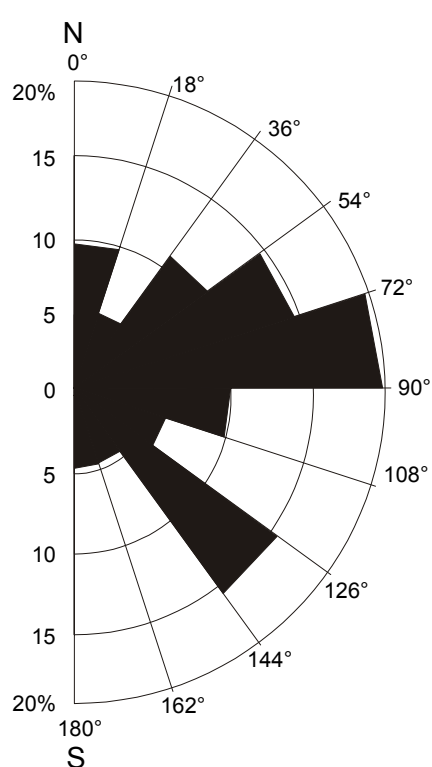


Fig. 1.6. Diagrammes rosette avec les directions de galeries du réseau Bourusse – Goueil di Her et les plans de drainage sur le Massif d'Arbas.

Le premier regroupement couvre un intervalle d'environ 40° . Cette information est extrêmement importante car elle vient renforcer les résultats obtenus déjà sur d'autres réseaux spéléologiques (Paredes *et al.*, 1999).

En effet, la karstification suppose l'auto organisation du drainage souterrain, suivant un ordre hiérarchique descendant de l'amont vers l'aval. Le réseau de drainage qui se met en place est typique du chaos déterministe et représente un objet naturel fractal. Les études sur les réseaux spéléologiques qui respectent la condition d'autosimilarité (Paredes, 1995) montrent que la dimension fractale de ces objets prend des valeurs dans l'intervalle 1,6-1,7. Le modèle fractal le plus proche conceptuellement de la mise en place d'un réseau de drainage est le DLA (Diffusion Limited Agregation). Les objets DLA ont une dimension fractale de $\sim 1,66$. La plus importante propriété de ces objets est l'apparition d'une certaine symétrie imposée par une distribution angulaire invariante dans les échelles (Arneodo et al., 1995). Les distributions des angles prennent un seul maximum pour des valeurs $\sim 36^\circ$, ce qui veut dire que l'angle entre les branches des objets DLA prend préférentiellement la valeur de $\pi/5$ (les objets présentent une symétrie d'ordre 5). Par l'application du modèle DLA aux réseaux spéléologiques on peut s'attendre à retrouver ces symétries d'ordre 5 dans la configuration spatiale des réseaux.

Dans le même temps, il ne faut pas oublier que la configuration actuelle d'un réseau spéléologique est le résultat de la combinaison d'une loi de croissance générale (la loi de branchage) qui essaye d'imposer ces symétries dans un espace qui a sa propre organisation (la distribution des plans de drainage dans le massif). Donc, les symétries d'ordre 5 vont se retrouver dans la configuration spatiale des réseaux dans la mesure où les angles de $\sim 36^\circ$ et/ou de $\sim 72^\circ$ se retrouvent dans les directions des plans de drainage. Les réseaux qui montrent ces caractéristiques vont avoir un aspect ramifié avec des angles de $\sim 36^\circ$ ou $\sim 72^\circ$ entre les galeries. Si l'angle entre les principaux plans de drainage ne respecte pas ces valeurs, alors les galeries vont avoir une tendance vers une seule direction.

Avec la distribution des plans de drainage sur le massif d'Arbas on observe que le regroupement des directions entre $\sim 40^\circ$ N et $\sim 80^\circ$ N respecte cet intervalle de 36° . La comparaison entre la distribution de directions de galeries du secteur Bourusse et la distribution globale des plans de drainage permet de se rendre compte de la réalité de la loi de branchage dans le réseau spéléologique. L'examen visuel de la carte du réseau (planche 1.7.) confirme ces observations. Les secteurs du réseau ayant l'aspect le plus ramifié se développent surtout sur les directions $\sim 40^\circ$ N et $\sim 80^\circ$ N. Les galeries uniques ont des directions proches de 130° N ou, de façon moins évidente, d'une direction N-S.

L'examen de directions de plans de drainage par rapport aux directions de galeries du réseau spéléologique met en évidence le fait que la configuration spatiale du réseau est le produit d'une loi générale de croissance – l'auto organisation du drainage karstique –

appliqué à un milieu qui présente sa propre organisation - la distribution des plans de drainage.

Si on compte que la distribution des plans de drainage représente le résultat de l'évolution géologique du massif, par rapport à la karstification, on peut considérer cela comme une « possibilité géologique » qui va être validée par le choix d'un processus avec des caractéristiques universelles.

1.3.4. Relation géologie – karst

A travers ce sous-chapitre on a essayé de mettre en évidence les différents aspects spécifiques du karst sur le massif d'Arbas par rapport aux éléments de nature géologique.

Ce qui caractérise le karst est une extrême hétérogénéité, qui regarde tant l'exokarst, que l'endokarst et le fonctionnement. Il s'agit des zones peu karstifiées à côté des zones très karstifiées.

Cette hétérogénéité semble être imposée par la lithologie des séries carbonatées soumises à la karstification. Le karst le plus évolué se développe sur la couverture sédimentaire du massif de Milhas. Par contre, la série secondaire métamorphique de la Zone Interne Métamorphique abrite un karst très peu évolué.

Si la lithologie peut jouer un rôle à l'échelle du massif, on observe que, à l'échelle locale, une fois le processus de karstification amorcé, la lithologie n'influence plus la mise en place et la structure du karst : les marnes et les dolomies ne constituent plus des barrières lithologiques.

Même si évidente, l'influence de la lithologie ne doit pas être considérée comme déterminante. C'est sûr que, dans les conditions d'un même potentiel de karstification, deux zones peuvent évoluer différemment en fonction de la lithologie et la « résistance » qu'elle oppose à la karstification. Pour le massif d'Arbas, l'extrême hétérogénéité du karst est plutôt le résultat d'une grande variabilité du terme « flux » dans l'équation qui détermine l'intensité de la karstification (le flux est assimilé au potentiel de karstification – Mangin, 1984).

La structure géologique semble être mise en valeur quand elle favorise le potentiel de karstification. Autrement, elle ne présente pas une influence évidente dans le processus de karstification.

Les systèmes des failles ne semblent pas avoir un rôle important dans la mise en place du karst sauf dans des situations locales, particulières (la mise en place de certains grands vides souterrains).

Par contre, les éléments d'ordre tectonique qui assurent le caractère d'aquifère fissurée du massif, montrent une influence déterminante sur la mise en place, la structure et le fonctionnement du karst. La distribution des plans de drainage au niveau du massif représente l'élément essentiel pour la structure fonctionnelle du karst. La configuration spatiale du karst est le résultat de l'action d'une loi de croissance, avec des caractéristiques universelles, dans un milieu qui présente une certaine organisation, ayant comme but d'assurer un fonctionnement de type karstique.

1.4. Comparaison des massifs étudiés. Conclusions.

Le processus de karstification suppose l'action de la dissolution de l'eau sur un substrat dans le but d'assurer un drainage souterrain organisé et hiérarchisé. Le drainage souterrain organisé et hiérarchisé représente un fonctionnement de type karstique. Ce fonctionnement est assuré par une structure qui se développée aussi bien à la surface (l'exokarst) qu'à l'intérieur de la roche (l'endokarst).

En termes thermodynamiques (Mangin, 1982, 1986), la karstification traduit, en effet, la mise en place d'un flux, autant d'énergie que de matière. Ce flux est le résultat de la relation qui s'établit entre un terme énergétique (le potentiel de karstification) et un terme définie comme la « résistance » (les facteurs géologiques). L'intensité de la karstification est l'appréciation de la qualité de ce flux.

Juger l'influence de la géologie sur la karstification revient à faire des observations sur la « résistance ». En effet, à partir de la structure connue et du flux actuel on essaye d'identifier la « quantité » de la résistance, sachant que le terme énergétique est connu très approximativement. Dans cette démarche, on se retrouve souvent dans la situation de traiter une relation avec deux variables inconnues. Donc, faire des appréciations sur une d'entre les variables n'as pas de sens si on ne tient pas compte de l'autre aussi. Ca veut dire, qu'on ne peut parler de l'influence de la géologie sans préciser les conditions du potentiel de karstification.

Ainsi, le massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare présente des structures karstiques immatures qui ont évoluées dans les conditions d'un potentiel de karstification assez faible. Dans ces conditions, on pourrait dire que la « résistance » a été trop forte pour assurer un flux de qualité. Le massif a évolué sous l'influence d'autres types des flux (par exemple l'écoulement de surface) jusqu'au moment où le potentiel de karstification a été suffisamment élevé pour vaincre la « résistance ». Le potentiel de karstification a commencé monter au moment où des pertes concentrées se sont mises en place sur le massif. A partir

de ce moment, la structure fonctionnelle du karst commence à évoluer tout en tenant compte de l'espace mis à la disposition (la structure géologique), en utilisant les caractéristiques d'aquifère fissurée de la roche (la distribution des plans de drainage) et en essayant d'intégrer les anciennes structures karstiques immatures. Vu ces nouvelles conditions, avec un gradient hydraulique faible et dans une structure synclinale semicouverte, le karst qui se met en place présente la structure et le fonctionnement typique pour un karst noyé.

Pour le massif d'Arbas, on rencontre deux situations différentes. Les systèmes karstiques développées dans la série métamorphique présentent une situation à peu près similaire à celle du massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare. Les structures karstiques sont immatures. Pour ces deux systèmes (de Surgeint et du Lac Bleu) la « résistance » a été trop forte par rapport au potentiel pour avoir un flux de qualité. Par rapport au massif d'Obarsia, la résistance a du être plus grande, vu la lithologie des roches soumises à la karstification. Si le système de Surgeint peut être considéré comme un karst en phase embryonnaire où le potentiel de karstification n'a jamais réussi vaincre la « résistance », le système du Lac Bleu s'averre plus proche de la situation de Roumanie. En effet, la mise en place des structures karstiques fonctionnelles a été déterminée par l'apparition des pertes concentrées.

Par contre, le karst de la Coume Ouarnède présente une structure extrêmement évoluée. La « résistance » opposée par rapport au potentiel de karstification a été très faible. Le flux est d'une très bonne qualité. Si on compare cette situation avec celle de la Roumanie ou avec celles des systèmes voisines, on ne peut pas donner une explication sur la base des différences d'ordre géologiques. Si la géologie avait le rôle primordial pour la mise en place du karst de la Coume Ouarnède on ne devrait pas avoir un karst si évolué. Ça sufi de rappeler que la série carbonatée n'est pas homogène, avec plusieurs niveaux plus argileux et une série dolomitique importante, sans oublier la présence des marnes. D'autre part, la structure géologique n'est pas tout à fait favorable pour le développement d'une structure fonctionnelle de cet ordre de grandeur.

L'explication doit être cherchée au niveau de l'autre terme de la relation. C'est, donc, au niveau du potentiel de karstification qu'il faut trouver les différences. Le karst de la Coume Ouarnède a évolué dans les conditions d'un potentiel de karstification très fort, au moins durant la période initiale. Ce qui a fait croître le potentiel était la présence du petit appareil glaciaire qui a fonctionné sur le massif. Une fois qu'une structure fonctionnelle efficiente se met en place, l'évolution de la structure ne tient presque plus compte des « barrières » d'ordre géologique. Les seuls facteurs géologiques qui jouent un rôle sont ceux qui déterminent le caractère d'aquifère : la position structurale, la géométrie de l'aquifère et la distribution des plans de drainage.

A partir de l'analyse du karst de ces deux massifs on peut tirer certaines conclusions :

- on ne peut parler de l'influence des facteurs géologiques sans considérer le potentiel de karstification ;

- il semble que l'influence des facteurs géologiques est plus importante dans le moment de l'initiation du karst. Une fois qu'une structure fonctionnelle se met en place, la karstification montre une certaine indépendance par rapport à la géologie ;

- les facteurs géologiques qui jouent un rôle durant toute l'évolution du karst sont ceux qui déterminent les propriétés physiques, géométriques et hydrauliques du substrat en tant qu'aquifère.

Références

- Arneodo, A., Argoul, F., Bacry, E., Elezgaray, J., Muzy, J.-F. (1995) – *Ondelettes, multifractales et turbulences. De l'ADN aux croissances cristallines*. Ed. Diderot, Paris, p.169.
- Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.-J. (1991) – Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci Paris, serie II*, pp. 1179-1185.
- Bakalowicz, M. (1979) – Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse de doctorat sci. nat.*, Université Pierre et Marie Curie, Lab. Sout. Moulis, p. 269.
- Bakalowicz, M. (1988) – L'évolution paléohydrologique et morphologique des Pyrénées Centrales : l'exemple du massif karstique d'Arbas (Pyrénées Garonnaises). *Actes Journées Felix Trombe*, 1, pp. 43-57.
- Bakalowicz, M., Debroas, E.-J., Puyoô, S. (1980) – Nouveaux témoins glaciaires dans le massif d'Arbas (Pyrénées de Haute Garonne). *Bull. Hist Nat. Toulouse*, 116, 1-2, pp.52-56.
- Bercia, I., Bercia, E., Nastaseanu, S., Berza, T., Iancu, V., Stanoiu, I., Hartopanu, I. (1977) – *Carte géologique (1 :50.000), feuille Obarsia Closani*, Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti.
- Berza, T. (1997) – A hundred years of tectonic studies in south Carpathians :the state of the art. *Symp. Geology in the Danube Gorge*, Donji Milanovac, pp. 271-276.
- Choukroune, P. (1976) – Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. *Mem. Soc. Géol. France*, 127, p. 116.
- Codarcea, A. (1940) – Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Ménéhinti. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, Bucuresti.
- Conovici, M. & Sabau, G. (1994) – Structure and metamorphic history of the Getic Cristaline in the NW area of the Godeanu and Tarcu Mountains, *J.of Tect. Reg. Geol.*, An. I.G.R., 75, Bucuresti.

- Debroas, E.-J. (1976) – Les « flyschs » crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonais et de la région d'Arbas (Ariège – Haute Garonne). *Thèse de doctorat*. Université Paul Sabatier Toulouse.
- Debroas, E.-J. (1978) – Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Bull. Soc. Géol. France*, XX (5), pp. 639-648.
- Debroas, E.-J. (1985) – Géométrie et position structurale des fosses albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata*, Toulouse, serie 1, 2, pp. 99-106.
- Debroas, E.-J. (1987) – Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bull. Soc. Géol. France*, III (5), pp. 887-898.
- Diaconu, G. (1978) – Pestera Closani – genèse et évolution. *Trav. Inst. Spéol. « Emile Racovitza »*, XVII, pp. 185-191.
- Diaconu, G. (1989) – Studiu carstologic in perimetrul cuprins intre Cerna si Bistrita (jud. Gorj) in vederea evidentierii directiilor curgerii subterane si a conturarii principalelor bazine hidrografice. *Arh. Inst. Spéol. Bucarest* (non-publié).
- Diaconu, G. (1990) – Closani Cave. Mineralogical and genetic study of carbonates and clays. *Misc. Spéo.*, 2, Bucarest, p.151.
- Duchène, M., Drillat, P. A. (1982) – *La Coumo d'Hyuernedo. Réseau Félix Trombe – Henne Morte (Massif d'Arbas)*. Groupe Spéléologique des Pyrénées, Toulouse, p. 346.
- Eraso, A. (1983) – Aplicacion del método de prediccion de las direcciones de drenaje karstico a dos casos reales de obra civil. *Mem. III Simp. Hydrogeologia y Recursos Hidraulicoss VIII*, pp. 3-15, Madrid.
- Eraso, A. (1986a) – Aplicacion del metodo de prediccion de las direcciones de drenaje al karst de Larra (Navarra – Francia) y el karst del complejo de Ojo Guarena (Burgos). *Karst Euskadi 86*, San Sebastian, pp. 229-254.
- Eraso, A. (1986b) – The prediction method of the principal directions of drainage in karst. *the UIS International Congress*, Barcelona, pp. 46-49.
- Eraso, A., de Lima, M. T. (1989) – The Itacolomi quartzite karst, Minas Gerais, Brazil. Application of the underground drainage direction prediction method. *The UIS International Congress*, Budapest, pp. 476-480.

- Eraso, A., Herrero, N., Saint-Aubin, J. (1983) – Microtectonics analysis as a tool to predict karstic drainage directions. *Atti Conv. Int. sull carso di alta montagna*, 30 aprile – 4 maggio 1982, Imperia, pp.324-334.
- Galy, M., Boyer, S., Duchène, M. (1988) - *La Coumo d'Hyuernedo. Réseau Felix Trombe – Henne Morte (Massif d'Arbas). Tome II. Les Journées Félix Trombe*, Gr. Spéo. Pyr., Spéléo Club Paris, Com. Dép. Haute Garonne, p. 162.
- Gilli, A. (1991) – Les plus grandes salles souterraines du monde. Genèse et évolution. *Thèse de doctorat*.
- Goran, C. (1978) – Le karst du plateau de Méhédintzi. I. Partie nord. *Trav. Inst. Spéol. « Emile Racovitza »*, XVII, Bucarest, pp. 165-183.
- Goran, C. (1982) – *Catalogul sistematic al pesterilor din Romania*. IISER, FRTS-CCS, Bucarest, p. 496.
- Goran, C. (2001) – Structura si limitele mediului carstic. *Ecocarst*, 2, pp 12-20.
- Grunberger, O. (1985) – Etude du système karstique du Goueil di Her (Hte Garonne) à l'aide des chroniques des pluies et des débits – emploi des méthodes corrélatrices et spectrales. *Mémoire DEA*, Université Paris X.
- Iurkiewicz, A., Mangin, A. (1994) – Utilisation de l'analyse systémique dans l'étude des aquifères karstiques des Monts Valcan (Roumanie). *Theor. Appl. Karst.*, 7, pp. 9-96.
- Lagasque, J.J. (1971) – L'évolution quaternaire du piémont pyrénéen et des vallées de l'Arbas et du Bas-Salat. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 107 (1-2), pp.125-134.
- Le Pochat, G. (1970) – Etude géologique de la couverture occidentale et méridionale du massif de Milhas (Haute Garonne). *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier Toulouse.
- Mangin, A. (1975) – Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse de Docteur en Sciences*, Université de Dijon.
- Mangin, A. (1982) – L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunion Monografica sobre el Karst*, Larra, pp. 141-157.
- Mangin, A. (1984) – Ecoulement en milieu karstique. *Annales des Mines*, 5-6, pp. 135-142.
- Mangin, A. (1985) – Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karsts. *Stygologia*, 1,3, pp. 240-257.
- Mangin, A. (1986) – Réflexion sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques. *Karst Euskadi 86*, San Sebastian, pp. 11-30.

-
- Mangin, A. (1994) - Karst Hydrogeology in *Groundwater Ecology*, editors : Gibert, J., Danielopol, D. L. & Stanford, J. A., Academic Press, New York, p. 570.
- Marsaud, B. (1996) – Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. *Thèse de doctorat*, Université de Paris XI Orsay, p. 305.
- Maruntiu, M. (1987) – Studiul geologic complex al rocilor ultrabazice din Carpatii Meridionali. *Thèse de doctorat*, Univ. Bucurest.
- Paredes, C. (1995) – Aplicacion de la geometria fractal en las ciencias de la Tierra. *Thèse de doctorat*, Université Polytechnique de Madrid.
- Paredes, C., Elorza, F. J., Mangin, A., D'Hulst, D., Eraso, A. (1999) – Scalling phenomena in karstic cave system. *J. Math. Geol.* (soumise).
- Peybernes, B., Souquet, P. (1984) – Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121(4), pp. 397-405.
- Pop, G., Berza, T., Marinescu, F., Stanoiu, I., Hartopanu, I. (1975) - *Carte géologique (1 :50.000), feuille Tismana*, Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti.
- Povara, I. (1993) – *Considérations hydrogéologiques sur les Monts Ménéhédintzi – Roumanie*. Trav. Inst Spéol. « Emile Racovitza », XXXII, Bucuresti.
- Puyoô, S. (1976) – L'étude hydrogéologique du massif d'Arbas (Haute Garonne). *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie.
- Rotaru, A., Bulgar, A., Povara, I. (1995) – L'étude hydrodynamique du système karstique de Motru Sec – Baia de Arama (Roumanie). *Theor. App. Karst.*, 8, pp. 145-155.
- Slavoaca, D., Oraseanu, I., Gaspar, E., Bulgar, A. (1985) – Hydrogeological contributions for the existence of the Getic Nappe in the Motru Sec – Baia de Arama region. *Theor. Appl. Karst.*, 2, pp. 175-181.
- Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., Debros, E.-J. (1977) – La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine*, 53, pp. 193-216.
- Stanoiu, I. (1971) – Nota preliminară asupra prezentei silurianului fosilifer în Carpatii Meridionali. *Dari de seama*, LVII, Inst Geol. Rom., Bucuresti, pp. 5-15.
- Stanoiu, I. (1982) – Orizontarea formațiunilor neocretacice de tip olistostroma din partea nord-vestică a Podisului Ménéhédintzi. *Dari de Seama*, Inst. Geol. Geofiz., LXVII/5, Bucuresti.
- Stanoiu, I. (1996) – The Cosustea Nappe, a new Laramic Tectonic Unit in the Ménéhédintzi Plateau. *Anal. Univ., serie Geol.*, XLV, Bucuresti.
-

- Stanoiu, I. (1997a) – The Măhădintzi Plateau Stratigraphy. *Symp. Geology in the Danube Gorge*, Donji Milanovac, pp. 259-262.
- Stanoiu, I. (1997b) – Jurassic – Cretaceous tectonic of south western part of the Southern Carpathians. *Symp. Geology in the Danube Gorge*, Donji Milanovac, pp. 281-285.
- Stanoiu, I. (1997c) – Consideratii asupra stratigrafiei si tectonicii alpine a partii vestice a Carpatilor Meridionali, *Stud. Com. St. Nat.*, 27, Muz. Ist. Nat., Sibiu.
- Stanoiu, I. (2000) – Tectonica alpina majora a Carpatilor Olteniei, in contextul general al Carpatilor Meridionali, (in prep.) .
- Stanoiu, I., Povara, I. (2000) – Controlul tectonic si stratigrafic asupra hidrologiei rocilor carbonatice din regiunea Podisul Măhădintzi – Muntii Măhădintzi (Romania). *Ann. Univ. Spiru Haret*, 3, (in press).
- Trombe, F. (1943) – Gouffres et cavernes du Haut-Comminges. *Travaux scientifiques du Club Alpin Français*, 2, pp.1-80.
- Trombe, F. (1947) – Recherches souterraines dans les Pyrénées centrales. *Ann. Spéléol.*, 2, pp. 67-164.

CHAPITRE 2:

Relation Géologie – Karstification :

l'échelle d'affleurement

Abstract

As we have already shown at the beginning of this work, in the second chapter we will try to follow the relationship between the geology and the karst at an intermediate scale, called outcrop or intra-karstic scale. From a spatial point of view, this scale is in the range of meters.

The point of departure in our thinking is to consider that, like in all geomorphologic sub-systems, the morphology is the result of the interaction between the rock and the processes. At his turn, the morphology influences the future evolution of the system by his continuous changed configuration. So, the morphology will be capable to give us information on how the rock influenced the genesis of the studied morphology and on the processes that acted to construct this morphology.

There are well studied and described the morphologies typical for the karst landscapes. During the time, a lot of works treated the relationship between the geological factors and caves morphology. Among them we can enumerate some ones of undoubtedly importance revealed by their synthetic character: Bleahu, 1977; Jakucs, 1977; Jennings, 1985; Dreybrodt, 1988; White, 1988; Ford & Williams, 1989. An exhaustive synthesis on these problems is presented in Klimchouk, Ford, Palmer & Dreybrodt (2000). Practically, every study on karst reveal, in a great or a small measure, the relationship between the geological factors and the karst features development.

Generally, the evolution of a morphology suppose a long time period, which make practically impossible any experience trying to model the studied morphology. So, many explanations of the karst morphogenesis, even if very probable, are intuitive or qualitative and give reasons for long debates. The difficulty of making experiences to model the karst morphology or functionality is a great handicap, which we cannot ignore. One of the ways left to say something more objective about the karst morphology is to increase the objectivity of our analysis and interpretations. Quantifying the morphology and applying the mathematical analysis methods can make this.

Our study it is not an exhaustive one. We tried to apply this new methodology to analyze the cave walls morphology. In this category, one peculiar morphology was intensively studied: the scallops and flutes. By their properties the scallops are of great interest for our study, so, we present the basic problems and the main results regarding this morphology.

In several caves from Romania and France, from the two studied areas, developed in different geological situations, horizontal profiles of the walls were measured. In order to

make a comparison, a profile in a limestone quarry was measured too. The obtained data series were analyzed with the classical method of signal treatment (spectral analysis) and other new methods (fractal and wavelets analysis).

All profiles show two different fractal dimensions that testify for relief developed at two different scales. For the small scale, the poor fractal dimension put in evidence the evolution of the wall morphology under sub-aerial conditions. The more developed morphologies (scallop) have the greatest fractal dimensions.

The spectral analysis shows the existence of some pseudo-periodicities. The log-log representations of the spectral densities make the difference between the cave profiles and the quarry measured profile. Since the quarry profile shows a pure Brownian character, the cave profiles are typical for a persistent fractionally Brownian character, which means that the existent variations are interdependent ones of others. For the scales between 3 and 7 cm, the slopes of the log-log representations allow us to make the analogy with the Kolmogorov model of the turbulence. For the small scale, the profiles are characteristic to a white noise. At this scale, even if the information exists, she cannot be interpreted because of the noise.

The wavelets analysis comes to reinforce the observations already made: the cave profiles consist in a hierarchy of morphological structures developed at different scales and interdependent ones of others.

All this observations allow us to conclude that the studied morphologies of the cave walls show the influence of a multi-scale morphogenetic process- the water flow. The original relief, depending on the geological factors, is fashioned by the flow, which arrive to integrate the initial pseudo-structures into an hierarchy of inter-dependent morphological structures. In addition, the used methods can put in evidence the influence of different morphogenetic processes.

Finally, some remarks regarding the morphogenesis of the cave walls are made.

2.1. Introduction

Comme annoncé précédemment, le deuxième chapitre a trait à la relation entre la géologie et la karstification à l'échelle de l'affleurement, appelée intra-karstique. Du point de vue spatial, l'ordre de grandeur est le mètre.

Le point de départ du raisonnement est que, comme dans tous les sous-systèmes géomorphologiques, la morphologie représente l'interaction entre la roche et les processus. A son tour, la morphologie influence l'évolution du système par sa configuration. Donc, la morphologie va être capable de fournir des informations sur l'influence de la roche et sur les processus responsables à la mise en place de la morphologie étudiée.

Beaucoup de morphologies caractéristiques des paysages karstiques ont été décrites et étudiées. Or, il faut savoir que l'évolution d'une morphologie karstique suppose un intervalle du temps extrêmement long, ce qui ne permet pas la réalisation d'expériences pour la modéliser. De ce fait, de nombreuses théories morphogénétiques, même très vraisemblables, ne sont pas vérifiables et ont un caractère intuitif ou qualitatif, qui restent discutables.

La difficulté de réaliser des expériences pour modéliser la morphologie où le fonctionnement karstique reste un handicap que nous ne pouvons pas ignorer. Ainsi, pour avoir une image plus objective sur la morphologie du karst, une possibilité est d'appliquer des méthodes d'analyse les plus objectifs possibles. La quantification de la morphologie et les méthodes d'analyse avec un support mathématique peuvent assurer l'objectivité requise.

Notre étude n'a pas un caractère exhaustif. On a essayé d'appliquer une nouvelle méthodologie pour analyser la morphologie de parois de grottes. Dans cette catégorie, existe un type morphologique qui a suscité beaucoup d'intérêt et qui a constitué le sujet de nombreux travaux : il s'agit des « coups de gouge » ou « vagues d'érosion » appelés « scallops » dans la terminologie admise par tous. Par ses propriétés, ce type morphologique présente un grand intérêt pour notre étude. De ce fait, au début de ce chapitre sont rappelés les problèmes de base et les principaux résultats concernant cette morphologie.

Dans quelques grottes de Roumanie et de France, situées dans les deux zones étudiées, et développées dans des contextes géologiques différents, plusieurs profils de parois ont été mesurés. A des fins de comparaison, un profil dans une carrière de calcaire a été mesuré.

Les séries de données obtenues représentent une quantification de cette morphologie. La numérisation des profils permet d'avoir une description objective et l'utilisation de méthodes d'analyse avec un support mathématique.

Pour comparer les différents profils, la morphologie doit être décrite de la même façon. Pour cela on va utiliser l'analyse fractale, méthode qui permet une description unique et qui de façon générale étudie les objets naturels complexes.

Ensuite, on va rechercher les éventuelles structures périodiques existantes dans les profils mesurés et leurs échelles d'apparition. La discrétisation des profils permet l'utilisation de méthodes de traitement du signal comme l'analyse spectrale.

Si la morphologie contient la signature du processus, elle doit rendre compte des propriétés intrinsèques au processus. A partir de ces propriétés on va pouvoir déceler les processus responsables. La méthode qui permet cette approche est la représentation en log-log des spectres de densité de variance.

Enfin, une fois identifiés les structures et les processus responsables, on va pouvoir s'interroger sur la liaison entre les différents structures. L'analyse par ondelettes continues et la multirésolution vont répondre à cette question.

Le chapitre se terminera avec l'analyse et l'interprétation de toutes les informations obtenues à partir des différentes méthodes appliquées. Les résultats vont permettre quelques discussions en ce qui concerne la genèse de la morphologie des parois de grotte.

2.2. Les coups de gouge

Entre les morphotypes souvent rencontrés sur les parois de grottes, il y a un qui a attiré depuis longtemps l'attention (Lugeon, 1915 ; de Joly, 1933 ; Bretz, 1942, Renault, 1961). Il s'agit des vagues d'érosion (*scallops* en angl.) qui représentent des « formes concaves, limitées sur les bords par un polygone curviligne de 3 à 6 côtés les séparant des vagues adjacentes » (Lismonde et Lagmani, 1987).

Ces concavités sont disposées d'une façon aléatoire sur les parois, planchers ou plafonds, parfois sur des surfaces très larges, « évoquant les coups de gouge de la sculpture sur bois » (Lismonde et Lagmani, 1987).

La forme des vagues d'érosion n'est pas isotrope, ni dans le plan, ni en section. En plan, existe une direction privilégiée qui peut être soit la longueur (coups de gouge allongées) soit la largeur (coups de gouge comprimées). La coupe longitudinale montre la dissymétrie de la concavité : un côté avec une pente plus abrupte que l'autre côté (fig. 2.1). Suivant le point d'observation, les dimensions des vagues d'érosion peuvent varier de quelques centimètres et plusieurs mètres (Lauritzen et Lundberg, 2000) mais pour un même endroit les dimensions restent relativement constantes.

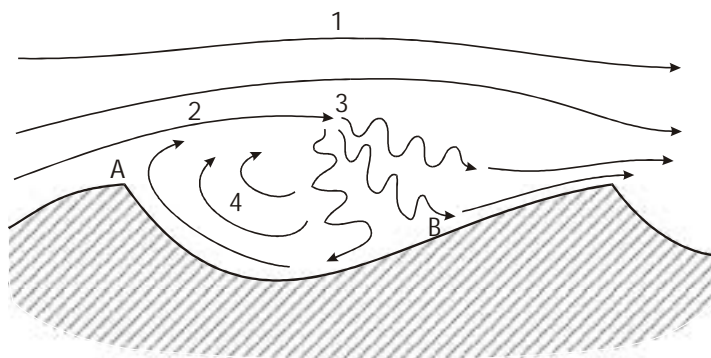


Fig. 2.1. Le modèle théorique pour la genèse des vagues d'érosion (d'après Curl, 1968) : A – point de décollement ; B – point de rattachement ; 1 – écoulement turbulent au loin ; 2 - couche de mélange ; 3 – transition laminaire turbulente de la couche de mélange ; 4 – courant de recirculation.

Une forme plus particulière de vagues d'érosion est celle représentée par des crêtes parallèles et perpendiculaires à l'écoulement, appelées en anglais *flutes*. Pour cette morphologie Lismonde et Lagmani (1987) utilisent le terme de **vagues 2-D**.

R. de Joly (1933) est le premier à relier la coupe dissymétrique des vagues d'érosion au sens de l'écoulement. Ainsi, la pente abrupte est toujours vers l'amont, tandis que la pente douce indique l'aval. Coleman (1949) confortera par la suite ces observations.

Pour expliquer la genèse de cette morphologie beaucoup d'hypothèse ont été émises. Renault (1961) présente une discussion sur les mécanismes responsables : l'érosion due à

la cavitation, la corrosion chimique avec des tourbillons engendrées par les rugosités de surface, la corrosion chimique sous les galets. Bögli (1981) avance une autre hypothèse : celle de l'érosion mécanique.

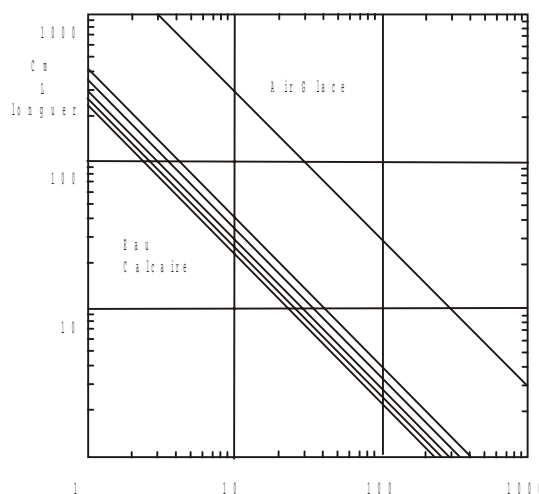
Curl (1966), dans un étude concernant les vagues 2-D, démontre par l'analyse dimensionnelle que :

- la période ou « la longueur d'onde » des vagues est inversement proportionnelle à la vitesse de l'écoulement,
- la distribution longitudinale du transport de masse fait migrer les vagues vers l'aval suivant la dissolution progressive de la parois.

La relation établie par Curl entre la longueur de vagues 2-D et la vitesse moyenne de l'écoulement est présentée sur la fig. 2.2.

Le mécanisme de genèse proposé par Curl (1966) est schématisé dans la fig. 2.1. La crête de la vague provoque, au point A, le décollement de l'écoulement qui rencontre de nouveau la paroi au point de rattachement B. Entre les points A et B existe un courant de recirculation relativement isolé de l'écoulement ambiant ce qui explique le transfert de masse plus faible dans cette zone et même la possibilité de dépôt (Renault, 1961). Le point B présente la vitesse maximale de corrosion.

Fig. 2.2. La relation entre la longueur des vagues 2D et la vitesse d'écoulement au loin pour les systèmes eau-calcaire et air-glace (d'après Curl, 1966).



Il convient de souligner que le mérite de cette explication est de montrer que le transfert de masse au niveau de la paroi et tout au long du profil présente une distribution hétérogène déterminée par les structures de l'écoulement.

Les observations de Curl ont été vérifiées par des expériences de dissolution sur plâtre (Rudnicki, 1960 ; Goodchild et Ford, 1971 ; Wigley, 1972). Allen (1972) met en évidence le

rôle important joué par la rugosité et les impuretés de la roche dans le développement des vagues d'érosion.

Blumberg et Curl (1974) et Curl seul (1974) réalisent une autre étude, cette fois sur les vagues 3-D, et proposent des formules théoriques qui relient la longueur des vagues et la vitesse moyenne de l'écoulement (fig. 2.3):

$$\bar{u} = \frac{\mu}{\rho L_{32}} \text{Re}^* \left[2.5 \left(\ln \frac{D}{2L_{32}} - 3/2 \right) + B_L \right] \quad \text{pour les conduits circulaires,}$$

$$\bar{u} = \frac{\mu}{\rho L_{32}} \text{Re}^* \left[2.5 \left(\ln \frac{D}{2L_{32}} - 1 \right) + B_L \right] \quad \text{pour les parois parallèles.}$$

où :

\bar{u} est la vitesse moyenne de l'écoulement,

μ la viscosité,

ρ la masse volumique,

Re^* le nombre de Reynolds pour les vagues d'érosion,

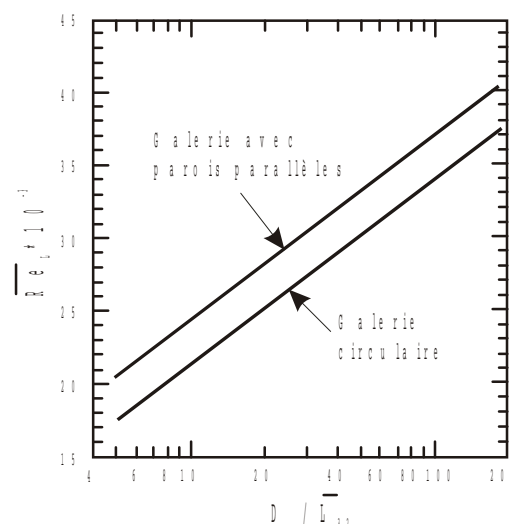
L_{32} la moyenne obtenue par la formule de Sauter pour la longueur des vagues d'érosion,

D le diamètre du conduit circulaire ou la largeur entre les parois parallèles,

B_L la constante de rugosité de Prandtl.

Suite aux expériences de dissolution, Blumberg et Curl (1974) ont trouvé la valeur de 2200 pour le nombre sans dimension Re^* et 9,4 pour celui de Prandtl. Dans un champ de coups de gouges, en dehors des formes relativement régulières de grandes dimensions, apparaissent d'autres formes plus petites qui jouent le rôle de bouche-trou. De ce fait, pour le choix du calcul de la longueur moyenne est utilisée la formule du Sauter qui ignore les dimensions plus petites.

Fig. 2.3. La relation entre le nombre de Reynolds pour les vagues d'érosion (vitesse d'écoulement * longueur moyenne de vagues) et le rapport entre le diamètre (largeur) du conduit et la longueur moyenne des vagues (d'après Curl, 1974).



La distribution unimodale indique un débit élevé et constant. Pour des conditions extrêmement variables de l'écoulement souterrain, se pose la question du régime hydrodynamique responsable d'une population de vagues d'érosion. Avec le karst allogénique de Norvège, Lauritzen et al. (1985), Lauritzen (1989), montrent que le débit déduit des vagues d'érosion correspondrait à un débit de crues. Même si ce débit de crues apparaît seulement pour 2% à 15% du temps, il est le plus efficace en ce qui concerne l'érosion des parois (la moitié de l'activité chimique s'enregistre durant 10% du temps, pendant les crues (Lauritzen, 1989)). Une autre observation préliminaire intéressante est que, pour les sources des zones karstiques allogéniques, il semble exister une relation directe linéaire entre le débit indiqué par les vagues d'érosion et le bassin versant correspondant.

Tous ces résultats montrent l'importance de l'étude de cette morphologie pour la paléohydrologie et la paléogéomorphologie des zones karstiques. En ce qui concerne notre étude, le point d'intérêt est représenté par le mécanisme invoqué pour la genèse de coups de gouge.

2.3. Profils de parois de grottes

2.3.1. Méthode de quantification. Profils mesurés.

Pour la quantification de la morphologie de parois a été conçu un dispositif présenté en fig. 2.4. Ce dispositif permet d'obtenir une série discrète de valeurs x et y qui correspond à un profil horizontal précis de la paroi.

Le choix de secteurs de galeries a été imposé par la méthode utilisée. Ainsi, comme la série de valeurs représente la morphologie en 1D, pour que cette mesure soit représentative, les secteurs de galeries ont été choisis avec une morphologie homogène, c'est à dire une morphologie qui montre un aspect identique sur la longueur du segment choisi.

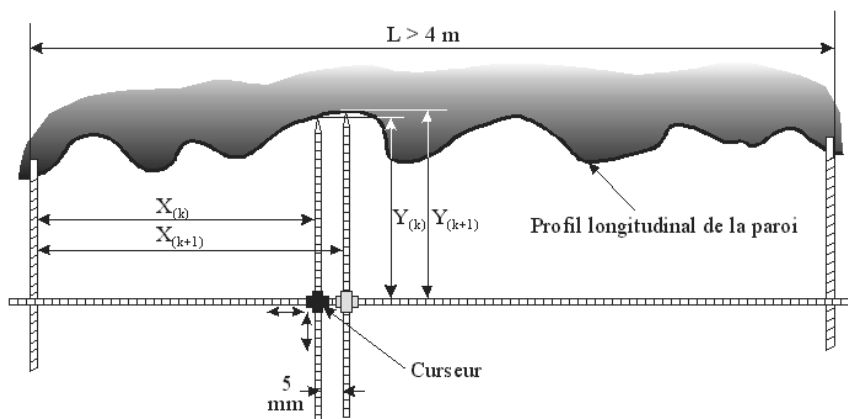


Fig. 2.4. Dispositif utilisé pour la quantification de la morphologie de parois de grotte.

Les méthodes d'analyse utilisées ne permettent pas le traitement de séries de données avec plusieurs valeurs y pour la même valeur x ; de ce fait, il a fallu éviter les secteurs de galeries avec des surcreusements.

La longueur minimale des profils mesurés est de 4 m avec un pas de mesure de 5 mm.

Les profils sont choisis sans aucune trace évidente de concrétions, d'érosion ou d'effondrement.

Malgré ces contraintes, les mesures de profils correspondent à des situations, autant que possible, différentes. Le tableau 2.1 présente la localisation des profils mesurés et quelques caractéristiques de leur contexte.

Tableau 2.1 - Les profils mesurés.

No.	Grotte	Localisation	Roche	Fonctionnement
1.	Sarrat dech Mene (Galerie de la Rivière, amont de la cascade de 4 m)	Réseau Coume Ouarnède Massif d'Arbas Haute Garonne, France	Calcaire micritique Barrémien	Permanent
2.	Sarrat dech Mene (Galerie de la Rivière, aval de la cascade de 4 m)		Calcaire biomicritique à rognons de silex, Aptien	Permanent
3.	Pene Blanque (Galerie d'Entrée)		Calcaire récifal aptien à faciès urgonien	Aucun
4.	Touasse – Peyrou (Galerie Active – Profil Grands coups de gouge)	Réseau Touasse Peyrou Taurignan Vieux Ariège, France	Calcaire récifal aptien à faciès urgonien	Temporaire
5.	Touasse – Peyrou (Galerie Active – Profil Petits coups de gouge)			Temporaire
6.	Curecea (Galerie Principale – profil amont)	Bala Plateau de Mehedinti Roumanie	Calcaire récifal aptien à faciès urgonien Barrémien Aptien	Temporaire
7.	Curecea (Galerie Principale – profil aval)			Calcaire détritique Barrémien Aptien à faciès urgonien,
8.	Lazului (labyrinthe d'entrée)	Motru Sec Massif Obarsia – Piatra Mare, Gorj, Roumanie	Calcaire microsparitique Barrémien Aptien	Aucun
9.	Closani (Galerie-laboratoire)	Closani Massif Obarsia – Piatra Mare, Gorj, Roumanie	Calcaire biomicritique Barrémien Aptien	Aucun
10.	Izverna (Galerie principale)	Izverna Monts de Mehedinti Mehedinti, Roumanie	Calcaire biopelmicrosparitique Barrémien Aptien	Aucun

Afin de comparer la morphologie type des coups de gouge, pour laquelle les processus morphogénétiques sont bien connus, avec d'autres types de morphologie, deux profils montrant des coups de gouge ont été mesurés dans le système de Touasse – Peyrou, commune de Taurignan Vieux (Ariège, France).

Toujours à des fins de comparaison, un profil dans une ancienne carrière calcaire, donc n'ayant subi aucun mode de fonctionnement de galerie souterraine, a été choisi à côté d'Alas – Balagué (Ariège, France). Le profil ne présente aucune trace évidente d'écoulement ni d'intervention humaine (traces de barre à mine ou de tir); il présente un faible degré d'altération subaérien qui peut être considéré comme assez récent. Même si la carrière est le résultat d'une action humaine, le profil peut être considéré comme « naturel », dans le sens où le front de carrière, suite à l'exploitation, possède une morphologie intimement liée à la structure et aux propriétés de la roche ainsi qu'aux conditions géologiques locales. Tous les profils sont présentés dans la fig. 2.5.

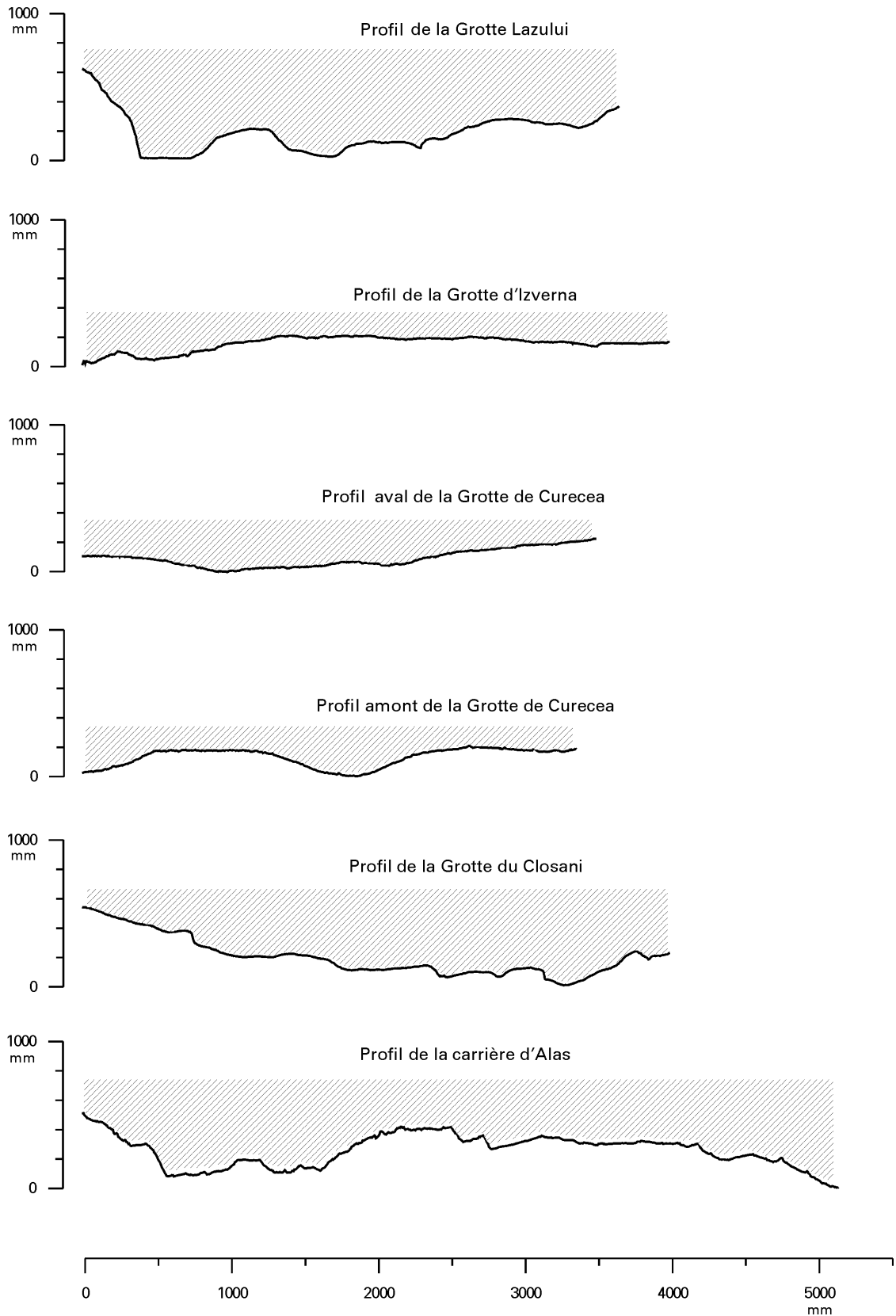


Fig. 2.5. Les profils de parois mesurés.

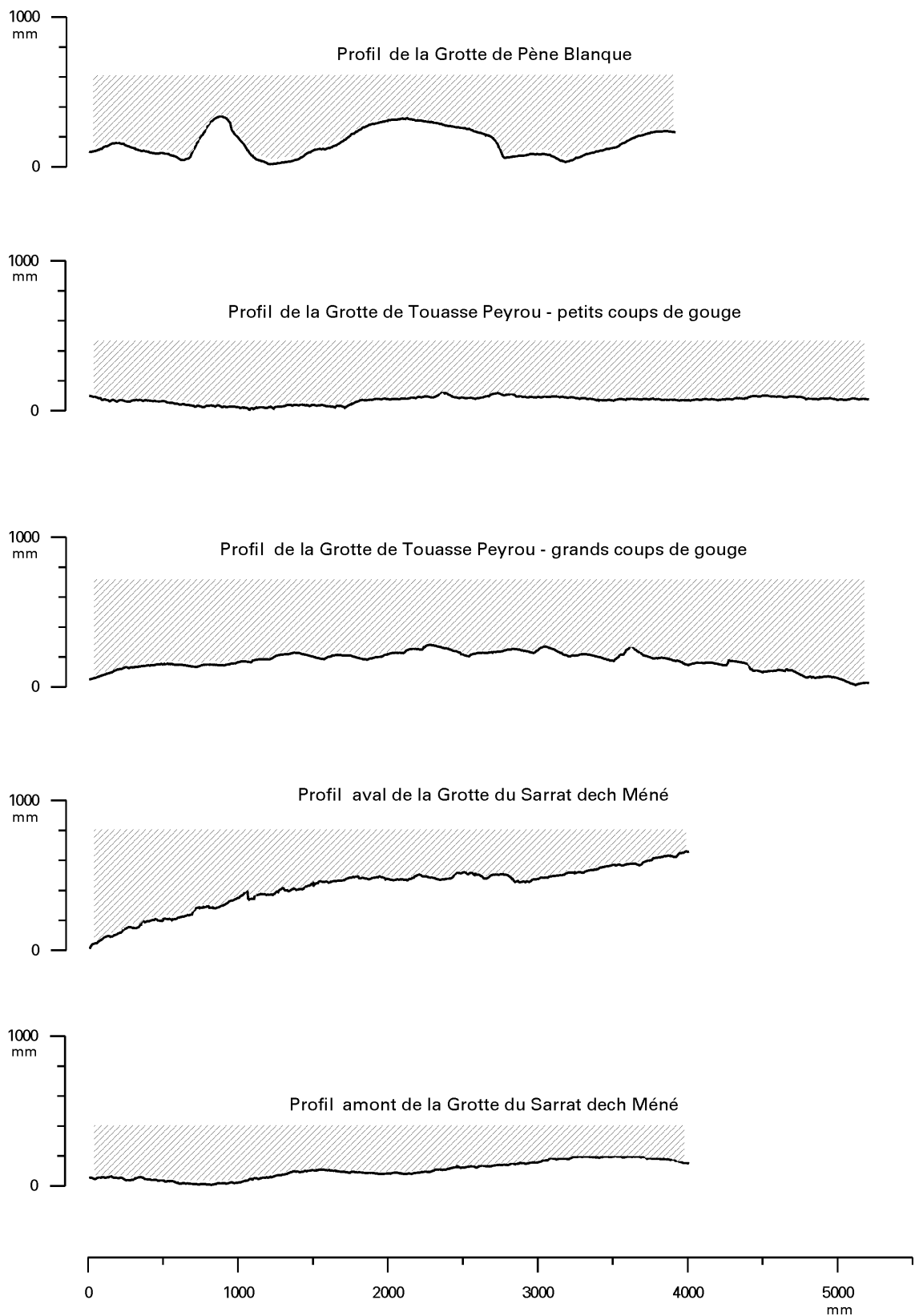


Fig. 2.5. (cont.) Les profils de parois mesurés.

2.3.2. Analyses effectuées et résultats

2.3.2.1. Analyse fractale

Comme on l'a déjà vu, les profils mesurés correspondent à des situations différentes. Pour les comparer, il fallait trouver une méthode générale qui permette de décrire les profils de la même façon tout en tenant compte de leurs particularités. Pour les objets naturels, la méthode la plus appropriée semble être l'analyse fractale.

Dans la littérature spécialisée dans ce domaine sont décrites plusieurs méthodes pour le calcul de la dimension fractale. Dans l'ensemble le principe est le même : la mesure de l'objet fractal est réalisée avec des pas de mesure successifs étendus sur une plage d'échelle la plus large possible. Pour les fractales autosimilaires, la plus utilisée est la méthode des « boîtes ». Les mesures consistent dans le nombre de « boîtes » nécessaires pour couvrir l'objet fractal; les dimensions des boîtes correspondent au pas de mesure. Pour les fractales autoaffines, on utilise de préférence la méthode de la variance ou de l'oscillation (Tricot, 1993). Les mesures correspondent aux sommes de la variance pour les pas de mesure choisis.

Ensuite, les résultats sont présentés en log-log en fonction des pas correspondants. Ce type de représentation est analogue au « diagramme Richardson » (Mandelbrot, 1975). La pente de la droite obtenue sur le diagramme Richardson donne la dimension fractale de l'objet.

Pour les profils de paroi c'est la deuxième méthode qui est utilisée c'est à dire la méthode d'oscillation (Tricot, 1993). Cette méthode permet d'effectuer des transformations affines sans influencer le résultat final.

La formule employée est:

$$Q(\varepsilon) = \frac{1}{\varepsilon} \sum_k \text{osc}_{\varepsilon,k} \quad ,$$

avec:

$$\text{osc}_{\varepsilon,k} = \sup_{k\varepsilon \leq t \leq (k+1)\varepsilon} z(t) - \inf_{k\varepsilon \leq t \leq (k+1)\varepsilon} z(t) \quad ,$$

où:

$Q(\varepsilon)$ = la quantité mesurée pour le pas ε ;

ε = le pas de mesure ;

k = l'intervalle sur lequel se calcule l'oscillation pour le pas ε ;

$osc_{\varepsilon,k}$ = l'oscillation de la courbe sur l'intervalle k et le pas ε ;

$z(t)$ = les valeurs de la courbe expérimentale (dans notre cas, les valeurs y du profil) ;

$\sup_{k\varepsilon \leq t \leq (k+1)\varepsilon}$ = la valeur maximale de la courbe sur l'intervalle k et le pas ε ;

$\inf_{k\varepsilon \leq t \leq (k+1)\varepsilon}$ = la valeur minimale de la courbe sur l'intervalle k et le pas ε .

Etant donnée la formule utilisée (la différence entre les valeurs y maximales et minimales pour un intervalle donné), le sens physique de la dimension fractale obtenue est celui d'un *indice de rugosité*.

Le traitement des données est réalisé à partir d'une matrice mise au point en Excel et les données sont multipliés par 10 (transformation affine) pour mettre en évidence les plus petites variations. Les pas de mesure vont de 5 en 5 de 10 à 50 mm, de 10 en 10 de 50 à 100 mm, de 20 en 20 de 100 à 300 mm, de 50 en 50 de 300 à 800 mm, de 100 en 100 de 800 à 1000 mm et les mesures sont représentées en coordonnées logarithmiques (fig. 2.6.). La pente de la droite de régression fournit alors la dimension fractale recherchée (Tricot, 1993).

Les premiers essais ont été faits en utilisant un nombre de pas réduit. En augmentant ce nombre on a observé que la pente de la droite de régression se modifie. Suite à cette observation, il a été décidé de prendre un nombre de pas le plus grand possible et de tracer des régressions de la même manière pour toutes les mesures. Pour chaque profil on obtient deux pentes, plus au moins différentes, qui correspondent à deux dimensions fractales.

La première dimension fractale (D_1) est relative aux petites échelles et la seconde (D_2) aux grandes échelles. Le changement de la pente se fait dans un domaine de transition, plus ou moins large. Ce domaine est marqué par le point d'inflexion (P_i) qui représente la valeur moyenne de transition. Le tableau 2.2 synthétise les résultats de cette analyse.

Tableau 2.2 – Les dimensions fractales des profils de parois.

Profil	D ₁	D ₂	P ₁ (mm)
Sarrat dech Méné – amont	1.26	1.22	160
Sarrat dech Méné – aval	1.2	1.15	250
Curecea – amont	1.14	1.1	200
Curecea – aval	1.22	1.12	190
Touasse – Peyrou (grands coups de gouge)	1.15	1.36	250
Touasse – Peyrou (petits coups de gouge)	1.3	1.34	250
Closani	1.07	1.22	200
Izverna	1.25	1.36	190
Lazului	1.03	1.24	260
Pène Blanque	1.04	1.24	220
Carrière	1.12	1.22	320

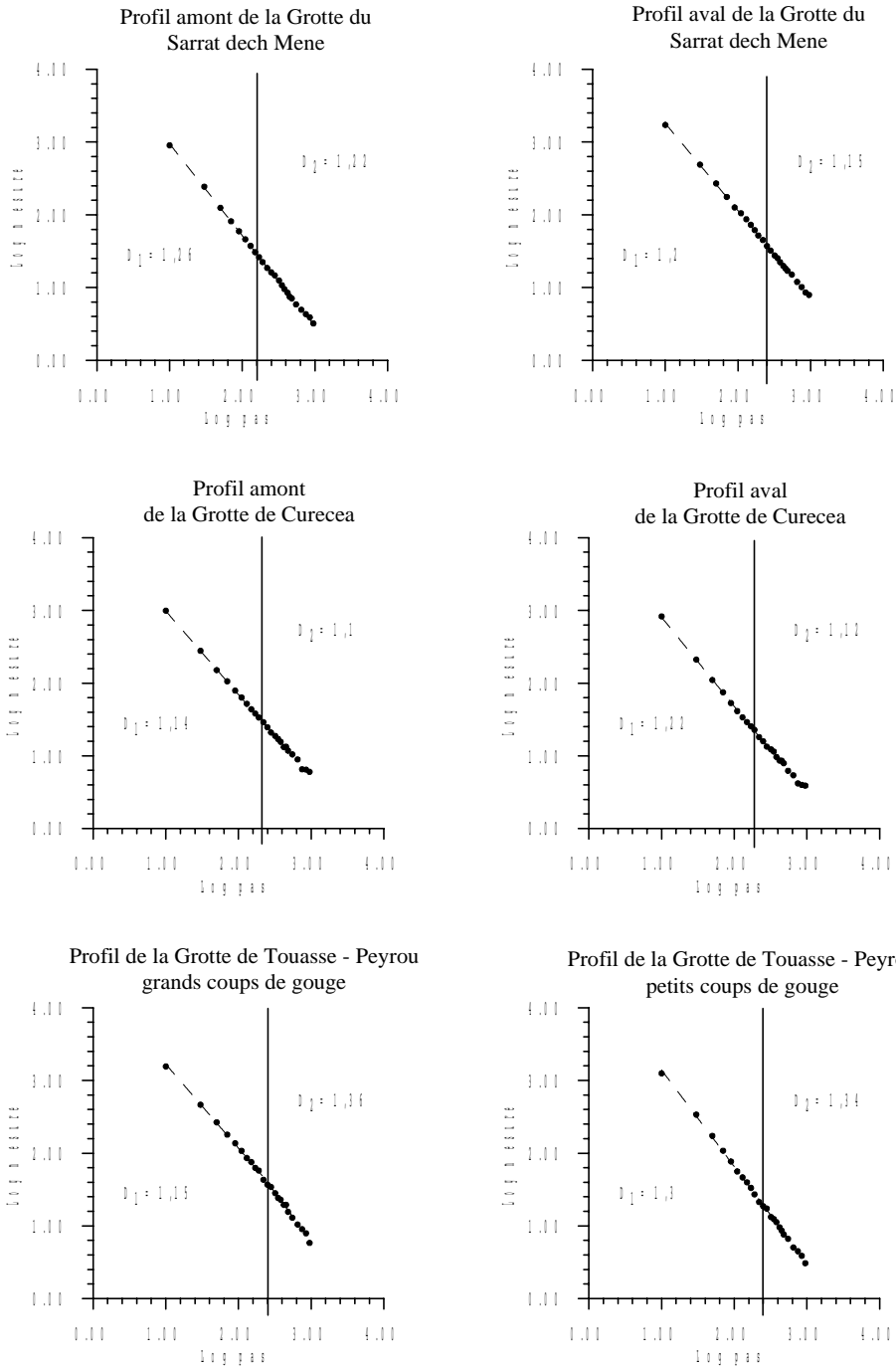
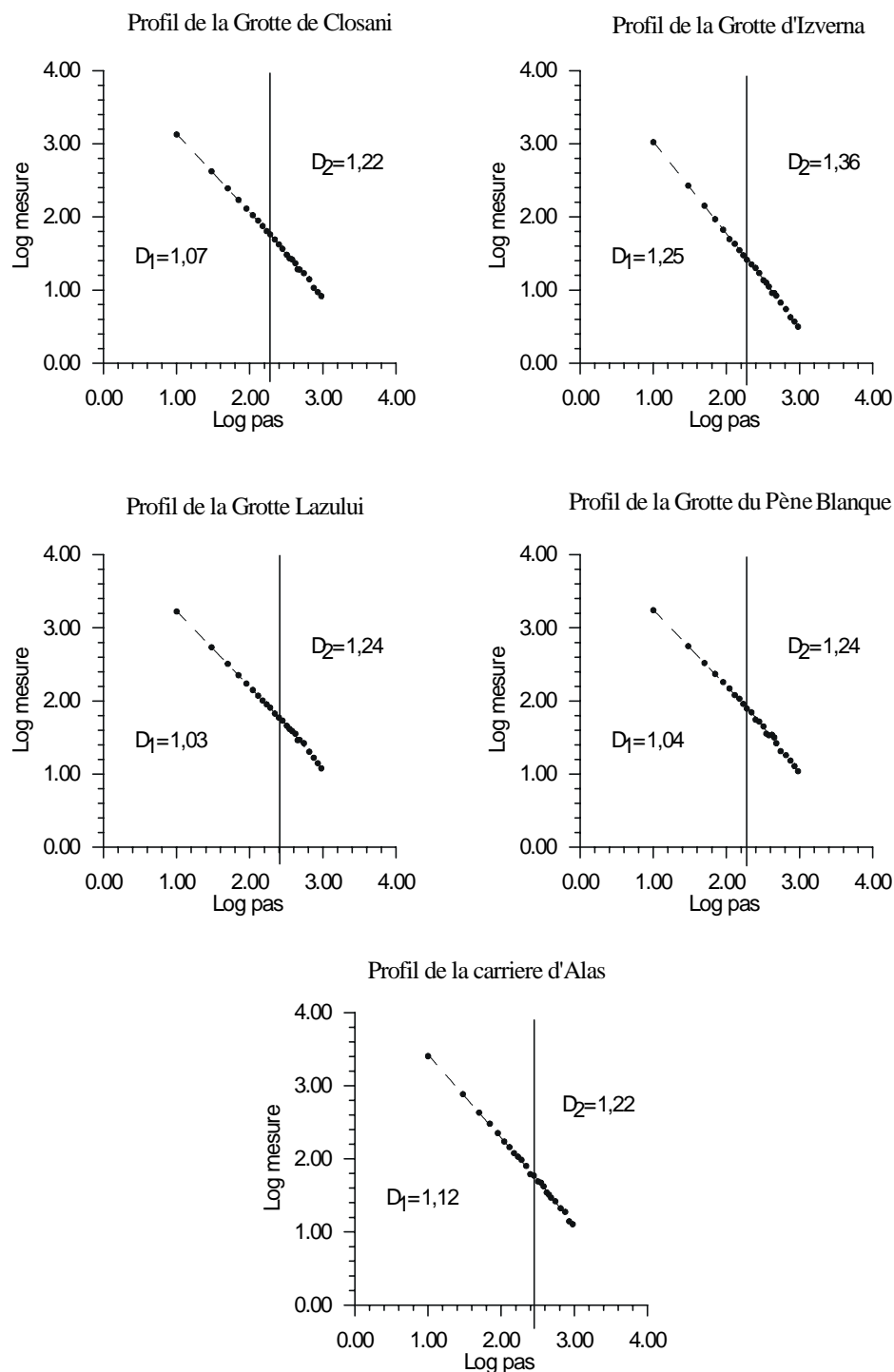


Fig. 2.6. Diagrammes Richardson pour les profils de parois mesurés.

Fig. 2.6. (cont.)
Diagrammes
Richardson pour les
profils de parois
mesurés.



Le fait d'obtenir deux dimensions fractales ne peut pas être interprété exactement dans le sens d'une multifractalité¹. Dans les mesures de périmètre de particules fines, Kaye (1978, 1986) a suggéré d'utiliser deux droites de régression sur les diagrammes Richardson. Il a obtenu deux dimensions fractales nommées composante structurale (grande échelle) et composante texturale (petite échelle). Orford et Whaley (1983) sont allés plus loin en

¹ La multifractalité s'exprime par l'existence d'une union des sous-séries fractales intimement liées qui se développent à des échelles différentes (Feder, 1988). Par exemple, la distribution de la population humaine sur la surface du globe présente une mesure multifractale. En général, la distribution d'une quantité physique sur un support géométrique peut être une image

identifiant trois droites de régression. Whaley et Orford (1989) proposent pour ces composantes le terme de pseudofractals. Même si les domaines d'application sont différents, la similitude des résultats sur les diagrammes Richardson semble indiquer que pour les profils de parois il s'agit aussi de pseudofractals. En effet, les deux dimensions correspondent à un relief avec des rugosités différentes, qui se développent à des échelles spatiales différentes.

En tout premier lieu, ces deux dimensions fractales existent aussi bien pour les profils de grottes que pour le profil de la carrière. Pour ce dernier, la dimension aux grandes échelles pourrait être influencée par l'état de fissuration de la roche (Dubois, 1995), tandis que la dimension aux petites échelles pourrait correspondre au relief des cassures. L'existence de deux dimensions fractales semble être un caractère général lié à la roche. Pour les profils de grottes, les valeurs de chaque dimension traduisent les conditions spécifiques d'évolution de chaque profil.

Il apparaît que les caractéristiques pétrographiques de la roche ne semble pas influencer la morphologie à ce niveau d'échelle. L'exemple le plus évident est fourni par les profils mesurés à Touasse – Peyrou (Ariège, France). Ces deux profils se développent dans un même secteur de galerie, avec la même lithologie (calcaire récifal aptien – faciès urgonien), l'un sur la paroi latérale gauche avec des traces de grands coups de gouge (appelé GCG) et l'autre sur le plafond avec des traces de petits coups de gouge (appelé PCG). On constate qu'à grande échelle, les deux profils ont presque la même dimension. Pour la petite échelle, le profil PCG a une dimension plus grande en raison de la présence de petits coups de gouge (la moyenne calculée pour un nombre de 60 coups de gouge mesurés donne une valeur de 6,25 cm pour la longueur).

Ensuite, il apparaît que la lithologie peut influencer l'aspect de la morphologie par l'intermédiaire des discontinuités lithologiques aux niveaux d'échelles observées. C'est le cas pour les profils mesurés dans la grotte du Sarrat dech Méné (Massif d'Arbas, France). On voit que dans le cas du profil amont la dimension qui possède la plus grande échelle est bien plus forte que pour le profil aval. Cela peut s'expliquer par la présence de rognons de silex qui, mis en évidence par érosion différentielle, accroît le degré de rugosité.

Pour la plus petite échelle, les valeurs les plus faibles de la dimension fractale sont celles obtenues pour les profils des grottes Closani, Lazului (Roumanie) et Pène Blanche (France). La seule propriété commune à ces trois sites correspond au fait que les galeries en question ont été depuis longtemps abandonnées par les eaux. De ce fait, elles ont évolué longtemps en régime subaérien. On peut imaginer que dans ces conditions les processus d'altération,

intuitive d'une mesure multifractale. Pour les profils mesurés, les dimensions obtenues décrivent plutôt le « support géométrique ».

liées aux processus alternés de condensation - évaporation, ont pu lisser les rugosités initiales à petite échelle. C'est ce qui peut expliquer les faibles dimensions obtenues.

Les valeurs les plus importantes, pour les grandes échelles comme pour les petites échelles, sont observées pour les profils qui présentent des coups de gouge. En terme de rugosité, on peut dire que les morphologies évoluées vont augmenter la dimension fractale. On sait bien maintenant d'après les études de Curl (1966,1974), Blumberg & Curl (1974), Allen (1972), Lismonde et Lagmani (1987) que cette morphologie est liée aux facteurs hydrodynamiques. Donc, il semble que les facteurs hydrodynamiques augmentent la rugosité du relief tant aux petites échelles qu'aux grandes échelles.

2.3.2.2. Analyse spectrale

Certains profils mesurés présentent des structures facile à reconnaître (PCG et GCG). Pour les autres, ces structures ne sont pas évidentes. D'où une question se pose : est-ce que les profils présentent des structures périodiques et à quel niveau d'échelle ?

A partir d'une certaine discrétisation, les profils peuvent être considérés comme des signaux. Dans le but de répondre à la question posée plus haut il est fait appel aux méthodes de traitement de signal.

Pour l'analyse spectrale est utilisé le logiciel STOCHASTOS, mis au point au Laboratoire Souterrain de Moulis. Les séries de données sont de 800 valeurs chacune, sauf pour les profils de Touasse-Peyrou et de la carrière où on a 1030 valeurs chacune. La fenêtre d'observation choisie est de 250 valeurs (1,25 m), avec le pas de 1 (5 mm).

Une observation commune à tous les profils (fig. 2.7.) correspond à la présence d'une tendance à long terme extrêmement forte. Cette composante témoigne de l'existence d'un relief à grande échelle. La longueur des profils mesurés et la fenêtre d'observation choisie ne permettent pas toutefois l'analyse de cette composante. Sa présence estompe l'existence des autres composantes, à moyen et court terme. On peut cependant observer des structures périodiques : à 28 et 15 cm pour le profil de la Grotte Lazului, à 42 et 17 cm pour le profil de la Grotte Izverna. Pour le profil GCG de la Grotte Touasse – Peyrou on voit apparaître des structures périodiques à environ 30 cm. La périodicité des coups de gouges présents sur ce profil (la moyenne pour la longueur des 60 coups de gouge mesurés est de 28 cm) détermine l'apparition des structures sur le spectre. Dans la même grotte pour le

profil PCG on observe des structures périodiques à environ 40 et 18 cm. Pour les petits coups de gouge, la structure périodique, est estompée par la tendance.

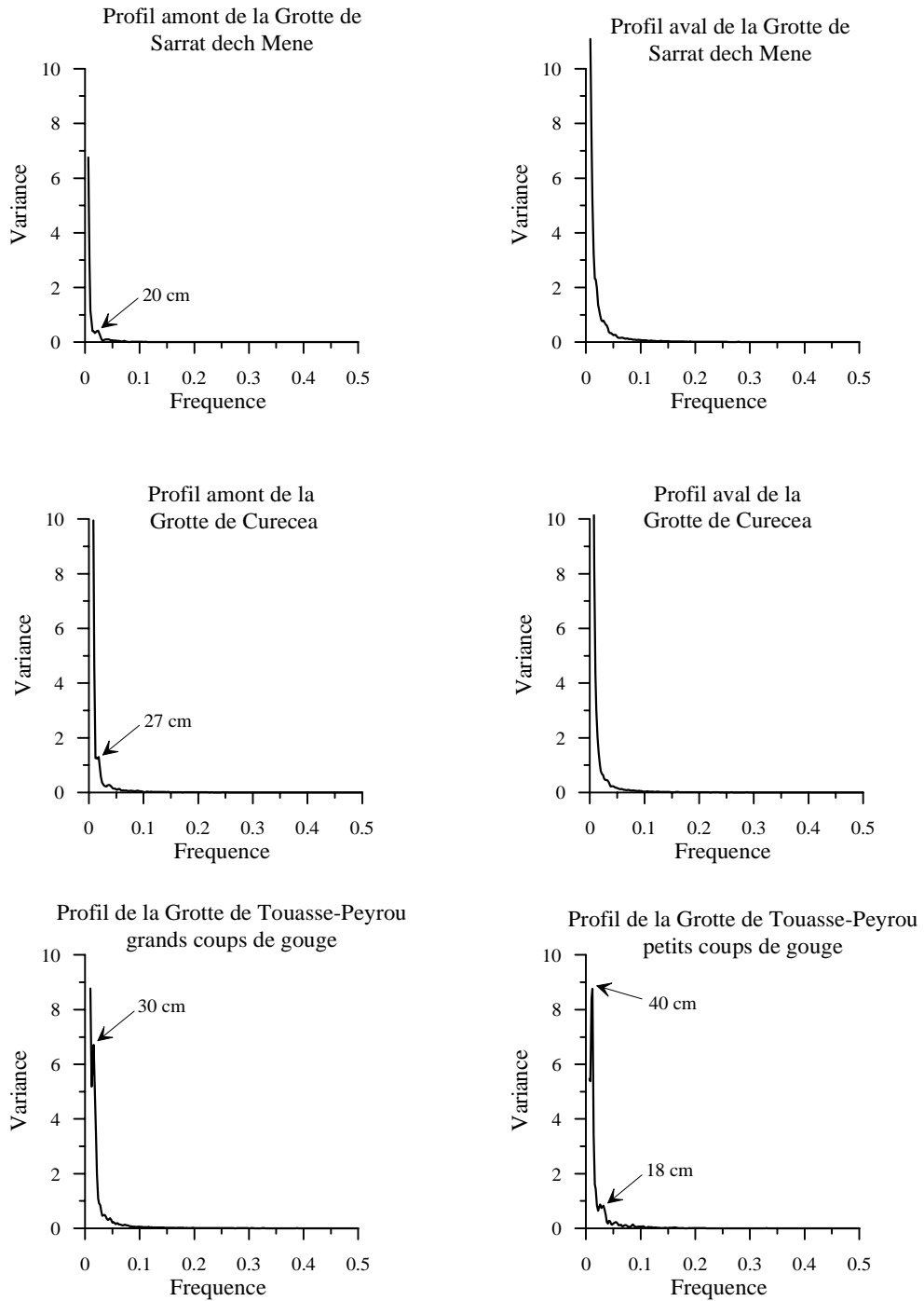


Fig. 2.7. Spectres de densité de variance – signaux non-différenciés – pour les profils de parois mesurés.

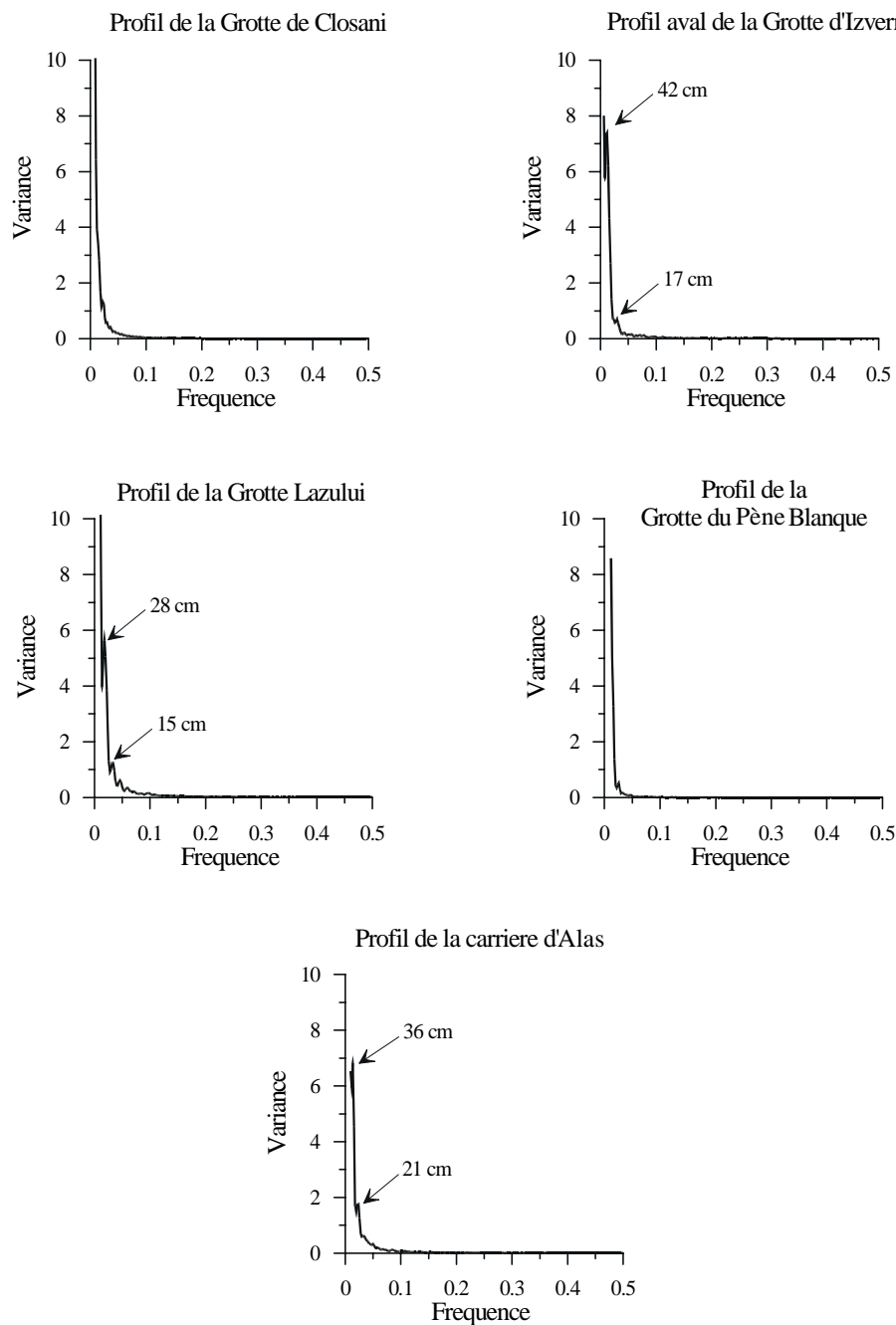


Fig. 2.7. (cont.) Spectres de densité de variance – signaux non-différenciés – pour les profils de parois mesurés.

Afin d'enlever l'influence de la tendance, il a été appliqué un filtrage par différenciation d'ordre un sur tous les profils (fig. 2.8., fig. 2.9., fig. 2.10.).

Du point de vue de l'énergie du signal, les profils peuvent être partagés en deux catégories. Une première catégorie (A) regroupe les profils de la Grotte Lazului, Pène Blancue et Closani (fig. 2.8.). Ces profils ont une énergie assez réduite (tout au moins en comparaison avec les autres) où la variance se concentre aux niveaux des basses

fréquences. Les structures périodiques observées se développent à 19 cm pour Pène Blanche, 25 cm pour Lazului et 23 pour Closani. Pour les hautes fréquences, même si on observe quelques pics d'énergie, leur amplitude est trop basse pour être interprétée, sauf, peut être, pour celui correspondant à la fréquence de 5 cm à la Grotte Lazului.

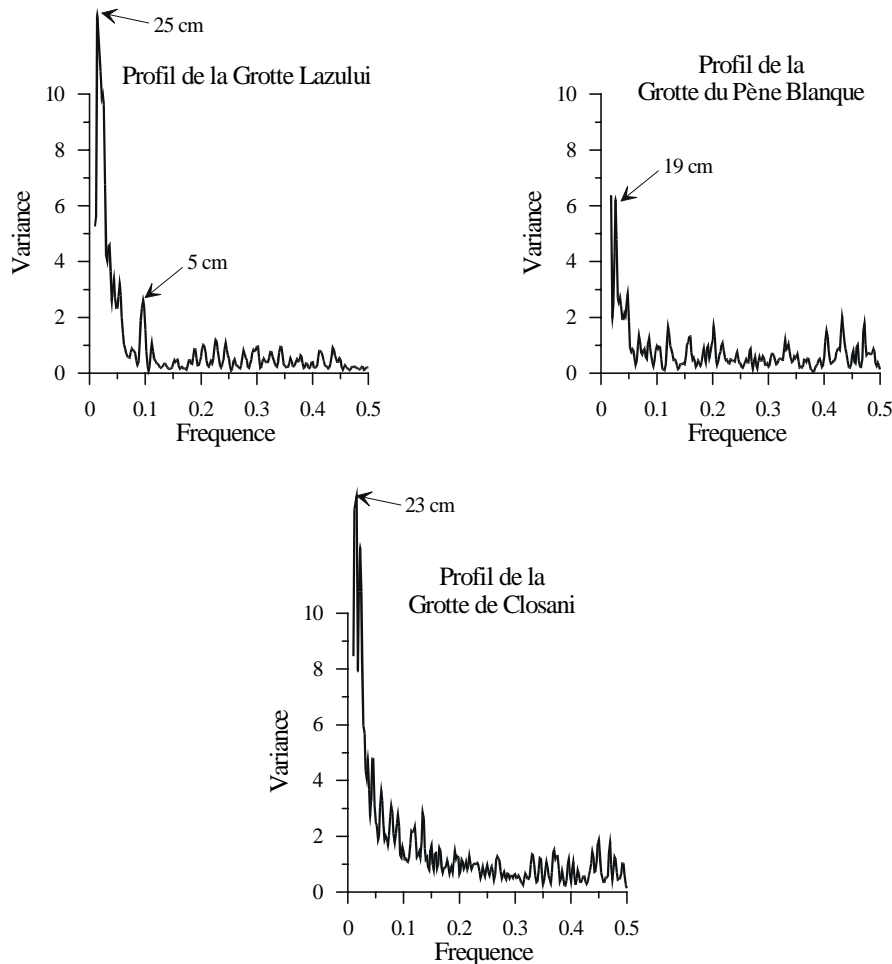
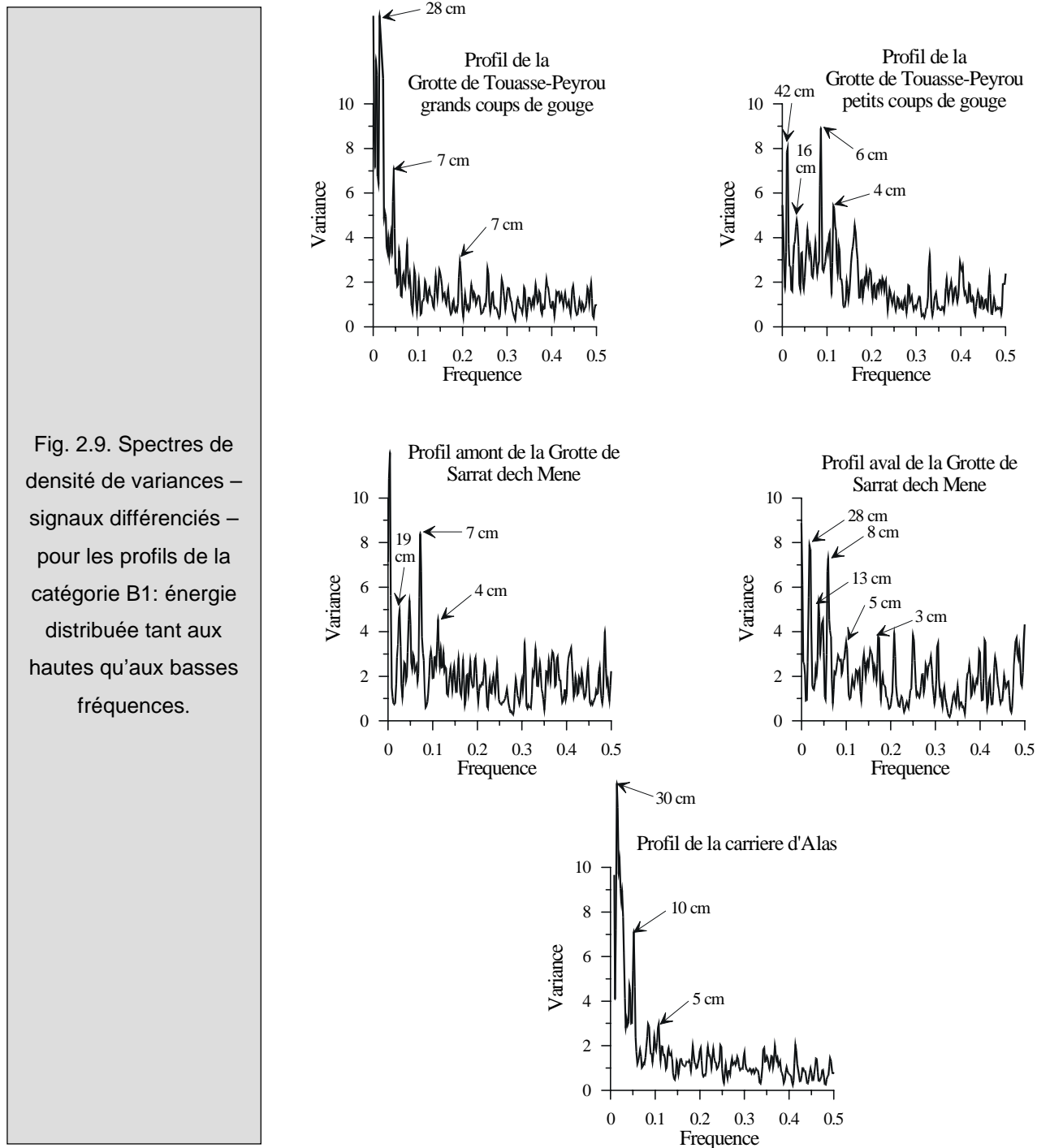


Fig. 2.8. Spectres de densité de variance – signaux différenciés - pour les profils de la catégorie A : énergie réduite distribuée plutôt aux bases fréquences.

La deuxième catégorie (B) regroupe les profils qui présentent des énergies plus importantes. En fonction de la distribution fréquentielle de l'énergie cette catégorie peut être divisée à son tour en deux sous-catégories.

Premièrement, on distingue les profils de la Grotte Touasse – Peyrou (GCG et PCG) et ceux de la Grotte Sarrat dech Mene (amont et aval)(B1) (fig. 2.9.). On y observe une énergie distribuée tant aux basses qu'aux hautes fréquences. A basse fréquence apparaissent des structures à 28 et 13 cm pour Sarrat – aval, à 19 cm pour Sarrat – amont, à 28 cm pour GCG, respectivement, à 42 et 16 cm pour PCG. Pour les hautes fréquences les pics présentent, généralement, moins d'énergie. Les structures identifiées sont à 8, 5 et 3 cm

pour Sarrat –aval, 7 et 4 cm pour Sarrat – amont, à 6 et 4 cm pour PCG et, respectivement, à 7 et 3 cm pour GCG.



La deuxième sous-catégorie (B2) regroupe les profils de la Grotte de Curecea : amont et aval, et le profil de la Grotte d’Izverna (fig. 2.10.). Pour ces profils l’énergie est distribuée, pratiquement, aux niveaux des hautes fréquences. Les structures visibles sont situées à l’échelle de 6 et 3 cm pour Curecea – aval, 5 et 3 cm pour Curecea amont et, respectivement, 7 et 4 cm pour Izverna.

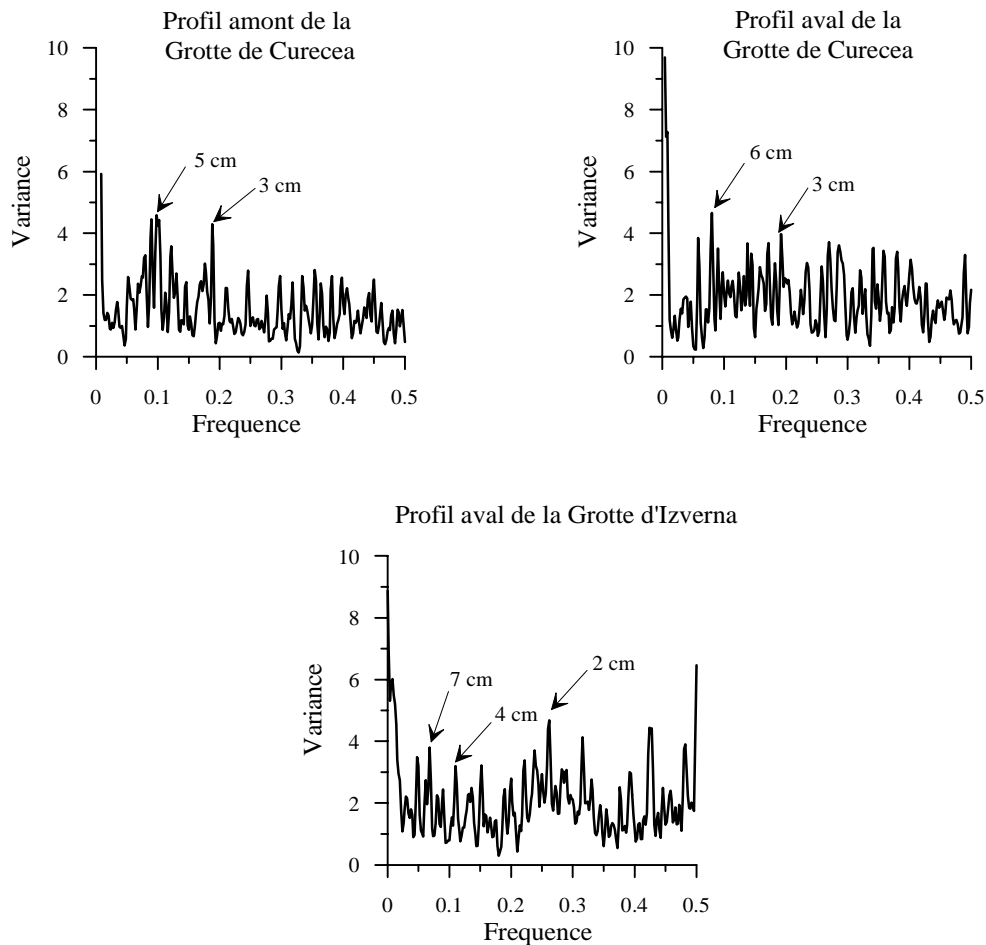


Fig. 2.10. Spectres de densité de variance – signaux différenciés – pour les profils de la catégorie B2: énergie distribuée aux hautes fréquences.

Il faut noter que pour les profils de la deuxième catégorie, les pics marquant les structures périodiques, bien que nets, sont souvent affectés de pics parasites élargissant fortement leur base. Ceci est dû au fait que les structures morphologiques se manifestent sur une surface et que la technique de mesure s'effectue dans une seule dimension. Il en résulte que la mesure intéresse tantôt la structure morphologique dans sa totalité tantôt de façon partielle, ce qui fournit des périodicités différentes mais voisines de la principale.

Aux plus hautes fréquences, sur tous les profils, au-delà de la fréquence de 0,3 (qui correspond à une échelle d'environ 2 cm) on observe une légère croissance de l'énergie et l'absence de tout regroupement. Vu les conditions matérielles de mesure sur le terrain et la précision de l'appareil (5 mm) il faut admettre que les plus hautes fréquences correspondent à un bruit lié à la mesure.

Si on compare les spectres des profils de grotte avec celui de la carrière (fig. 2.9.) on n'observe pas de très grandes différences. Une tendance se manifeste avec deux structures

périodiques à 21 et 36 cm. Le spectre du signal différencié montre que l'énergie est surtout distribuée dans le domaine des basses fréquences.

La ressemblance entre les spectres de profils de grotte et celui de la carrière montre les limites de la méthode. L'analyse spectrale est capable d'identifier les structures comprises dans les profils mais elle ne permet pas de dire si ces structures sont le résultat d'un même processus ou pas.

2.3.2.3. Représentations en log-log de spectres de variance

La morphologie observée sur les parois de grotte, dont peut rendre compte un profil, présente un fort caractère aléatoire. Afin d'étudier ce caractère on va appliquer une méthode d'analyse fréquemment utilisée dans l'étude des fractales statistiques : la représentation en log-log des spectres de densité de variance. Cette méthode permet d'identifier le caractère gaussien, brownien ou déterministe d'une série de données. On espère que suivant le type de distribution il sera possible de faire la différence entre la morphologie observée sur les parois de grotte et celle observée sur un front de carrière et, dans le même temps, d'obtenir des informations sur le(s) processus morphogénétique(s) qui sont responsable de cette morphologie.

Mandelbrot et al. (1968a, 1968b, 1969a, 1969b) introduisent les premières fractales statistiques à partir du mouvement et de leur trajectoire: le mouvement brownien fractionnaire (fBm) et le bruit gaussien fractionnaire (fGn). Ces deux cas sont des généralisations à partir du mouvement brownien et du bruit gaussien ou bruit blanc. Les deux familles de fonctions représentent l'évolution en temps d'un phénomène aléatoire contrôlée par un coefficient H . Ce paramètre – le coefficient de Hurst – est souvent appelé « coefficient de mémoire » et prend des valeurs comprises dans l'intervalle 0 à 1.

Dans le cas particulier $H = 1/2$, on obtient le mouvement brownien pur ou un bruit gaussien pur (ce dernier étant considéré comme la dérivée du mouvement brownien) qui représentent une indépendance totale entre les événements du processus aléatoire. Pour $H \neq 1/2$ on obtient le mouvement brownien fractionnaire (fBm). De même, avec le caractère gaussien on obtient un bruit gaussien fractionnaire (fGn). Pour $H > 1/2$ on a la *persistance*, c'est à dire, pour une variation croissante dans le passé il existe une variation croissante dans le future. Plus H croît, plus la persistance est forte. Pour $H < 1/2$ on a l'*antipersistance*, c'est à dire, pour une variation croissante dans le passé il existe une variation décroissante dans le future. Plus H décroît, plus l'antipersistance est forte.

fBm et fGn sont fractales avec une propriété qui varie suivant une loi de puissance. Ces fractales sont statistiques parce que cette propriété est statistique : le spectre de densité varie suivant une loi de puissance en fonction de la fréquence.

La pente du spectre de densité en log-log (β est l'exposant de la loi de puissance) prend des valeurs comprises entre +1 et -1 pour le fGn et entre -1 et -3 pour le fBm. Une pente $\beta=0$ est caractéristique pour un bruit gaussien pur et une pente $\beta=-2$ est caractéristique pour le domaine brownien pur. Les pentes dans l'intervalle -2 : -3 sont caractéristique pour le domaine brownien persistant, tandis que les pentes dans l'intervalle -1 : -2 sont caractéristique pour le domaine brownien antipersistant. On peut calculer le coefficient de Hurst par l'intermédiaire des formules suivantes (Hardy & Beier, 1994) :

$$\text{pour fBm } \beta = -(2H + 1) ;$$

$$\text{pour fGn } \beta = -(2H - 1).$$

Depuis leur introduction par rapport au temps, beaucoup de chercheurs ont utilisé ces notions dans des domaines très différents. La ressemblance entre les traces de fBm et/ou fGn avec certains enregistrements de processus naturels est évidente. Désormais, ces deux familles de fonctions sont largement utilisées dans la modélisation de ces phénomènes naturels. Un exemple intéressant est fourni par Hardy et Beier (1994) dans le domaine pétrolier, qui utilisent le fGn pour modéliser en 1D ou 2D la distribution de la porosité dans un réservoir.

En ce qui concerne cette étude, on va considérer les profils comme des fractales statistiques et on va analyser les spectres de densité en log-log pour tirer de conclusion sur le caractère aléatoire des séries de données.

Sur les profils étudiés, on observe que pour les plus hautes fréquences, au-delà de 2 cm, les pentes sont comprises dans l'intervalle (-0,122 et -0,836)(fig.2.11). A ce niveau d'échelle tous les profils ont un caractère gaussien. Les signaux, pour les hautes fréquences, correspondent à un bruit qui est attribué à la précision des mesures et à celle de l'appareil. Même si le signal possède de l'information à ce niveau, le bruit ne permet pas de la déceler. Cette observation est importante car elle met en évidence les limites de la méthode. Ainsi, avec un pas de mesure de 5 mm, on commence à avoir une information utilisable à l'échelle de 2 à 2,5 cm (8-9 fois le pas). Si l'on veut obtenir des informations à l'échelle de 1 cm il faudra faire des mesures avec un pas de 1 à 2 mm.

Une autre observation se rapporte à la partie supérieure des graphiques correspondant aux basses fréquences (fig. 2.11.). Les pentes observées pour les profils de grottes varient de -2,2 à -2,8. Ces pentes apparaissent pour des échelles supérieures à 12 cm. Les valeurs obtenues pour H sont comprises dans l'intervalle de 0,53 à 0,91. A ces niveaux les profils

présentent un caractère aléatoire caractéristique pour le domaine brownien persistant. C'est à dire que, les variations existantes sur les profils sont plus ou moins dépendants les unes des autres. Ce qui se traduit, du point de vue morphologique, par l'existence d'une liaison entre les différentes structures pseudo-périodiques mises déjà en évidence. L'image suggérée est celle d'une hiérarchie des structures interdépendantes, réparties à différents niveaux d'échelles.

A titre de comparaison, on va considérer ensuite le profil de la carrière : la pente du spectre en log-log fournit une valeur de -2 (fig. 2.11.), l'équivalent d'un exposant de Hurst de $1/2$: le profil possède un caractère brownien pur. Cela signifie que les variations existantes sur le profil sont totalement indépendantes les unes des autres, c'est à dire que les pseudo-structures identifiées ne sont pas inter liées et sont distribuées de façon totalement aléatoire. En effet, on peut imaginer que, ces structures suivent la fissuration de la roche qui, au niveau d'un massif peut avoir une distribution fractale (Dubois, 1995) mais, au niveau d'un profil est purement aléatoire.

Enfin, les spectres en log-log fournissent une autre information intéressante : pour tous les profils de grotte on retrouve une pente d'environ $-1,66$ pour les échelles comprises entre 2 cm et 7 cm (Fig. 2.11.). Il est curieux de rapprocher cette valeur à celle obtenue sur les spectres d'énergie cinétique dans la théorie du Kolmogorov sur la turbulence développée (Lesieur, 1994 ; Abry, 1997 ; Arneodo et al., 1995). Le fait de retrouver sur les spectres des profils de parois de grotte une propriété du modèle de Kolmogorov fait penser que, le relief à l'échelle de 2 à 7 cm pourrait être induit par le caractère de turbulence développée de l'écoulement.

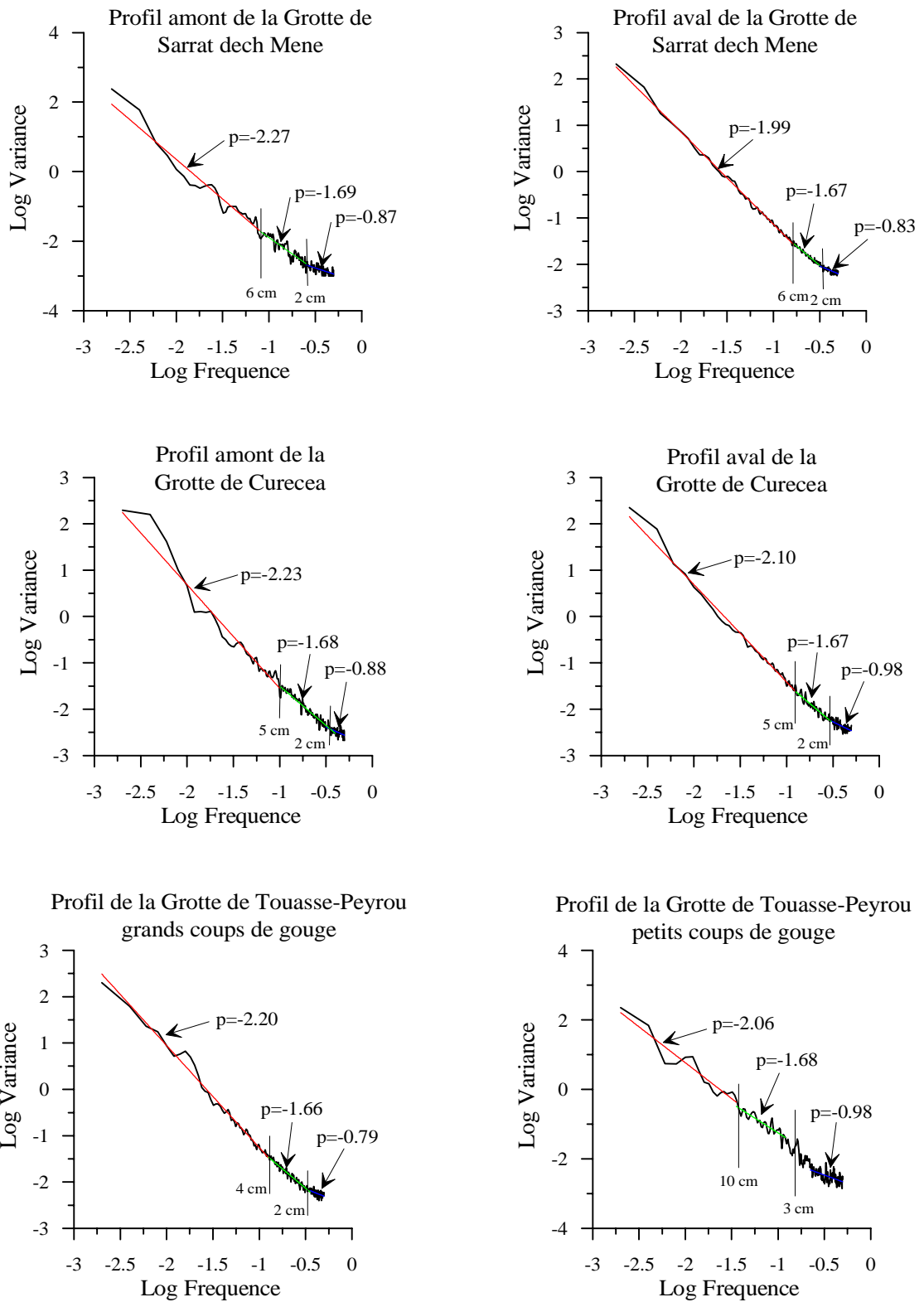


Fig. 2.11. Les représentations en log-log de spectres de densité de variance pour les profils mesurés (p – pente de la droite de régression)

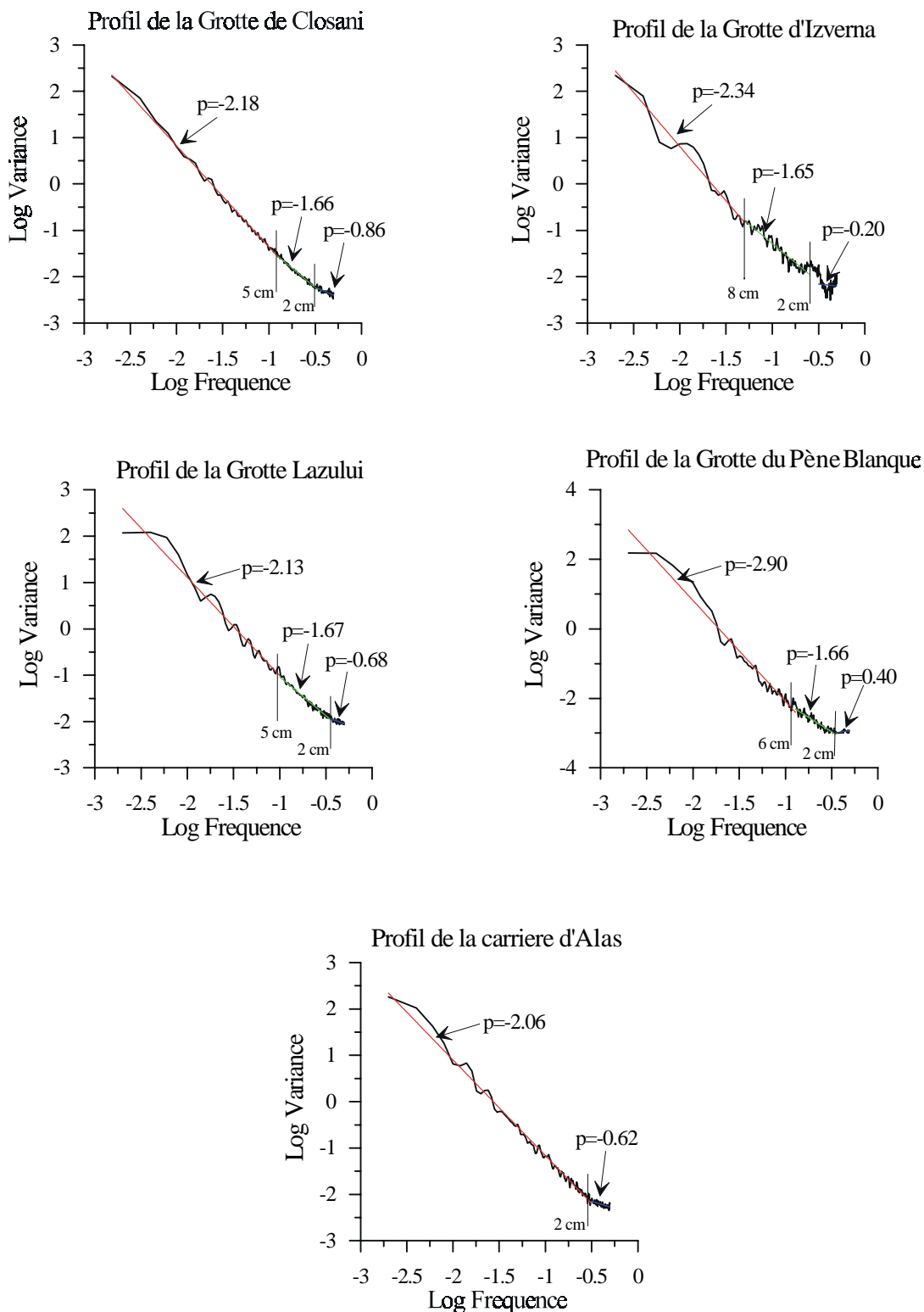


Fig. 2.11. (cont.) Les représentations en log-log de spectres de densité de variance pour les profils mesurés (p – pente de la droite de régression)

2.3.2.4. Analyse en ondelettes continues et discontinues

Les spectres de densité de variance ont mis en évidence l'existence de structures. Les représentations log-log de spectres ont permis d'identifier le caractère hiérarchisé et les corrélations existantes entre ces structures. Afin de vérifier toutes ces observations il a été fait appel à une autre méthode pour mettre en évidence les structures et les liaisons existantes entre elles : c'est l'analyse en ondelettes continues et discontinues.

Le principe de cette méthode consiste à analyser le signal étudié par des fonctions appelées ondelettes qui, par le contrôle de certains paramètres, peuvent varier en amplitude ou en temps tout en respectant leur forme. Ce caractère d'« harmonique » fait que par leur substitution dans le signal, pour des paramètres choisis à une certaine échelle, la transformation en ondelettes, il est possible de mettre en évidence les variations du signal qui apparaissent aux échelles respectives. En variant les paramètres d'ondelettes on obtient les variations du signal à différentes échelles. Les représentations obtenues sont de type temps-échelle. Dans la transformation en ondelettes continues, la fonction analyse le signal en mode continu sur toute la plage d'échelle. La représentation temps-échelle s'appelle scalogramme et l'énergie du signal est représentée en couleurs. Pour la transformation en ondelettes discontinues, appelé aussi analyse multirésolution, le signal est analysé par la fonction, en mode discontinu, suivant des valeurs dyadiques d'échelle. L'échelle dyadique (de type 2^n) est une fonction du pas de discrétisation du signal. Le graphique obtenue est une succession de courbes correspondant aux variations du signal pour les échelles respectives.

Depuis leur apparition, l'analyse en ondelettes continues (Grosman & Morlet, 1984) et discontinues (Daubechies, 1992), a été appliquée dans des domaines très variés. Pour le fonctionnement du karst, ces méthodes (Labat et al., 1999a, 1999b) vient constituer un complément aux méthodes classiques (Mangin, 1984). La possibilité d'avoir des représentations espace-échelle et de pouvoir décomposer et isoler certaines composantes du profil représentent des nombreux avantages, comme cela est fait pour les représentations temps-échelle.

En raison de la discrétisation dyadique imposé par la méthode la longueur analysé a été de 512 valeurs (2^9) pour les profils des grottes Lazului, Closani, Curecea amont et aval, Sarrat dech Méné amont et aval, Izverna et Pène Blanque. Elle est de 1024 valeurs (2^{10}) pour les profils de la grotte Touasse Peyrou GCP et PCG et pour le profil de la carrière d'Alas.

Pour cette étude on a utilisé l'ondelette de Morlet pour l'analyse en ondelettes continues et l'ondelette Daubechies 20 pour l'analyse multirésolution. La figure 2.12. représente les scalogrammes correspondants aux signaux différenciés.

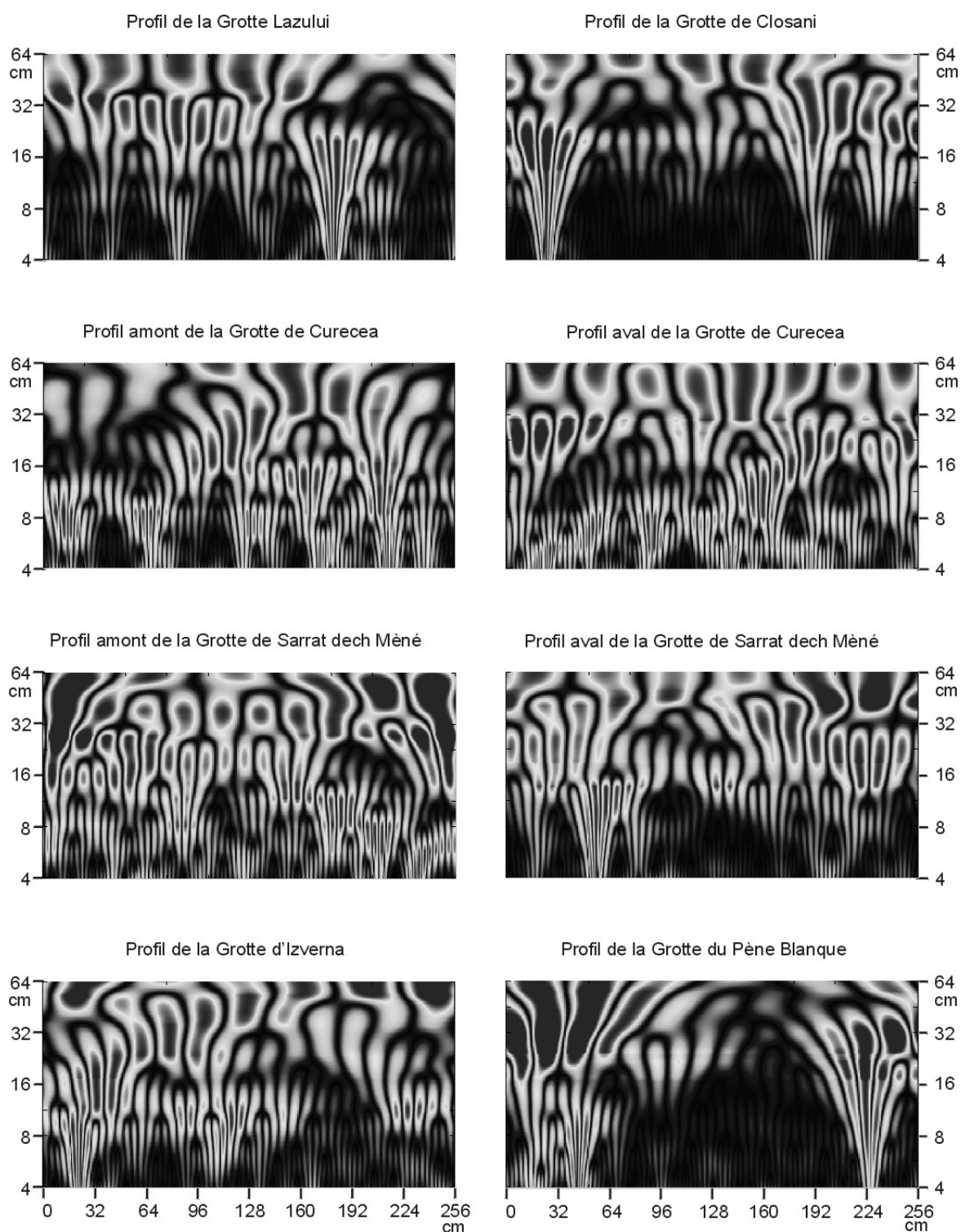


Fig. 2.12. Les scalogrammes des profils mesurés.

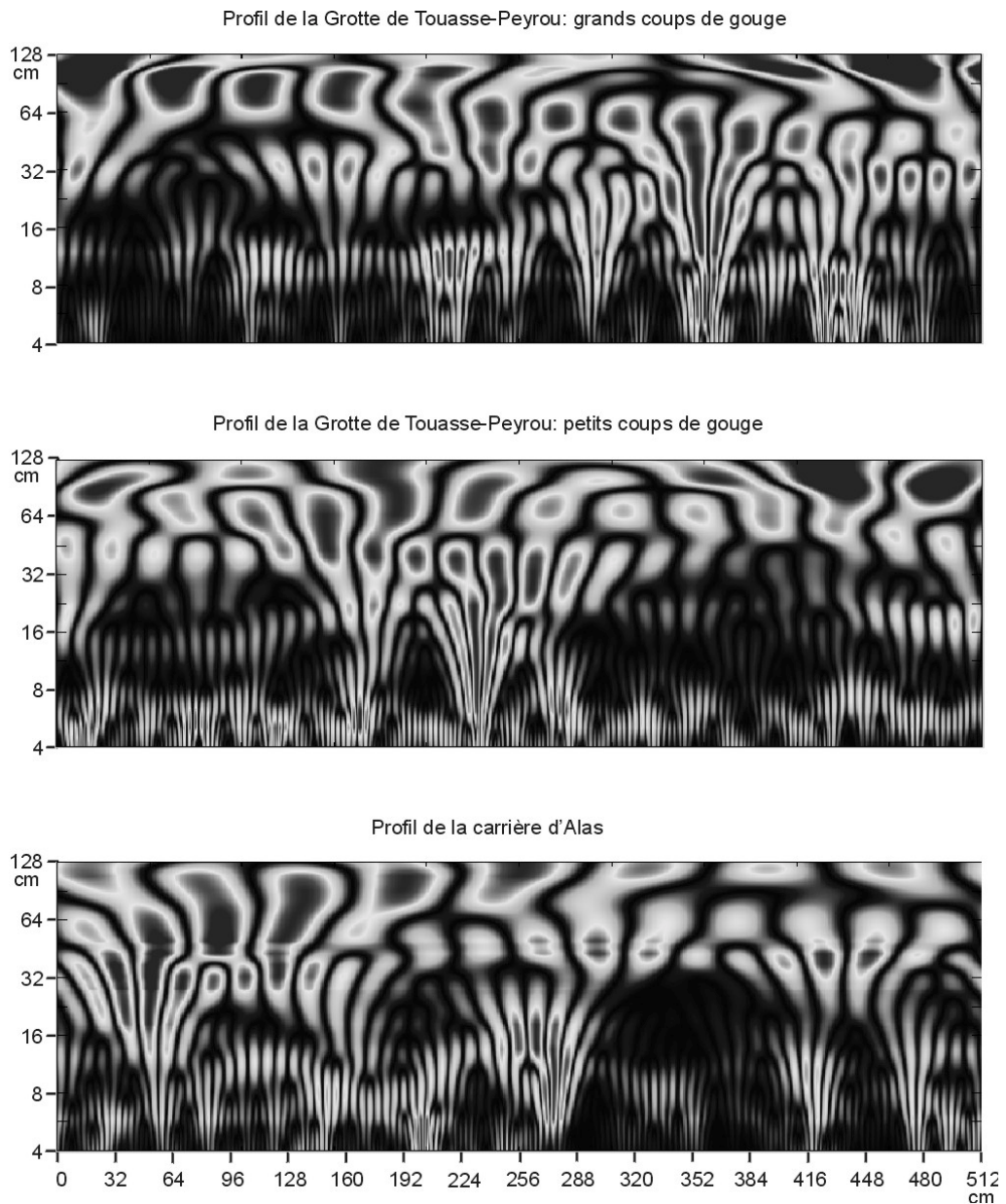


Fig. 2.12. (cont.) Les scalogrammes des profils mesurés.

Les premiers constats, confortent les résultats précédents. Les profils de la Grotte Lazului, Closani et Pène Blaque présentent une distribution d'énergie pratiquement exclusive aux grandes échelles. A l'échelle de quelques centimètres, l'énergie est concentrée autour de certaines discontinuités qui vont être traitées un peu plus loin. Pour tous les autres profils de grottes on observe une distribution plus homogène de l'énergie.

En second lieu on voit que, même si on a des structures qui apparaissent à une certaine échelle, elles ne sont pas continues dans l'espace. Par exemple, le profil PCG

de Touasse-Peyrou montre clairement l'existence d'un relief à l'échelle de quelques centimètres (coups de gouges) mais ce relief n'est pas distribué de façon continue. A plus grande échelle, au contraire, on peut voir une certaine continuité.

Toutefois, on constate sur presque tous les scalogrammes une transition spatiale entre les structures à petites échelles et celles à grandes échelles. L'exemple le plus démonstratif est celui du profil de la grotte Izverna. On voit que les structures qui apparaissent à l'échelle de 8 cm évoluent dans l'espace vers l'échelle de 32 cm. Ces transitions font penser à des structures générées par le même processus, présent à plusieurs niveaux d'échelles et qui peut passer de l'une à l'autre graduellement. Les structures à petite échelle semblent moduler les structures à grande échelle.

Les discontinuités existantes sur presque tous les profils fournissent un argument supplémentaire pour la présence d'un « processus multiéchelles ». Ces discontinuités montrent une répartition de l'énergie sur une plage très large d'échelle. Elles font partie des structures développées à des échelles différentes. Cela montre le lien avec le processus morphogénétique qui intègre ces discontinuités dans les structures morphologiques existantes aux différentes échelles.

Sur le scalogramme du profil de la carrière les discontinuités sont limitées à une plage d'échelle réduite. De même, on ne voit pas de transitions évidentes entre les échelles. Au niveau d'échelle d'environ 40 cm on observe sur toute la longueur du profil une discontinuité assez évidente entre les structures aux basses et hautes fréquences. Il faut remarquer que cette échelle de 40 cm coïncide à peu près avec le point d'inflexion mis en évidence par l'analyse fractale entre le relief à grande échelle et celui à petite échelle. Pour les profils de grotte ce point d'inflexion est très peu marqué (profil de la grotte Curecea aval) ou pas du tout.

Avec l'analyse multirésolution (fig. 2.13) les structures mises en évidence aux différents niveaux d'échelles (observées déjà par l'analyse spectrale), confirment les observations faites en ondelettes continues. On voit que les pics d'énergie apparaissant aux petites échelles se retrouvent sur les composantes aux échelles supérieures. Les transitions sont moins évidentes sur ce type de représentation, mais on peut voir parfois des pics successifs d'énergie qui se suivent d'une échelle à l'autre avec un certain déphasage dans l'espace.

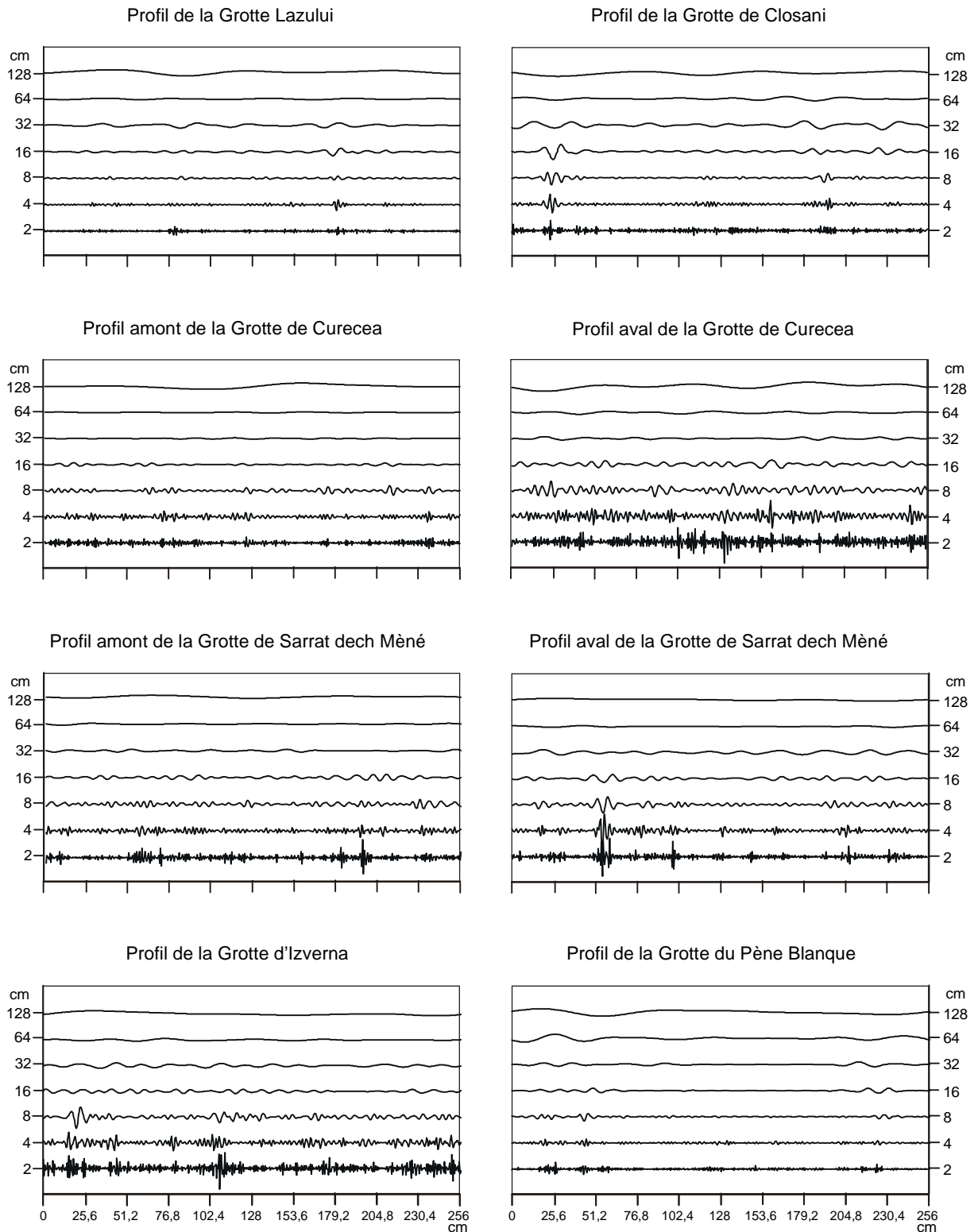


Fig. 2.13. L'analyse multirésolution des profils mesurés (l'axe X – longueur du profil, l'axe Y – échelles spatiales d'analyse).

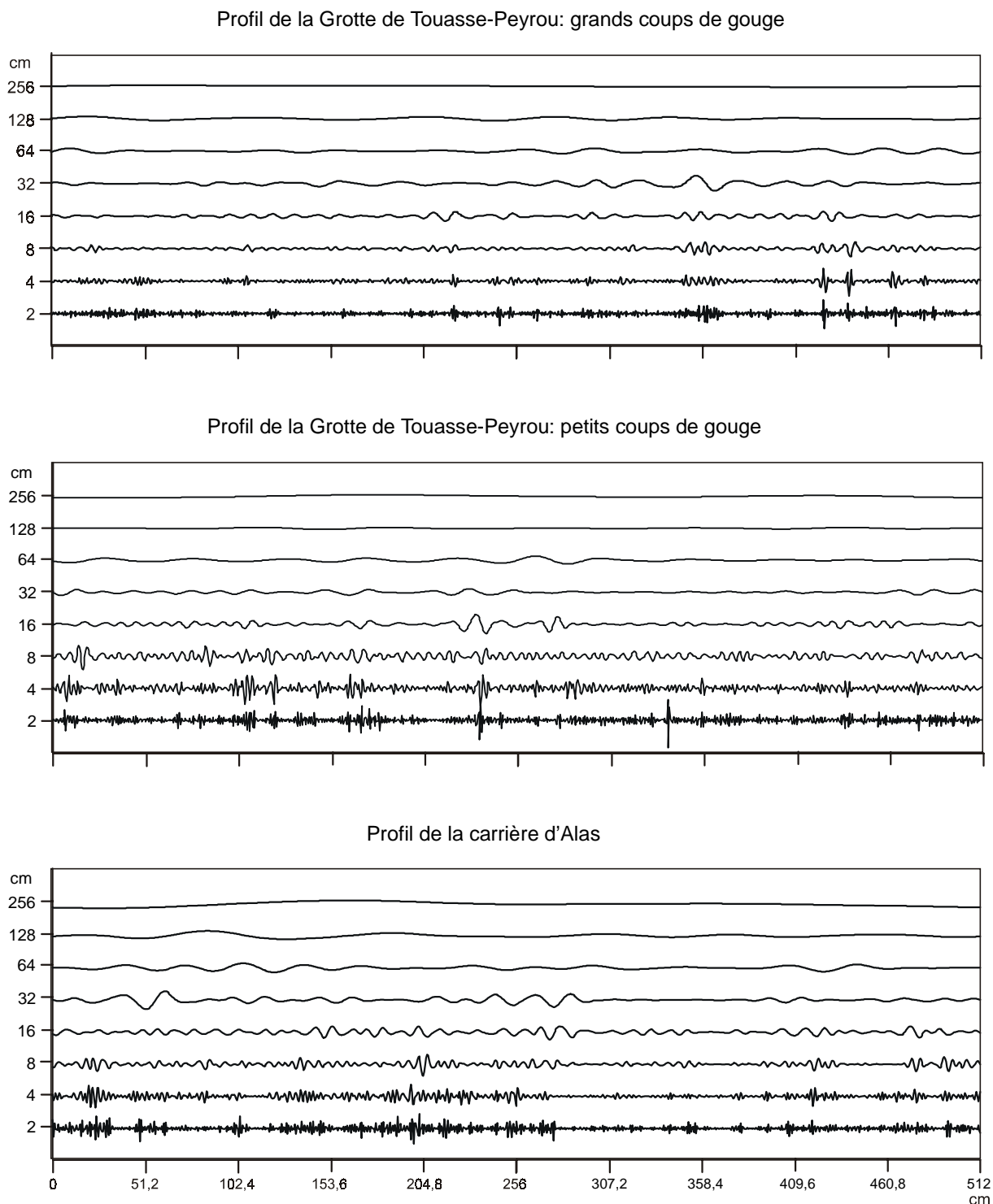


Fig. 2.13. (cont.) L'analyse multirésolution des profils mesurés (l'axe X – longueur du profil, l'axe Y – échelles spatiales d'analyse).

L'analyse en ondelettes continues et discontinues montre que sur les profils de grotte existent bien des structures pseudo-périodiques qui se superposent à différentes échelles et que ces structures sont interliées par des transitions. Ceci témoigne d'un processus morphogénétique multiéchelle. Par contre, pour le profil de la carrière ces structures paraissent plutôt indépendantes.

2.4. Conclusions et discussions

En règle générale la morphologie en milieu karstique est le résultat de l'interaction entre la roche et l'eau. Cependant il paraît intéressant de connaître les facteurs qui jouent le rôle principal dans leur configuration.

La lithologie peut influencer la morphologie dans des cas bien particuliers (profil Sarrat dech Méné – aval, avec des calcaires renfermant des rognons de silex). Une influence plus subtile de la roche réside dans l'existence de deux dimensions fractales aussi bien pour les profils de grotte que pour le profil de la carrière. Pour les profils de parois de grotte, les valeurs de ces deux dimensions seraient influencées par les processus morphogénétiques, alors que leur existence témoignerait d'un caractère général lié à la roche. Les exemples traités ne sont pas suffisants pour faire des généralisations et reste donc une hypothèse de travail.

Les profils mesurés appartiennent à des grottes développées dans des conditions géologiques et lithologiques très différentes. A partir des analyses effectuées ont été mises en évidence des structures pseudo-périodiques qui se développent à différents niveaux d'échelles. Ceci tient au fait que leur distribution est aléatoire mais avec une certaine interdépendance. Les transitions observées sur les scalogrammes ainsi que la présence de discontinuités sur une large plage d'échelles corroborent cette interdépendance. Toutes ces observations indiquent un processus morphogénétiques structuré et multiéchelle qui, dans les conditions de grotte, ne peut être que l'influence de l'écoulement de l'eau. Les différences existantes entre les morphologies observées sont déterminées par les paramètres hydrodynamiques spécifiques à chaque site. Les coups de gouge ne représentent qu'un cas particulier. Leur relative régularité morphologique frappe l'œil et empêche de voir derrière les structures superposées aux échelles différentes. En effet, on peut imaginer que le relief initial d'une paroi, analogue au profil de la carrière, évolue sur l'influence de l'écoulement en transformant les pseudo-structures indépendantes dans une hiérarchie de structures interdépendantes et développées à plusieurs niveaux d'échelle.

L'évolution d'une galerie suppose le passage d'un régime actif (drain ou système annexe) vers un régime inactif (paléokarst ou galerie sèche). Ce changement suppose aussi un changement des processus morphogénétiques. La morphologie évolue avec l'intervention

des processus devenus actives dans le nouveau régime. Il a été mis en évidence par l'analyse fractale l'évolution de la morphologie dans un régime inactif ou subaérien. Cette évolution correspond à petite échelle à un « lissage » des formes et se traduit par une faible dimension fractale.

Enfin, les spectres de densité de variance en log-log permettent d'établir les limites de la méthode. Ainsi, on voit que pour les échelles inférieures à 2 cm, les profils ont un caractère gaussien et correspondent à un bruit. Donc, à ce niveau d'échelle l'information, même si elle existe, ne peut pas être analysée à cause du bruit.

Partant de là il est possible de présenter quelques considérations sur la genèse de cette morphologie de parois dans les grottes. Le point de départ sont les coups de gouges. Les études (Curl, 1966 ; Blumberg & Curl, 1974 ; Curl, 1974) montrent clairement que, même si le processus de base est la dissolution, la morphologie elle-même dépend de facteurs hydrodynamiques (la vitesse moyenne du courant de l'eau). De plus, il est démontré que la mise en place de cette morphologie dépend d'un relief initial (Allen, 1972). En simplifiant, la genèse d'un coup de gouge est déterminée par la structure convective de l'écoulement au niveau de la paroi. Même si cette structure est initiée par le relief de la paroi, ses caractéristiques dépendent du régime hydrodynamique le plus efficace (Lauritzen et al., 1985, Lauritzen, 1989). Les expériences sur la genèse des coups de gouge ont montré une évolution et un « déplacement » dans le sens du courant, qui se traduit par une distribution hétérogène du taux de dissolution. On sait que les coups de gouge se retrouvent surtout sur des surfaces régulières et homogènes qui semble imposer au départ ce caractère pour le relief d'origine. Si on imagine un relief original irrégulier, les structures convectives de l'écoulement engendrées par l'état de la paroi vont avoir aussi un caractère très irrégulier, voire aléatoire. C'est le régime hydrodynamique le plus efficace qui va choisir et va faire évoluer les structures qui se prêtent le mieux aux conditions de l'écoulement existant. Ainsi, on peut expliquer toute morphologie de paroi comme étant due à la structure de l'écoulement. Il est important de souligner que, cette distribution hétérogène du taux de dissolution au niveau de la paroi, déterminée par les structures de l'écoulement, met en cause le transfert de masse par diffusion turbulente dans les modèles physico-chimiques de la dissolution (Dreybrodt, 1988).

Si on accepte le fait que l'hétérogénéité du taux de dissolution soit due aux structures de l'écoulement, on dispose des expériences dans le domaine de la turbulence pleinement développée, qui rendent légitime l'analogie entre les spectres des profils et les spectres d'énergie cinétique. La relation entre le champ de vitesses et le champ de pression dans un écoulement permet, par les mesures de pression, de se rendre compte de la distribution de vitesses. Fauve et al. (1993), Abry et al. (1994) ont étudié les fluctuations de pression dans

un écoulement turbulent pleinement développé pour vérifier les prédictions de la théorie du Kolmogorov. Le dispositif consiste dans un cylindre fermé, prévu avec deux disques rotatifs, qui permet de reproduire l'écoulement tourbillonnaire de Von Karman. Les mesures de pression se font dans le plan médian du cylindre par des capteurs situés sur la paroi. Les résultats montrent bien l'existence de fluctuations dues à l'apparition de « filaments de vorticité, objets cohérents et fortement structurés » (Abry, 1997). On peut imaginer que, dans les mêmes conditions d'écoulement, si la paroi du cylindre est remplacée par une paroi de grotte on va obtenir les mêmes types de fluctuations. Donc, il existe bien une distribution hétérogène de la vitesse suivant les structures de l'écoulement. C'est elle qui détermine la distribution hétérogène du taux de dissolution. Il reste un problème à résoudre: la durée de vie de ces structures par rapport au temps nécessaire pour la mise en place d'une morphologie. Si   l'échelle macroscopique on peut imaginer que, dans les conditions hydrodynamiques moyennes et avec la même géométrie, l'écoulement va développer les mêmes types de structures, pour l'échelle microscopique cela n'est pas évident. Des expériences futures pourront confirmer ou infirmer ces hypothèses.

Dans le domaine de la morphologie de parois de grottes, à part quelques cas particuliers (les coups de gouge), la relation entre les processus morphogénétiques et le relief a été traité jusqu'alors d'une manière descriptive et parfois, intuitive. La méthodologie utilisée dans cette étude représente une base plus objective pour identifier les détails de ces relations, même si la méthode demande à être améliorée.

Références

- Abry, P., Fauve, S., Flandrin, P., Laroche, C. (1994) Analysis of pressure fluctuations in swirling turbulent flow. *Journal de Physique II France*, v. 4, p. 725-733.
- Abry, P. (1997) – *Ondelettes et turbulences*. Diderot Multimedia, Paris, pp. 292.
- Allen, J. R. L. (1972) – On the origin of cave flutes and scallops by the enlargement of inhomogeneities. *Rass. Speleo. Ital. (Como)*, v. 24(1), p. 3-20.
- Arneodo, A., Argoul, F., Bacry, E., Elezgaray, J., Muzy, J.-F. (1995) - *Ondelettes, multifractales et turbulences*. Diderot Editeur, Arts et Sciences, Paris, pp. 186.
- Bleahu, M. (1977) – *Morfologia carstica*. Vol. 1. Conditionarea geologica si geografica a procesului de carstificare. Ed. Stiintifica, Bucuresti, pp. 590.
- Blumberg, P.N., Curl, R.L. (1974) – Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. *J. Fluid. Mech.*, v. 65, 4, p. 735-751.
- Boegli, A. (1981) – Scallops. *Proc. of. 8th Intern. Congr. of Speleo.*, v. 1, p. 82-83.
- Bretz, J.H. (1942) – Vadose and Phreatic features of limestones caverns. *J. Geol.*, v. 50, p. 675-811.
- Coleman, J.C. (1949) – An indicator of water-flow in caves. *Proc. Univ. Bristol Speleo. Soc.*, v. 6, p. 57-67.
- Curl, R. L. (1966) – Scallops and flutes. *Trans. cave research G.B.*, v. 7, p. 121-160.
- Curl, R. L. (1974) – Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *N.S.S. bull.*, v. 36(2), p. 1-5.
- Daubechies, I. (1992) – *Ten lectures on Wavelets*. CSBM-NSF Series Appli. Math., No. 61, SIAM Publi., p. 357.
- Dreybrodt, W. (1988) – *Processes in Karst Systems*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 288.

- Dubois, J. (1995) – La dynamique non-linéaire en physique du globe. Masson, Paris, pp. 266.
- Fauvé, S., Laroche, C., Castaing, B. (1993) Pressure fluctuations in swirling turbulent flows. *Journal de Physique II France*, v. 3, p. 271-278.
- Feder, J. (1988) – Fractals, Plenum Press, New York, pp. 283.
- Ford, D.C. & Williams P.W. (1989) – *Karst Geomorphology and Hydrology*. Ed. Chapman and Hall, London, pp. 606
- Goodchild, M.F., Ford, D.C. (1971) – Analysis of Scallop Patterns by Simulation under Controlled Conditions. *Jour. Geol.*, V. 79, p. 52-62.
- Grosman, A., Morlet, J. (1984) – Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM, J. Math. Anal.*, v. 15, 723-736.
- Hardy, H. H., Beier, R. A. (1994) – *Fractals in Reservoir Engineering*. World Scientific Publ. Co., Singapore, p. 359.
- Jakucs, L. (1977) – Morphogenetics of karst regions : variants of karst evolution. Ed. Akademiai Kiado, Budapest.
- Jennings, J.N. (1985) – *Karst geomorphology*. Ed. Basil Blackwell, Oxford.
- Joly, R. de (1933) – Notes spéléologiques 2 : Quelques phénomènes nouveaux observés. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, v. 6, p. 67.
- Kaye , B. H. (1978) – Specification of the ruggedness and /or texture of a fine particle by its fractal dimension. *Powder Technology*, v. 21, no. 1, pp. 1-16.
- Kaye , B. H. (1986) – The descriptions of two-dimensional rugged boundaries in fineparticle science by means of fractal dimensions. *Powder Technology*, v.46, no. 3, pp. 245-254.
- Klimchouk, A. B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (2000) – *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. Nat. Speleological Soc., Huntsville, pp. 528.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (1999) – Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 1^{ère} partie : analyse univariée de pluies et débits de sources karstiques. *Compt. Rend. Acad. Sc.*, serie II, fasc. A,
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (1999) – Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 2^{ème} partie : analyse en ondelettes croisée pluie /débit. *Compt. Rend. Acad. Sc.*, serie II, fasc. A,
- Lauritzen, S.E. (1982) – The paleocurrents and morphology of Pikhaggrottene, Svartisen, North Norway. *Norsk Geogr. Tidsskr.*, v. 36, p. 183-209.

-
- Lauritzen, S.E. (1989) – Scallop dominant discharge. *Le 10-eme Congres International de Spéléologie*, Budapesta, v. 10, p. 123-124.
- Lauritzen, S.E., Abbott, J., Arnesen, R., Crossley, G., Grepperud, D., Ive, A. (1985) – Morphology and hydraulics of an active phreatic conduit. *Cave Science*, v. 12, p. 139-146.
- Lauritzen, S.E., Lundberg, J. (2000) – Solutional and Erosional Morphology *in* Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. – editors : Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers. *Nat. Speleo. Soc.*, Huntsville, Alabama, 528 p.
- Lesieur, M. (1994) – *La Turbulence*. Presses Universitaires de Grenoble, Grenoble, pp. 262.
- Lismonde, B., Lagmani, A. (1987) – Les vagues d'érosion. *Karstologia*, v. 10, pp. 33-38.
- Lugeon, M. (1915) – Le striage du lit fluvial. *Ann. de Geographie*, v. 24, p. 385-393.
- Mandelbrot, B.B., Wallis, J.R. (1968) - Noah, Joseph and operational hydrology. *Water Res. Research*, v. 4, no. 5, pp. 909-918.
- Mandelbrot, B. B., Van Ness, J.,W. (1968) - Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Review*, v. 10, no. 4, pp. 422-437
- Mandelbrot, B. B., Wallis, J. R. (1969) – Computer experiments with Fractional Gaussian Noises. Part 1, Averages and variances. *Water Res. Research*, v. 5, no. 1, pp. 228-241.
- Mandelbrot, B. B., Wallis, J. R. (1969) – Computer experiments with Fractional Gaussian Noises. Part 3, Mathematical appendix. *Water Res. Research*, v. 5, no. 1, pp. 260-267.
- Mandelbrot, B. B. (1975) - Les objets fractals (forme, hasard et dimension). Ed. Flammarion, Paris, 203 p.
- Mangin, A. (1984) – Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *J. of Hydrol.*, v. 67, p. 25-43.
- Orford, J. D., Whaley, W. B. (1983) – The use of the fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. *Sedimentology*, v. 30, no. 5, pp. 655-668.
- Renault, P. (1961) – Une microforme spéléologique : les vagues d'érosion. *Spelunca*, v.1, p. 15-25.
- Rudnicki, J. (1960) – Experimental work on flute development. *Speleologia Varsovie*, v.II, 1, p. 17-30.
- Tricot, C. (1993) – *Courbes et dimension fractale* . Ed. Springer-Verlag, Paris, 329 p.
-

- Whaley, W. B., Orford, J. D. (1989) – The use of fractals and pseudofractals in the analysis of two-dimensional outlines: review and further explorations. *Computers & Geosciences*, v. 15, no. 2, pp. 185-197.
- White, W.B. (1988) – *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford Univ. Press, Oxford, pp.460.
- Wigley, T.M.L. (1972) – Analysis of Scallop Patterns by simulation under Controlled Conditions : A Discussion. *Jour. Geol.*, v. 80, p. 121-122.

CHAPITRE 3:

Relation Géologie – Karstification :

l'échelle microscopique

Abstract

Following the main idea of this study - the relationship between geological factors and the karstification at different spatial scale - we arrive in this third chapter at the microscopic scale. That is to consider the influence of the rock petrography on the main karstification process – the limestone dissolution.

The limestone dissolution is absolutely necessary for the development of the karst features. The role of the rock in this process it's not obvious all the time. We can control all the parameters during a dissolution experience, grace of the theoretical models developed till now. The soles parameters that we cannot quantify are the rock fabrics. In what follows we propose a method to quantify the limestone petrography. The obtained variables will be used in comparison with the results of a dissolution experience in order to identify the influence of the rock petrography in the dissolution process.

We begin by reviewing some of the important results obtained in this field, in not an exhaustive manner. Generally, we can divide these works in two categories.

The first one regroups the physico-chemical approaches that intend to identify the physico-chemical factors acting in the dissolution process, their importance and the laws guiding the process. Generally, the results of the dissolution experiences are confronted with the predictions of a theoretical model.

In this model, the influence of the limestone in the dissolution process seems to be insignificant. The sole parameter that can play a role is the rock surface area exposed to dissolution, when the ratio V/A controls the process kinetics and the conversion of CO_2 from atmosphere into solution became limiting factor.

When the kinetics of the dissolution process is controlled by the reactions at the interface rock-solution (that means, a turbulent flow regime and a sufficiently large V/A ratio), the dissolution rate can be described by two empiric formulas:

$$F=k_{n1}(1-c/c_{eq})^{n1} \text{ for } c < c_{sw} \quad \text{and} \quad F=k_{n2}(1-c/c_{eq})^{n2} \text{ for } c \geq c_{sw}$$

Above a concentration $c_{sw} \sim 0,8 c_{eq}$, the kinetics of the process change from a non-linear law with $n_1 \sim 2$ to a law of superior order with $n_2 \sim 4$ (Dreybrodt, 1997). A more subtle influence of the rock petrography can consist in the variations of the n_1 and n_2 . For the 16 marbles and 19 limestones analyzed, Svensson & Dreybrodt (1992) obtained values in the range 1.2 – 2.5 for n_1 and, respectively, in the range 2.5 – 4.9 for n_2 .

The second group of studies, which are of interest, come from the field of karst geomorphology. The measurements of the karst denudation, by means of tablets or micrometer method, give us valuable information on how the different types of limestone respond at the action of external factors.

Resuming, we can outline the following facts: in nature, the dissolution is associated with a segregation process, the micritic fabrics are more easily attacked than the sparitic ones, an heterogeneous petrography favors the alteration process.

We can see that there is a relationship between the rock petrography and the dissolution process. In this relation we have a quantifiable variable – the dissolution, and a nominative one – the petrography. In order to make a comparison and to say something more explicit about this relationship, we will try to quantify the nominative variable.

The main idea in our thinking is to consider the limestone like a monomineral rock. Accepting that, the great varieties of the limestone derive from the micrite/sparite ratio and the spatial distribution of these elements. Their optical properties make possible the recognition of the rock petrography on images or photos realized in tons of gray.

They were used two types of images: one obtained directly on the thin sections (real surface - 1 cm²) and an other one obtained from the microscope made photos on the same thin sections (real surface – 1 mm²). These images were treated by means of some special software (image treatment, GIS system, 3d-representation) in order to obtain a series of numerical variables, which allow, as large as possible, a quantitative description of the rock petrography. They were obtained 16 variables. The multivariable analysis (analysis of principals components) allow us to see what variables are important in defining the different analyzed rocks and how to discriminate and regroup different rocks petrography. In order to have a more complete description of each rock, chemical compositions analysis were made and the content in CaO and MgO were added in the multivariable analysis.

To obtain the second member of the relation petrography – dissolution, we conceived a setup for the dissolution experience: 6 limestone tablets were exposed to the water flow during a long period time, in the same hydrodynamic conditions. For each experience we tested two different hydrodynamic conditions. The first experience was made at the Mangalia Laboratory (Romania) during 86 days, and the second one was made in the Moulis Cave (The Subterranean Laboratory, France) during 148 days. The standard tablets were different for the two experiences, and they come from the same blocks from which we made the thin sections. The samples come from the Arbas Massif (France) and Obarsia Closani – Piatra Mare Massif (Romania).

The quantitative variable – the dissolution rate – is estimated, for each rock type, as percent of the weight loss from the initial weight of the standard tablet during the dissolution experience.

The relationship between the petrography and the dissolution is analyzed by means of the already mentioned multivariable analysis, where the percent of weight loss is added to the already used petrography variables.

The main conclusions are:

in what concern the petrography quantification, the analysis show that the first axe (F1), which explain more than 40% of the total variance, can be denominate as the “heterogeneity” factor. The F2 axe reflect the “crystallization degree” and the F3 axe regroup the variables which control the “crystallization dispersion”. On the main plan (F1 – F2) in the space of statistical units we can see that the first two factors allow us a good discrimination of the different rock types. Viewing the results we can say that this method can be successfully used for the quantification of the limestone petrography.

in what concern the relation petrography – dissolution, the analysis show a relatively weak correlation between the petrography variables and the dissolution rate. This correlation is much more evident for the weak water flow regime. The petrography variables which impose this correlation depends on the rocks heterogeneity and the crystallization state of the rock. It seems that the more significant variables in this relation come from the treatment of the microscope made photos of the thin sections images.

Finally, some remarks regarding this study are made. The practical conditions and the long period of the dissolution experience don't allowed the use of much more statistical units. So, we are convinced that we cannot extrapolate these results at a general scale and, thus, their significance is restricted to the studied examples. Despite these restrictions imposed by the strictly rules of the statistical analysis, we find these results encouraging enough in order to continue these kind of experiments. We consider this study like a first approach which allowed the fine tuning of a new method. Of course, the future experiments must cover a more wide range petrography variety and with a meaningful population of statistical units.

3.1. Introduction

La dissolution des roches calcaires est un processus indispensable pour le développement du karst. Dans les relations qui s'établissent entre la roche et l'eau il n'est pas toujours facile de mettre en évidence le rôle de la roche. Dans une expérience de dissolution on peut contrôler tous les paramètres et on a, à tout moment, une description précise du processus grâce aux modèles théoriques. Les seuls paramètres qui ne sont pas quantifiés correspondent à la lithologie. Dans ce qui suit, on propose une méthode de quantification de la pétrographie des roches calcaires. Les paramètres obtenus vont être comparés avec les résultats d'une expérience de dissolution dans le but d'identifier l'influence des caractères pétrographiques sur le processus de dissolution.

Pour mieux encadrer notre démarche, un rappel succinct des principaux résultats obtenus dans ce domaine nous semble nécessaire. Les études qui ont comme sujet la dissolution peuvent être classées, schématiquement, suivant deux démarches.

A. Le premier est d'ordre physico-chimique. Ces études essaient d'établir les lois du processus et de préciser les conditions et les facteurs intervenants. Généralement, il s'agit d'expériences qui se déroulent dans des conditions bien déterminées et qui permettent de confronter les résultats obtenus avec les prédictions d'un modèle théorique.

Parmi les premières études qui ont essayé d'élucider la relation lithologie – dissolution citons ceux de Roques et de Ek (1973). Vingt-quatre plaquettes de calcaires différents ont été soumises à la dissolution dans les mêmes conditions. Le taux de dissolution est déterminé par la perte de poids. Les caractéristiques lithologiques ont été appréciées qualitativement par l'analyse microscopique en lames minces. Une première conclusion est que, en certains cas, la dissolution peut être associée avec une désagrégation mécanique, donc la perte de poids ne représente pas toujours une mesure de la dissolution. Ensuite, les auteurs mettent en évidence une dissolution préférentielle de micrite, la relative immunité de la dolomite et l'altération forte des calcaires à minces passées argileuse.

Rauch et White (1977) réalisent une autre expérience intéressante en ce qui concerne la relation lithologie – dissolution. Chaque échantillon soumis à la dissolution est décrit par une série de variables lithologiques quantitatives (teneur en CaO et MgO, pourcentage en micrite et sparite, pourcentages d'allochèmes, dolomite, pyrite, quartz et feldspaths) et qualitatives (taille de la micrite, texture pétrographique, présence de fins niveaux silteux). Les variables ont été appréciées par l'analyse microscopique en lames minces. Les résultats montrent

clairement une relation directe et proportionnelle entre le taux de dissolution et le contenu en CaO et inverse avec le contenu en MgO et le matériel argileux. Par contre, la présence de fins niveaux argileux influence positivement le taux de dissolution. Les roches les plus dissoutes pressentent un pourcentage élevé de micrite de taille fine ($< 5\mu\text{m}$). Les autres caractéristiques lithologiques (pourcentage de sparite, texture, etc.) semblent avoir une faible influence sur le taux de la dissolution, du moins dans les conditions de laboratoire. Toutefois, les auteurs indiquent que les biomicrites sont les calcaires idéaux pour le développement du karst.

Les expériences de dissolution sur la calcite pure ont permis à Plummer, Wigley et Parckhurst (1978) d'établir une équation (appelée dans la littérature l'équation PWP) qui décrit le taux de dissolution à l'interface roche-eau. D'autres expériences (Buhmann et Dreybrodt, 1985 a, b, 1986, 1987, Svensson et Dreybrodt, 1992, Dreybrodt et *al.*, 1996, Eisenlohr et *al.*, 1997) ont permis de mieux comprendre la cinétique de la dissolution dans le système calcite – eau – CO_2 , considéré aussi bien comme un système ouvert que comme un système fermé pour le CO_2 . Des synthèses sur la problématique et les résultats les plus nouveaux sont présentés dans Dreybrodt (1988), Dreybrodt (1997) et Dreybrodt (2000).

En résumé, pour le processus de dissolution, en système ouvert ou fermé, trois situations sont possibles.

1. Le taux de dissolution est déterminé par le transfert de masse (par diffusion moléculaire ou turbulente) qui dépend de l'épaisseur de la couche limite et du régime d'écoulement (Buhmann et Dreybrodt, 1985a, b, Dreybrodt, 1988). Pour un écoulement laminaire et une épaisseur de la couche limite allant jusqu'à 5 cm, le taux de dissolution est déterminé par le transfert de masse par diffusion moléculaire. Lorsqu'un écoulement turbulent intervient, la diffusion turbulente est plus grande de quelques ordres de grandeur par rapport à la diffusion moléculaire, ce qui détermine une épaisseur de la couche limite d'environ 0,1 cm. Jusqu'à cette valeur la diffusion intervient comme facteur limitant, au-delà le taux de dissolution peut être décrit par l'équation PWP.

2. La mise en solution du CO_2 atmosphérique dans l'eau est très lente. À cause de cette lenteur, si le volume de la solution est suffisamment petit, la mise en solution du CO_2 devient un facteur limitant. Dans ces conditions, le rapport V/A contrôle le taux de dissolution (V – volume de solution, A – superficie du minéral en contact avec la solution).

3. Si l'écoulement est turbulent et le rapport V/A suffisamment grand, le taux de dissolution est contrôlé par des réactions à la surface de la roche et peut être décrit par l'équation PWP. Les expériences de dissolution, tant en système fermé qu'ouvert, (Svensson

et Dreybrodt, 1992, Eisenlohr et *al.*, 1997) ont montré que, pour les échantillons naturels, le taux de dissolution peut être décrit par deux formules empiriques :

$$F=k_{n1}(1-c/c_{eq})^{n1} \text{ for } c < c_{sw} \text{ et}$$

$$F=k_{n2}(1-c/c_{eq})^{n2} \text{ for } c \geq c_{sw}$$

Au-delà d'une concentration $c_{sw} \sim 0,8 c_{eq}$, la cinétique du processus passe d'une loi non linéaire avec $n_1 \sim 2$ à une loi d'ordre supérieur avec $n_2 \sim 4$ (Dreybrodt, 1997). Ce changement s'explique par le fait que les échantillons naturels, par rapport à la calcite pure, présentent des impuretés, comme les phosphates, qui absorbent les Ca^{2+} présents dans la solution. Ainsi, les zones d'absorption à la surface de la roche sont bloquées pour la dissolution (Eisenlohr et *al.*, 1997).

Dans ce modèle, la pétrographie de la roche n'intervient pas d'une façon explicite dans le contrôle de la dissolution. Le seul caractère lithologique qui semble avoir une importance (à part la composition chimique) est la surface soumise à la dissolution. Quand on a un film d'eau très fin qui coule sur une surface calcaire, le facteur limitant de la dissolution est le rapport V/A . La pétrographie intervient par la surface exposée à la dissolution. Cette situation, même si elle est fréquente dans la nature, ne représente qu'un cas particulier du processus de dissolution.

L'expérience de Svensson et Dreybrodt (1992) a montré que le taux de dissolution pour différents types de calcaires et marbres suivent les mêmes lois (ci-dessus). Bien qu'on retrouve le même type d'équation, les exposants n_1 et n_2 varient. Pour les 16 marbres et 19 calcaires analysés, les auteurs cités ont obtenu des valeurs dans un intervalle de 1,2 à 2,5 pour n_1 et dans un intervalle de 2,5 à 4,9 pour n_2 . Les variations de n_1 et n_2 peuvent être dues à une influence plus subtile des facteurs lithologiques et pétrographiques.

B. La deuxième démarche se rapporte à la géomorphologie et à la dénudation karstique. Dans ce domaine existe une littérature importante. Faire une synthèse de tous les résultats est assez difficile et ne représente pas le but de cette étude. Sans prétention d'exhaustivité il est bon malgré tout de rappeler certains résultats qui concernent la relation pétrographie – vitesse de dissolution karstique.

Une présentation très concise sur la relation roche – karstification se trouve dans le travail de Sweeting (1975). L'auteur analyse les calcaires et leurs propriétés en relation avec le type de karst qu'ils abritent. Les nombreux exemples, repartis sur l'ensemble du monde, donnent un caractère synthétique à ce travail. Parmi les conclusions on retiendra l'importance des

différents types de porosité, la dissolution plus rapide des micrites par rapport aux sparites, l'influence positive d'une texture hétérogène et le rôle joué par les minéraux associés.

La plus part du temps, la méthode des plaquettes a été utilisée pour mettre en évidence l'influence des différents facteurs climatiques, en éliminant le facteur lithologique. A cause de cela, pour les expériences, ont été utilisées des plaquettes standardisées (Gams, 1989). En dehors de l'intérêt que révèle ces expériences pour les facteurs climatiques, on dispose de certains résultats sur la relation pétrographie – dissolution . Nous avons déjà fait allusion à l'une de ces expériences (Roques et Eq, 1973).

Dés le début des années '70, une équipe de chercheurs italiens a travaillé sur la dénudation dans le karst de Trieste. Une expérience sur 18 échantillons différents soumis à la dissolution pendant 72 h dans l'eau de pluie (Forti et *al.*, 1974) montre une plus grande solubilité des calcaires micritiques par rapport aux calcaires sparitiques. Une autre expérience, cette fois sur 40 plaquettes, soumises aux conditions atmosphériques (Forti et Stefanini, 1980, Stefanini et *al.*, 1985), renforce les résultats obtenus en 1974 : « une dégradation plus accentuée dans les lithotypes à prédominance micritique par rapport à ceux qui comportent une certaine teneur en calcite spathique et à ceux qui sont à prédominance sparitique ».

Des expériences plus récentes (Zhang et *al.*, 1995) mettent en évidence une dissolution plus rapide des calcaires avec une texture hétérogène par rapport à ceux qui présentent une texture homogène.

En 1979, toujours sur le karst de Trieste, commencent les mesures avec la méthode du micromètre (Forti, 1980). Les observations sur les 21 stations pour une période de 6 années sont présentées dans Cucchi et *al.* (1985). Une fois de plus, ces mesures prouvent l'altération plus rapide de roches micritiques par rapport aux roches sparitiques.

Smith, Greenaway et Spate (1989) ont appliqué la méthode du micromètre pour effectuer des mesures dans les conditions climatiques d'Australie. Les observations collectées pendant 7 années sur 9 stations, situées dans les mêmes conditions, montrent une altération rapide des calcarenites suivies par les micrites. Les plus résistantes sont les sparites.

Des informations complémentaires en ce qui concerne la relation pétrographie – dissolution, sont fournies par des analyses micromorphologiques. On note le travail de Roques et Ek (1973) et celui de Maire (1990). Ces auteurs mettent en évidence la dissolution - désagrégation sélective à la surface des calcaires. Généralement, les roches avec une texture homogène sont plus lisses. Dans cette catégorie, les sparites montrent une surface plus rugueuse que les micrites. Les calcaires avec une structure hétérogène

présentent le plus de rugosité. Les plages de micrite, plus dissoutes, mettent en évidence les composants sparitiques.

D'autres observations, plus détaillées, sont apportées par les analyses au microscope électronique à balayage (Lund, 1986, Jintao, 1986, Han, 1993, Han et Nie, 1994). Ces analyses montrent qu'il existe bien une dissolution sélective, et que cette sélectivité est induite par l'hétérogénéité de la roche. La dissolution est plus active au niveau de discontinuités (limites de cristaux, plans de clivages, discontinuités mécaniques, etc.).

A travers tous ces résultats on peut tirer certaines conclusions :

1. Du point de vue physico-chimique:

Dans les systèmes naturels, la cinétique du processus de dissolution suit les mêmes lois en dépit de types différents de roche. En fonction de ces conditions, la cinétique est contrôlée soit par le transfert de masse, soit par la mise en solution du CO₂ dans l'eau, soit par les réactions à l'interface roche-eau.

L'influence de la roche se retrouve soit dans le rapport V/A (cinétique contrôlée par la dissolution du CO₂ dans l'eau) soit dans les variations des exposants n_1 et n_2 (cinétique contrôlée par les réactions à l'interface roche-eau).

2. Du point de vue morphologique :

A la dissolution peut s'associer une désagrégation. Dans ces conditions, on parle plutôt d'une érosion karstique qui regroupe les deux phénomènes :

- les roches micritiques sont plus attaquées que celles sparitiques ;
- une texture hétérogène favorise l'altération ;
- la dissolution se développe au niveau de discontinuités.

Tous ces résultats montrent qu'il y a bien une relation entre la pétrographie et la dissolution. Dans cette relation on dispose d'une variable nominative : la pétrographie, et une variable quantifiable : la dissolution. Le caractère nominatif de la pétrographie ne permet qu'une analyse comparative entre les différents types de roches. On peut penser que la quantification de la variable nominative permettra de mieux comprendre les liaisons entre les différents aspects pétrographiques et la dissolution. Des essais dans cette direction ont été déjà faits (Rauch et White, 1977, Jintao, 1986). L'observation qui peut être faite à ces études est que leur quantification ne tient pas compte de tous les aspects pétrographiques, c'est à dire, qu'elle n'a pas un caractère global. C'est le défi qui va être tenté dans cette étude.

3.2. Quantification de la pétrographie des roches calcaires

Contrairement à leur faible variabilité chimique (généralement, plus de 85% de carbonate), les calcaires sont les roches sédimentaires les plus diversifiées. Cette grande diversité témoigne de la variabilité des conditions environnementales de sédimentation et de la complexité des processus de diagenèse. Les classifications utilisées (Folk et Dunham) ont un caractère génétique. L'identification de différents composants (ortochèmes, allochèmes, bioclastes), ainsi que la nature du liant (ciment, matrice) est absolument nécessaire pour identifier le calcaire et l'associer à un certain type de milieu sédimentaire.

Pour la relation pétrographie – dissolution, on a vu que les facteurs qui semblent jouer un rôle important sont le degré de cristallisation (micrite – sparite) et l'hétérogénéité de la texture. Donc, de ce point de vue, peu importe si on a un bioclaste ou une veine de calcite, du moment que les deux ont le même degré de cristallisation. Leur comportement vis-à-vis de la dissolution va être le même. L'approche qu'on propose ne tient pas compte de l'aspect génétique, mais permet une description de l'aspect global de la roche.

Au départ on peut considérer les calcaires comme des roches monominérales. Dans ces conditions, les différences entre les calcaires vont se traduire par le rapport micrite /sparite et la distribution de ce rapport dans l'espace. Les propriétés optiques de ces deux composants font que, à l'analyse microscopique, plus une roche est sparitique plus elle est claire, plus une roche est micritique plus elle est foncée, fait bien connu par les pétrographes. La texture pétrographique de la roche va se reconnaître très bien sur des images réalisées en tons de gris.

En effet, ce type de démarche n'est pas singulier. On note l'utilisation du même principe dans l'analyse des lamines de croissance dans les sections polies de stalagmites. C'est une nouvelle méthode qui représente un complément aux méthodes de datation absolue. Dans des conditions normales et continues de croissance, pratiquement toutes les stalagmites présentent ces lamines de croissance qui sortent en évidence par l'alternance des couches claires et des couches plus foncées. Dès le début, les spécialistes ont fait la liaison avec les varves rencontrées dans les dépôts lacustres. Donc, pour une stalagmite active et avec une croissance continue le comptage de ces rythmes peut donner l'âge de la concrétion. L'idée est de scanner la stalagmite sectionnée, de transformer l'image en tons de gris et de faire un profil de tons de gris. Le comptage de pics va donner l'âge de la stalagmite, sachant que une

alternance claire-foncée correspond à un année. Si les lamines claires n'ont pas posé de questions, étant constituées par des cristaux de calcite assez larges, visibles à l'œil nu, pour les lamines foncées ont été émises plusieurs hypothèses. Au début, on croyait que la couleur foncé est donné par la matière organique prise dans la stalagmite. Des études plus approfondies ont montré qu'il s'agit de microcristaux de calcite (un sorte de micrite). En effet, les alternances de lamines montrent bien un caractère saisonnier, mais ce caractère n'est pas imposé par les variations saisonniers de la qualité des eau d'infiltration mais par les variations saisonniers des caractéristiques du milieu souterrain qui influencent le mode de cristallisation.

L'application de cette méthode nous a encouragé d'utiliser le même principe pour la quantification de la pétrographie des roches calcaires. Bien sûr, dans notre cas il faudra prendre des précautions supplémentaires : les roches analysées doivent être assez pures et avec une faible porosité. Ces limitations assurent que sur les images réalisées ne sont représentées que les composants carbonatés.

Les images en tons de gris ainsi obtenues peuvent être traitées ensuite à l'aide d'un programme de l'ordinateur. Le but de ce traitement est d'identifier certaines variables qui traduisent le mieux la texture de la roche.

3.2.1. Echantillons analysés et traitement de données

Comme il est déjà dit, le but est de comparer les résultats d'une expérience de dissolution avec la quantification de la pétrographie des roches soumises à la dissolution. Comme l'expérience de dissolution a été réalisée seulement sur 12 échantillons (pour des raisons pratiques et compte tenu de la durée de l'expérience très longue), la quantification de la pétrographie a intéressé les mêmes 12 échantillons. Le tableau 3.1. présente la description des roches échantillonnées, l'âge de ces roches et leur localisation. Les 12 roches analysées sont loin de couvrir toute la diversité texturale des calcaires. Ainsi, pour assurer une identification plus fine on a été obligé d'utiliser un grand nombre de variables.

Les images en tons de gris ont été réalisées à partir de lames minces à deux niveaux d'échelle : une directement sur la lame mince (1 :1), l'autre à partir des photos réalisées au microscope (50x). Les images ont été traitées avec des logiciels de traitement d'images afin de standardiser leurs caractéristiques : la résine du Canada présente la même nuance de gris sur toutes les images, mais diffère pour les images en lames minces et pour les photos. Ensuite, les images ont été découpées pour correspondre à une surface, respectivement, de 1 cm^2 et de 1 mm^2 . Les zones découpées ont été choisies ainsi pour rendre compte des

Tableau 3.1. Description pétrographique, localisation et âge des échantillons.

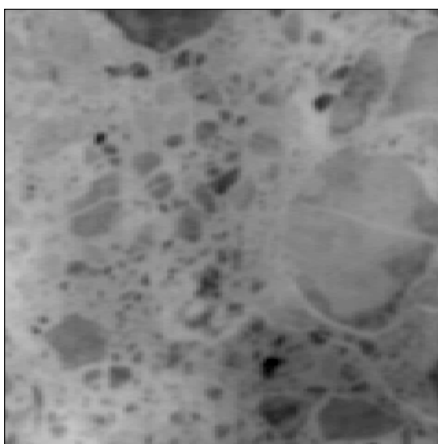
Echantillon	Description pétrographique	Localisation	Formation géologique et âge
E4	Dolomite: dolosparite (calcaire dolomitisé et recristallisé) ; oxydes de fer sur les discontinuités.	France, M. d'Arbas, confluence V. Escatelle – Goeil d'Hyér.	Jurassique inférieur Callovien-Oxfordien
HM	Biomicrite : matrice micritique ; bioclastes (20%), rares plages et veines sparitiques (10%) . Texture type mud-supported .	France, M. d'Arbas, Gouffre de Henne Morte – entrée.	Crétacé inférieur Aptien (faciès Urgonien)
CPB	Brèche calcaire : éléments angulaires micritiques (50-350 μ) ; ciment microsparitique ; veines fines de calcite . Texture type grain-supported .	France, M. d'Arbas, Col de Pène Blanque.	Crétacé inférieur Néocomien
CO1	Calcaire cristallin : sparite équicristallin (150-200 μ) ; plages micritiques rares (<15%) .	France, M. d'Arbas, versant Nord de Cap de Tèches.	Jurassique (la série mésozoïque métamorphique)
ASC	Dismicrite : matrice micritique ; veines calcitiques et plages sparitiques (10-15%) ; bioclastes (<5%) . Texture type mud-supported.	France, M. d'Arbas, interfluve Coume Auère – Coume Ouarnède, entrée grotte marquée ASC, approx. 600 m ENE du Gouffre Michelle.	Crétacé inférieur Néocomien
GT6	Biopelmicrite : pelètes (10%), bioclastes (<10%), matrice micritique, plages sparitiques (<5%), rares veines de calcite ; Texture type mud-supported.	Roumanie, M. Obarsia – Closani, versant gauche de la Vallée Valaul Rau, affluent de gauche de la Vallée Gorganului.	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)
LU1	Micrite : masse micritique avec des veines fines de calcite ; zones sparitiques très rares (5%) ; plages cryptocristalines allongées (10%). Mudstone.	Roumanie, M. Obarsia – Closani, pic Cioaca Goala	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)
LU2	Pelmicrite : pelètes allongées (20%) ; matrice micritique ; plages et veines sparitiques rares (10%) ; texture type mud-supported .	Roumanie, M. Obarsia – Closani, versant Est du Pic Cioaca Goala, approx. 300 m sous le pic.	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)
LU3	Biomicrite : matrice micritique ; bioclastes (10%) ; plages sparitiques et veines de calcite (10%) ; suivant stylolites ; Texture type mud-supported	Roumanie, M. Obarsia – Closani, interfluve V. Gorganului – V. Lupsei.	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)
CLO	Micrite : matrice micritique ; très rares plages microsparitiques (<5%) ; assez souvent stylolites . Mudstone .	Roumanie, M. Piatra Mare, Grotte de Closani – entrée.	Crétacé inférieur Barremien - Aptien (faciès urgonien)
CAS	Microsparite : matrice microsparitique avec rares plages et veines sparitiques (10-15%) ; Texture type mud-supported.	Roumanie, M. Piatra Mare, versant gauche de la Vallée du Motru Sec, cascade amont du village Motru Sec.	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)
LAZ	Dismicrite : matrice micritique ; plages sparitiques de recristallisation, veines de calcite (25-30% sparite). Texture type mud-supported.	Roumanie, M. Piatra Mare, versant droit de la Vallée du Motru Sec, Grotte Lazului – entrée.	Crétacé inférieur Barrémien - Aptien (faciès urgonien)

aspects les plus typiques de la roche. Pour les deux types d'images la résolution correspond à 1000 pixels sur chaque côté, c'est à dire, respectivement, 1 pixel pour 10 μ et 1 pixel pour 1 μ . Les images sont en format BMP avec 256 tons de gris (planche 1 et 2, fig. 3.1, A1 et B1).

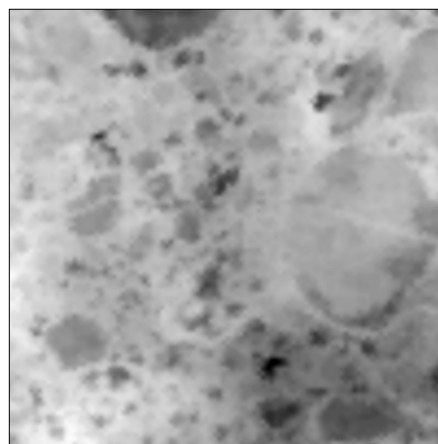
Les images ont été ensuite traitées de la même manière suivant un protocole méthodologique présentée dans la fig. 3.2. En premier lieu il faut importer les images dans un logiciel de type Système Informatique Géographique (SIG). L'analyse de ces images raster (ou carte de pixels) permet l'obtention des premières variables avec un caractère statistique : écart type, classe modale et moyenne. Ces paramètres décrivent la distribution des tons de gris sur les images analysées où le noir correspond à la valeur 0 et le blanc à la valeur 255. Même si les informations fournies sont intéressantes ces paramètres n'offrent pas une image suffisante de la distribution spatiale de tons de gris.

Fig. 3.1. Exemples des images de lame mince et de photo de lame mince scannées.

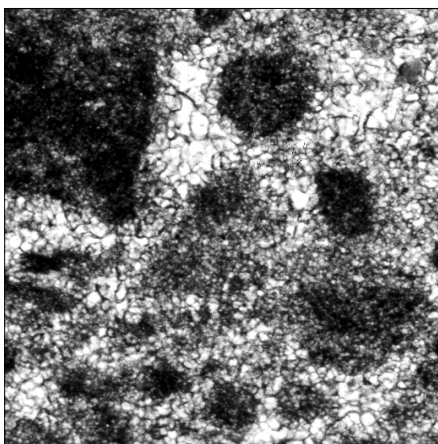
A1 - Echantillon CPB (lame mince):
image scannée.



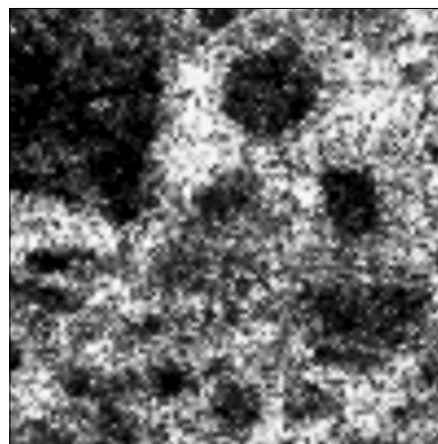
A2 - Echantillon CPB: image reconstituée
d'après la vectorisation de l'image initiale.



B1 - Echantillon CPB (photo lame mince):
image scannée.



B2 - Echantillon CPB: image reconstituée
d'après la vectorisation de l'image initiale.



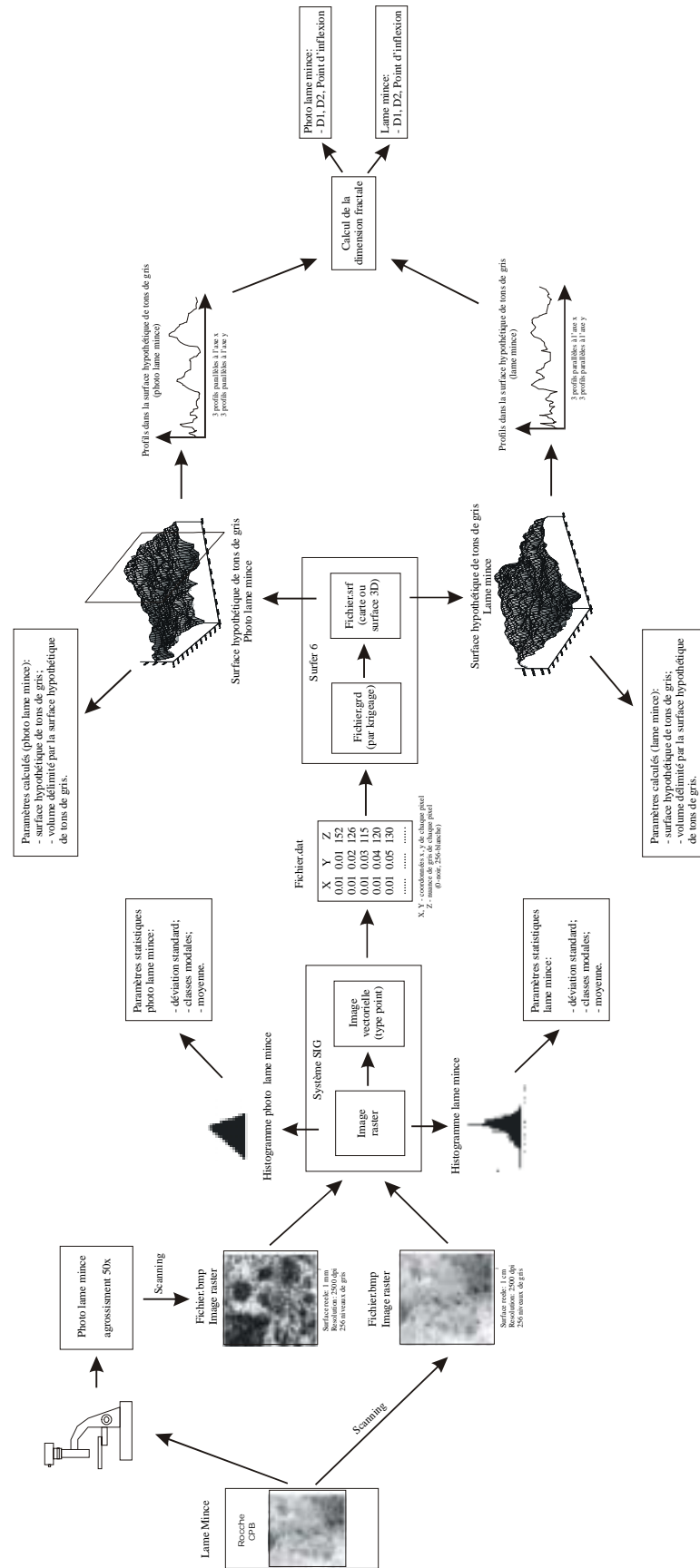


Fig. 3.2. Protocole méthodologique pour le traitement des images.

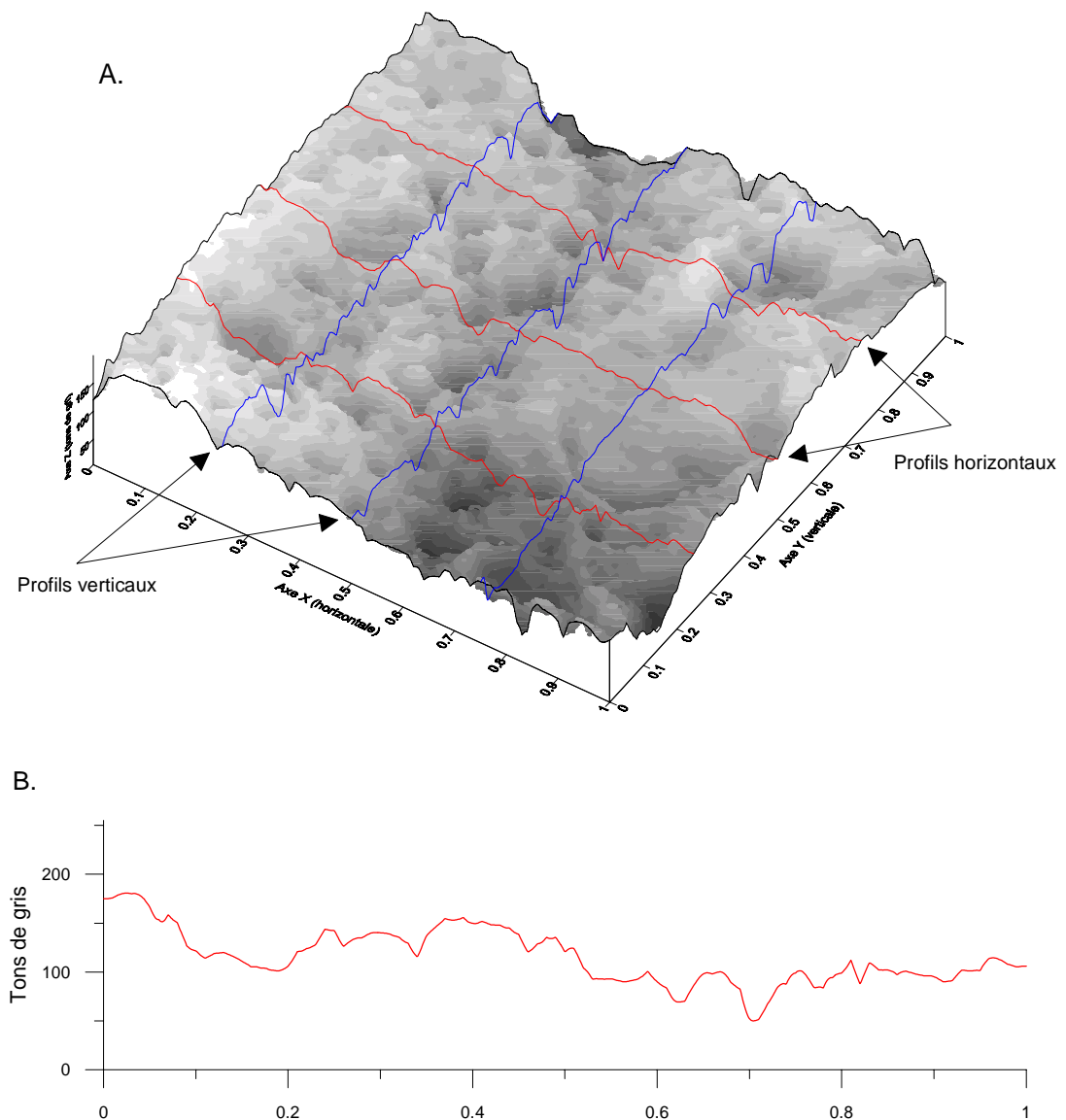
Afin de résoudre ce problème, les images raster ont été transformées en images vectorielles de type point. C'est à dire, pour chaque pixel on obtient un vecteur point caractérisé par trois coordonnées : x et y représentent les coordonnées spatiales par rapport au coin bas-gauche de l'image (avec l'axe x horizontale et l'axe y verticale) et z représente la valeur de ton de gris du point respectif. Cette image vectorielle peut être exportée sous la forme d'un fichier de données où, sur les colonnes on a les coordonnées x, y, z et sur les lignes on a tous les vecteurs points (chaque pixel). Ces fichiers (en format DAT) ont été utilisés dans le logiciel Surfer pour obtenir des fichiers de type grille. La méthode d'interpolation utilisée est le krigeage et le pas de la grille correspond à la résolution initiale de l'image. On obtient ainsi des grilles avec 1001 lignes sur 1001 colonnes. A partir de ces fichiers on peut même reconstituer l'image initiale. La fig. 3.1 (A2, B2) permet de se rendre compte de la précision de ce type de traitement et de la finesse de la reconstitution.

Les représentations en 3D de ces grilles constituent des surfaces imaginaires de tons de gris qui, d'une façon très intuitive, rendent compte de l'hétérogénéité pétrographique de la roche (Fig. 3.3.A). La superficie de cette surface imaginaire représente une autre variable utilisée pour décrire la roche. En effet, cette superficie décrit bien la distribution relative entre les différents tons de gris mais elle ne peut pas être rapportée à un repère fixé. On peut imaginer que deux roches présentent la même superficie imaginaire mais pour des valeurs moyennes de tons de gris (z) différents. Le paramètre qui tient compte de cela est le volume imaginaire contenu entre la surface décrite plus haut et le plan xy déterminé par la valeur $z=0$. L'axe z peut être appelé l'axe de la cristallisation. Plus la roche est cristalline, plus ces cristaux croient en taille, plus elle devient claire : la moyenne de z va prendre des valeurs vers 255. Par contre, plus la roche est microcristalline, plus la taille de cristaux décroît, plus elle devient foncée : la moyenne de z va prendre des valeurs vers 0. Dans ces conditions, on voit que le volume imaginaire délimité par la surface de tons de gris rend compte non seulement de la distribution relative des tons de gris mais aussi du degré général de cristallisation de la roche. Ce volume est une autre variable utilisée pour quantifier la pétrographie.

Par la suite, on a essayé de trouver d'autres indices qui pourraient décrire le degré de fragmentation de la surface imaginaire de tons de gris. Pour cela, chaque surface a été intersectée par six plans transversaux, parallèles aux directions x et y, trois pour chaque direction (Fig. 3.3. A et B). Sur les profils ainsi obtenus on a calculé la dimension fractale suivant la procédure présentée dans l'annexe 1. Dans ce cas, le sens physique de la dimension fractale est celui d'un « indice d'hétérogénéité pétrographique ». Sur tous les profils on obtient deux dimensions fractales : une correspondante aux petites échelles (D1) indiquant la consistance pétrographique des composants, l'autre correspondante aux

grandes échelles (D2) indiquant l'hétérogénéité de la distribution des composants. La transition d'une dimension à l'autre se fait sur une plage de valeur, plus ou moins large, qui est identifiée par une valeur moyenne et qu'on appelle point d'inflexion (Pi). Sur l'axe d'échelle, le point d'inflexion correspond à la valeur moyenne de la taille des composants pétrographiques. Chaque surface traitée ainsi est caractérisée par une seule valeur pour D1, D2 et Pi correspondant à la moyenne arithmétique des valeurs obtenues sur les six profils. Ces trois paramètres représentent des variables supplémentaires utilisées pour la quantification de la pétrographie.

Fig. 3.3. A – Echantillon CPB (lame mince): surface imaginaire de tons de gris;
 B – profil réalisé à partir de la surface imaginaire de tons de gris.



Toutes ces variables ont été déterminées aussi bien pour les images de lames minces que pour les images obtenues à partir des photos de lames minces. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2. Les variables utilisées pour la quantification de la pétrographie.*

Echantillon	Lame mince								Photo lame mince							
	LAD1	LAD2	LAPI	LAS	LAV	LAM	LADV	LACL	PHD1	PHD2	PHPI	PHS	PHV	PHM	PHDV	PHCL
ASC	1.13	1.40	380	587.99	21.88	21	17	23	1.15	1.54	30	5138	80	79.73	56.91	35
CAS	1.15	1.45	340	260.42	220.74	221	5	220	1.16	1.64	28	5149	84	83.75	47.63	50
CLO	1.15	1.43	320	277.46	193.31	193	7	194	1.17	1.65	29	6286	104	103.69	52.41	70
CO1	1.17	1.49	360	262.74	241.23	240	5	240	1.16	1.58	32	4615	127	127.85	46.45	145
CPB	1.11	1.41	380	990.28	130.27	130	27	140	1.17	1.56	32	5741	114	113.95	73.76	30
E4	1.12	1.44	350	597.12	156.84	157	16	155	1.18	1.54	34	4185	86	87.45	71.05	20
GT6	1.12	1.36	360	357.02	192.55	193	12	190	1.17	1.60	33	4625	86	86.71	46.47	56
HM	1.13	1.46	400	371.47	146.08	146	10	145	1.17	1.49	30	2898	70	69.93	45.59	40
LAZ	1.14	1.41	350	277.79	213.32	213	7	210	1.18	1.60	32	4362	66	65.76	47.59	35
LU1	1.17	1.48	360	233.74	187.08	188	4	186	1.17	1.64	29	6774	94	94.41	60.06	45
LU2	1.13	1.42	320	367.41	125.97	126	11	120	1.14	1.56	29	4628	71	70.36	47.22	40
LU3	1.10	1.35	370	487.18	127.02	128	20	135	1.15	1.50	34	4240	86	86.02	59.60	45

* Le préfix LA indique lame mince, le préfix PH indique photo de lame mince. D1 et D2 - dimensions fractales obtenues à partir des profils transversaux par la surface imaginaire en tons de gris ; PI - point d'inflexion entre D1 et D2 (en micromètres); S et V - superficie et volume délimités par la surface imaginaire de tons de gris ; M - moyenne de tons de gris ; DV - déviation standard de tons de gris ; CL - classe modale de tons de gris.

Ces variables sont déterminées quantitativement suivant l'association d'une échelle de couleurs (tons de gris) par rapport à un intervalle de nombres entiers, ce qui a permis le traitement avec les outils mathématiques. Mais, cette association n'a pas de sens physique et, donc, les valeurs obtenues pour les variables sont dépourvues aussi de sens physique, elles sont adimensionnelles. Sauf pour les points d'inflexion (LaPi et PhPi) ou les valeurs sont en micromètres. Pour avoir une description plus complète, la composition chimique de chaque roche a été analysée. Donc, les dernières variables utilisées pour la quantification des roches calcaires sont la teneur en CaO et MgO (en %) (tableau 3.3).*

Echantillon	CaO (%)	MgO (%)
ASC	43,30	0,52
CAS	51,05	0,64
CLO	46,33	0,34
CO1	29,21	0,84
CPB	32,13	0,84
E4	26,44	0,27
HM	42,38	0,7
LAZ	34,60	0,40
LU1	39,28	0,33
LU2	27,89	1,33
LU3	17,86	1,69

Tableau 3.3. La teneur en CaO et MgO des échantillons utilisés dans l'expérience de dissolution.

* Les analyses chimiques des échantillons de calcaires ont été réalisées à l'Institut de Spéologie « Emile Racovitza », Bucarest, par C. Marin et T. Nicolescu.

3.2.2. Pétrographie - analyses multidimensionnelles

Grâce à la méthode présentée plus haut, on a réussi à obtenir un nombre de 16 variables quantitatives qui, d'après nous, rendent le mieux compte possible de la diversité pétrographique des échantillons analysés. À celles-ci est ajoutée la teneur en CaO et MgO.

Afin de vérifier cette méthode de quantification, donc la validité des variables utilisées, les données vont être traitées par l'intermédiaire de l'analyse multidimensionnelle.

En premier lieu, on utilise l'analyse en composantes principales (ACP). Le but de cette analyse est, d'une part, d'identifier les variables qui jouent un rôle important dans la définition des différents types pétrographiques, leur regroupement et l'identification des relations existantes entre elles, et d'autre part, d'observer le regroupement des individus, d'identifier les individus qui imposent les composantes principales. La validation de la méthode de quantification va se faire par la comparaison entre les résultats de l'ACP et ceux de l'examen microscopique.

Pour l'interprétation de ces analyses il faut tenir compte de la représentativité des échantillons étudiées, qui sont loin de couvrir toute la diversité de roches calcaires.

3.2.2.1. L'Analyse en Composantes Principales (ACP)

Avant que les analyses soient présentées, il paraît nécessaire d'expliquer la démarche suivie pour la réalisation des analyses. Avec la méthode présentée plus haut 16 variables ont été définies. Ces variables rendent compte de la distribution et de l'hétérogénéité de tons de gris des échantillons à deux échelles spatiales différentes : une macroscopique – les images de lames minces (échelle 1 :1), et l'autre microscopique – les photos de lames minces (échelle 50 :1). Vu la différence d'échelle, les variables obtenues dans les deux cas ne rendent pas compte des mêmes aspects pétrographiques . Comme le but de cette étude n'est pas d'obtenir une quantification quelconque de la pétrographie, mais de vérifier la réalité de cette démarche et, donc, d'identifier les variables qui permettent une description la meilleur possible de la réalité, on a réalisé trois analyses différentes : sur les **variables** obtenues à partir des images en **lames minces** (dénommées **variables LA**), sur les **variables** obtenues à partir des **photos** de lames minces (dénommées **variables PH**) et, finalement, sur **toutes les variables**.

ACP – variables LA

Le tableau 3.4 présente les résultats de cette analyse. On constate que les facteurs 1 et 2 rendent compte de plus de 74% de la variance totale. On va donc regarder seulement le plan factoriel F1 – F2 (Fig. 3.4).

Les contributions présentées dans le tableau 3.4 nous permettent d'identifier les variables qui participent à la constitution des axes factorielles. Ainsi, le facteur 1 est déterminé par les variables : LAD1, LAD2, LAV, LAM, LACL, LAS et LADV. On observe également une forte corrélation entre les variables LAV, LAM et LACL. L'explication réside sur la relation de proportionnalité directe entre le volume imaginaire de tons de gris – LAV (volume contenu entre la surface imaginaire de tons de gris et le plan xy avec le z=0), la moyenne des tons de gris – LAM et la classe modale des tons de gris – LACL.

Tableau 3.4. – Résultats de l'analyse ACP – variables LA.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	5.66	1.77	1.04
%	56.62	17.69	10.38

Contributions des variables (projections de vecteurs variables sur les axes factorielles)

	F1	F2	F3
LAD1	13.75	4.32	0.41
LAD2	10.25	5.71	9.88
LAP1	3.50	5.43	36.89
LAV	13.47	8.87	5.74
LAS	11.11	0.10	19.61
LAM	13.42	9.02	5.70
LADV	14.84	0.80	8.03
LACL	12.63	9.85	7.66
CAO	3.20	31.10	1.52
MGO	3.83	24.78	4.56

Un autre regroupement observé est celui des variables LAD1 et LAD2 (les dimensions fractales des profils obtenus sur la surface imaginaire de tons de gris, respectivement, à petit échelle et à grande échelle) . Leur forte corrélation directe, traduit le fait que le « degré de rugosité » de tons de gris pour les échantillons macroscopiques croît proportionnellement tant aux petites échelles qu'aux grandes échelles.

Entre ces deux groupes de variables on observe une certaine corrélation, ce qui veut dire que, pour le groupe analysé, ce sont plutôt les roches claires qui présentent des « rugosités de tons de gris » plus élevés.

A l'autre extrémité de l'axe F1 on retrouve les variables LAS (superficie imaginaire des tons de gris) et LADV (déviations standard des tons de gris). Leur forte corrélation est compréhensible si on admet que, plus la plage de valeurs de tons de gris est large, plus la superficie déterminée par ces valeurs croît.

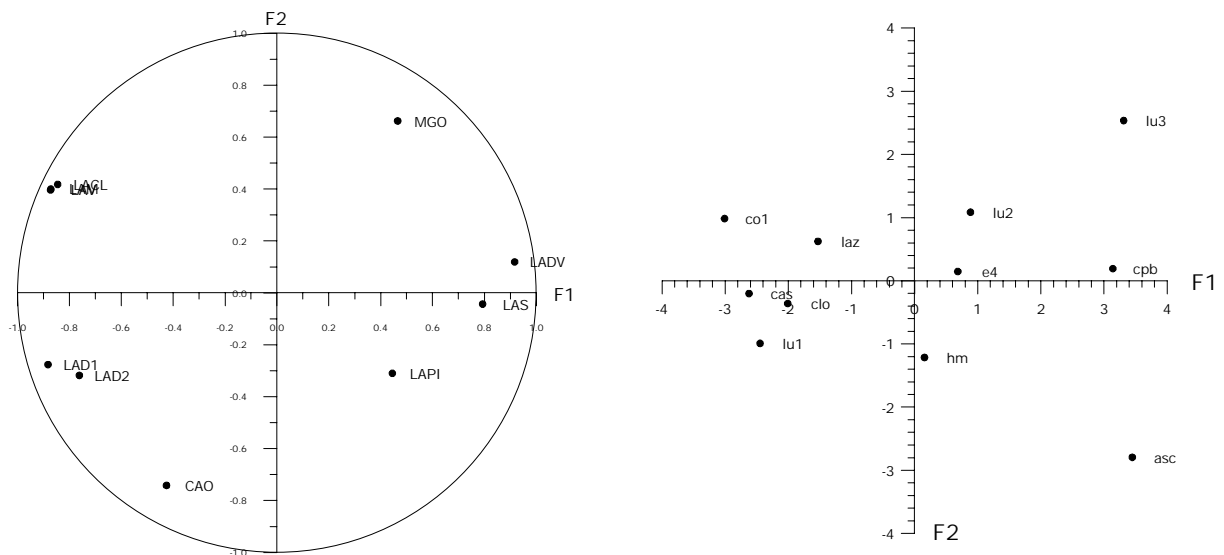


Fig. 3.4. ACP variables LA.

Très intéressante est la relation entre ce troisième groupe de variables et ceux identifiés plus haut. Normalement, on peut s'attendre à ce que les roches ayant une déviation standard plus grande présentent les « degrés de rugosité » les plus forts. Or, on observe exactement l'inverse, ce qui veut dire que, les roches ayant les plus grandes déviations standard ont une certaine homogénéité. Cela se traduit par l'existence de plages de tons de gris très différents (ce qui donne de grandes valeurs pour la déviation standard), plages qui présentent, par contre, une homogénéité plus grande de tons de gris. En général, on peut dire que les roches les plus homogènes en grand ont une hétérogénéité en petit ; à l'inverse, les roches les plus hétérogènes en grand présentent une homogénéité en petit.

Etant données toutes ces observations on peut dénommer le facteur 1 comme un axe de l'« hétérogénéité macroscopique ».

Le facteur 2 est déterminé par le couple des variables CaO – MgO, situé normalement en opposition, couple qui impose le caractère chimique à cet axe.

ACP – variables PH

Le tableau 3.5 contient les résultats de l'analyse ACP sur les variables obtenues à partir des photos. Les trois premiers axes factorielles rendent compte de 84% de la variance totale. La fig. 3.5 présente, tant dans l'espace des variables que dans celui des individus, les plans F1-F2, F1-F3 et F2-F3.

Le tableau des contributions indique les variables PHV et PHM comme déterminantes pour le facteur 1. Comme pour les variables LA, la forte corrélation de PHV et PHM est compréhensible : plus la moyenne des tons de gris prend de valeurs grandes, plus le volume déterminé par la superficie des tons de gris croît. Dans le voisinage de ce premier groupe on observe un autre groupe, constitué par les variables PHCL et PHS, qui présentent une certaine corrélation avec PHV et PHM (0,6 pour PHCL et 0,45 pour PHS) . La liaison entre PHCL et PHV s'explique par le fait que, pour une roche ayant une valeur élevée de la classe modale on s'attend à une assez grande valeur pour le volume délimité par la surface des tons de gris. Pour PHS, on peut imaginer qu'avec la même moyenne de tons de gris, le volume sera plus grand en fonction de la superficie. Le regroupement de ces deux variables (PHS et PHCL) est dû, comme on va le voir par la suite, à leur relative corrélation avec les variables qui définissent le facteur 1. Vu les caractéristiques de cette axe, on pourra dénommé le facteur 1 comme « le degré général de cristallisation de la roche ».

Tableau 3.5 – Résultats de l'analyse ACP – variables PH.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	3.06	2.10	1.62
%	38.30	26.22	20.29

**Contributions des variables
(projections de vecteurs variables sur les axes factorielles)**

	F1	F2	F3
PHS	16.62	3.09	18.88
PHV	27.76	4.12	2.71
PHD1	0.54	5.75	14.22
PHD2	12.31	15.06	11.72
PHPI	0.42	38.85	2.18
PHM	27.55	4.57	2.68
PHDV	1.06	27.27	17.19
PHCL	13.74	1.29	30.43

Le facteur 2 est déterminé par les variables PHPI, PHDV et PHD2, le groupe PHPI, PHDV étant inversement proportionnel à PHD2. Pour comprendre l'influence de ces trois variables et le caractère du facteur 2, on va regarder le plan F1-F2 dans l'espace des individus.

On voit que le facteur 2 est déterminé par les échantillons CPB et E4, d'une part, et par l'échantillon CAS d'autre part. On voit qu'il y a une différence nette entre une brèche calcaire avec des éléments micritiques prises dans un ciment sparitique (CPB) , une dolosparite avec des plages micritiques (E4) et, respectivement, une micrite tout à fait homogène (CAS). Dans le premier cas, il s'agit de roches ayant comme liant un ciment (cristaux plus au moins développés), tandis que dans le deuxième cas il s'agit d'une matrice microcristalline. En effet, on observe ici la même chose que dans l'analyse des variables LA vis-à-vis de l'échelle: les roches qui présentent le plus d'hétérogénéité en grand sont plus homogène en petit et inversement. Plus la déviation standard (PHDV) croît, plus la « rugosité des tons de gris » aux grandes échelles (PHD2) diminue, ce qui fait monter la valeur du point d'inflexion (PHPI) entre les deux « rugosités », respectivement, aux petites échelles (PHD1) et aux grandes échelles (PHD2). Tenant compte de ces caractéristiques on pourra dénommer le facteur 2 comme un axe de l'« hétérogénéité pétrographique » .

Enfin, le facteur 3 est déterminé, principalement, par la variable PHCL et, de façon moindre, par les variables PHS et PHDV. Entre ces deux groupes de variables il existe une relation de proportionnalité inverse. Cela se traduit par le fait que, plus une roche est cristalline (PHCL croît, PHDV décroît), plus la superficie des tons de gris (PHS) diminue. Dans l'espace des individus suivant le plan F2-F3, cette observation est bien représentée par l'opposition de l'échantillon CO1 (calcaire cristallin) et de l'échantillon LU1 (dismicrite – masse micritique avec des plages cryptocristalline et de rares veines de calcite). Vu ces caractéristiques, le facteur 3 constitue un complément au facteur 1 et peut être dénommé comme «le degré de dispersion de la cristallisation ».

ACP – toutes les variables

Dans le but de vérifier la réalité des facteurs identifiés et les éventuelles relations entre eux, on a réalisé une ACP sur toutes les variables. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.6. Avec les trois premiers axes on explique plus de 70% de la variance totale. Donc, on va se contenter de regarder seulement les plans F1-F2, F1-F3 et F2-F3 (fig. 3.6).

On observe que les variables LA imposent pour le facteur 1 le même caractère que celui vu dans l'analyse présentée plus haut. Il s'agit de l'opposition entre le groupe constitué par les variables LAD1, LAD2, LAM, LAV, LA CL et le groupe déterminé par les variables LADV et LAS. Ce qui est intéressant c'est le rajout de la variable PHD2 au premier groupe de variables LA . Si on accepte que le facteur 1 rend bien compte de l'hétérogénéité macroscopique de la roche et le fait que plus une roche est homogène en grand plus elle est hétérogène en petit, la variable PHD2 fait la liaison entre les grandes échelles au niveau

microscopique et les petites échelles au niveau macroscopique. Dans l'espace des individus, cette observation est assez nette et peut être illustrée par le cas des échantillons LU3 et CLO. Dans le premier cas, au niveau microscopique, l'hétérogénéité aux grandes échelles (PHD2) est faible, ce qui se traduit au niveau macroscopique (petites échelles) par des valeurs faibles pour les variables LAM, LAV, LAD1, LAD2, LACL. Mais, au niveau macroscopique, cette homogénéité à petite échelle est compensée par une certaine hétérogénéité aux grandes échelles, manifestée, dans ce cas, par des valeurs grandes pour les variables LADV et LAS. Dans le cas de l'échantillon CLO, la situation est inverse: PHD2 prend des valeurs grandes (grande hétérogénéité aux grandes échelles, niveau microscopique); les variables LAM, LAV, LAD1, LAD2, LACL prennent également des valeurs grandes (grande hétérogénéité aux petites échelles, niveau macroscopique) tandis que les variables LADV et LAS se caractérisent par des valeurs faibles ce qui indique l'homogénéité aux grandes échelles. En conclusion, on voit que le facteur 1 rend compte de l'hétérogénéité de la roche non pas seulement au niveau macroscopique mais aussi au niveau microscopique.

Tableau 3.6 – Résultats de l'analyse ACP – toutes les variables.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	7.37	3.30	2.50
%	40.96	18.31	13.88

**Contributions des variables
(projections de vecteurs variables sur les axes factorielles)**

	F1	F2	F3
LAD1	11.45	0.12	0.40
LAD2	7.71	0.21	0.25
LAP1	2.95	0.66	0.00
LAV	9.50	1.66	3.82
LAS	7.60	6.98	4.17
LAM	9.45	1.66	3.81
LADV	10.64	4.66	0.80
LACL	9.00	2.47	3.71
PHS	1.76	2.32	17.84
PHV	1.29	22.43	0.13
PHD1	1.16	2.78	3.48
PHD2	8.66	0.01	7.38
PHPI	3.23	9.96	6.37
PHM	1.28	22.82	0.12
PHDV	3.46	11.78	8.95
PHCL	4.84	3.98	8.05
CAO	3.11	5.49	13.62
MGO	2.90	0.01	17.10

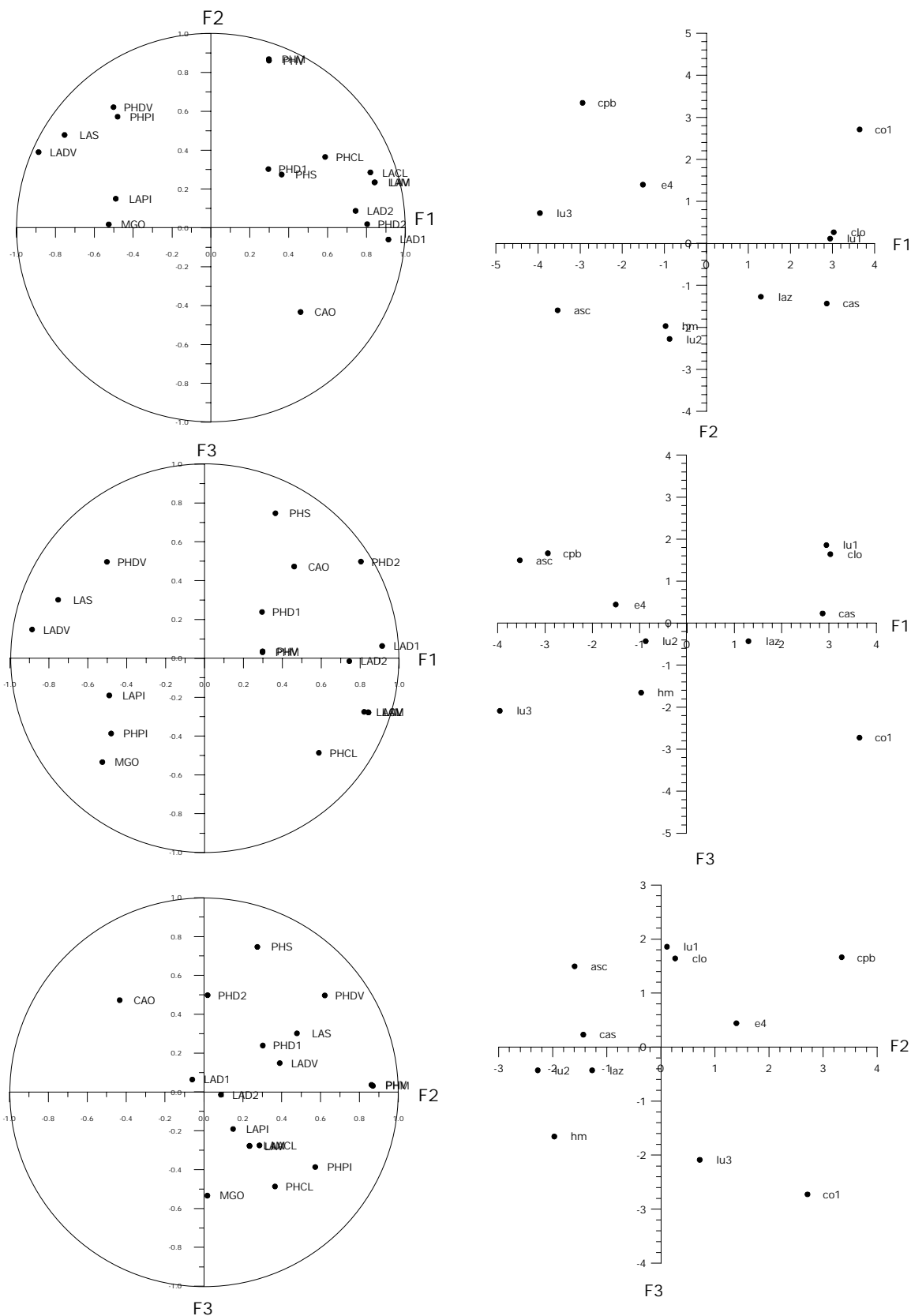


Fig. 3.6. ACP toutes les variables.

Pour le facteur 2, les contributions des variables PHM et PHV imposent à cet axe la dénomination « d'axe de la cristallisation générale » comme pour l'ACP des variables PH. Pour les variables PHDV et PHPI, qui déterminent en plus le facteur 2, nous les rapprochons plutôt du facteur 1. Notre choix est justifié, d'une part, par la relative corrélation avec les variables PHD2 (PHPI – PHD2 : -0,55) et, d'autre part, par la corrélation avec les variables LAS et LADV (LAS – PHDV : 0,8) . Comme dans l'analyse des variables PH, ces deux variables constituent le facteur « d'hétérogénéité pétrographique » , leur rapprochement avec l'axe F1, fait croître le caractère de discriminant pétrographique du facteur 1.

Le facteur 3 est déterminé, d'une part par les variables CAO et MGO, et, d'autre part par les variables PHS et, également par PHDV et PHCL. En effet, on voit un regroupement de l'axe « chimique », mis en évidence par l'analyse des variables LA, et de l'axe « dispersion de la cristallisation », qui est le facteur 3 dans l'analyse des variables PH . Même si le rapprochement de ces deux groupes de variables a peut-être un sens dans le cas des échantillons analysés, nous ne ferons pas d'interprétation à leur égard, sachant que, généralement, les dolomies, comme les calcaires, présentent presque les mêmes faciès pétrographiques. Donc, à travers l'analyse de si peu échantillons on ne peut pas se hasarder à faire des affirmations en ce qui concerne la relation entre le degré ou la dispersion de la cristallisation et la composition chimique.

Dans l'espace des individus, sur le plan principal (F1-F2) (fig. 3.7) on voit bien le caractère de discriminant pétrographique du facteur 1, imposé par l'opposition des échantillons ASC, LU3 et CPB, d'une part, et les échantillons CO1, CLO, LU1, CAS, d'autre part. Dans le premier cas il s'agit de roches avec une texture assez hétérogène (brèche calcaire, dismicrite et biomicrite) tandis que, dans le deuxième cas il s'agit des roches avec une texture homogène (calcaire cristallin et micrite).

Pour le facteur 2, le caractère de degré de cristallisation est imposé par l'opposition des échantillons CO1 et CPB par rapport aux échantillons LU2 et HM. Dans le premier cas, le degré élevé de cristallisation est donné par la masse équitristalline sparitique pour CO1 et par le ciment sparitique pour CPB , tandis que dans le deuxième cas, le degré faible de cristallisation est imposé par la présence d'une masse micritique cryptocristalline .

En effet, si on regarde l'ensemble de la distribution des individus (fig. 3.7), on retrouve bien les groupes pétrographiques correspondants. Ainsi, le calcaire cristallin (CO1) se différencie nettement par sa cristallinité et l'homogénéité pétrographique. De même, la brèche calcaire (CPB) se caractérise par sa texture hétérogène et son degré élevé de cristallisation. Ensuite, le long du facteur 1, pour un degré de cristallisation assez constant, on voit bien la transition entre les dismicrites (LU3, ASC) vers les micrites avec des plages

cryptocristallines (pelmicrites) (HM, LU2) et, finalement, les micrites proprement-dites (CAS, LU1, CLO).

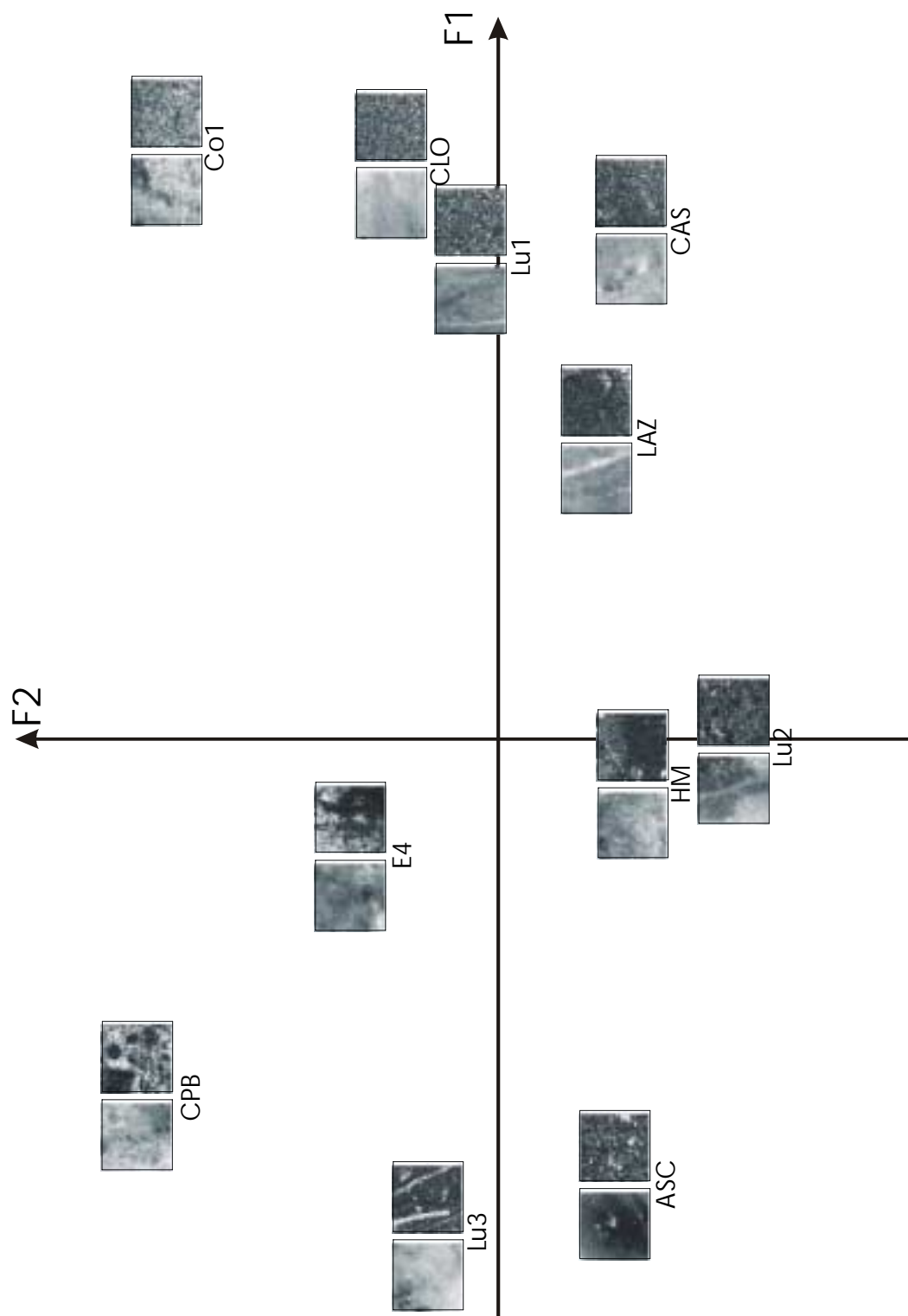


Fig. 3.7. ACP toutes les variables – espace des individus.

Pour terminer sur l'Analyse en Composantes Principales, on va essayer d'extraire quelques conclusions en ce qui concerne les résultats.

D'abord, il faut souligner la justesse de la démarche utilisée. L'analyse séparée des variables LA et PH nous a permis de mieux identifier les composantes principales. On a vu dans l'analyse de toutes les variables comment ces facteurs, à priori déterminés, se conservent ou se mélangent pour constituer les nouveaux facteurs.

Avec les composantes principales, on voit que le facteur 1, qui explique plus de 40% de la variance totale, rend compte dans une mesure très importante de l'hétérogénéité pétrographique des roches analysées. Les autres facteurs, moins importants, rendent compte des aspects pétrographiques particuliers (degré de cristallisation et dispersion de la cristallisation) ou de la composition chimique.

Les résultats obtenues valident aussi le choix fait en ce qui concerne les variables utilisées pour la quantification de la pétrographie. On voit que, à part la variable LAPI qui n'intervient pas dans la constitution des facteurs, toutes les autres variables participent plus au moins à la constitution d'un axe factoriel, au moins. De même, à part les variables LAM et LAV et les variables PHM et PHV, qui se superposent pratiquement sur tous les graphiques, on ne trouve pas d'autres variables redondantes qui peuvent fausser les résultats.

Les nombres des échantillons analysés et la faible variété de ceux-ci ne nous permet pas une interprétation générale sur la quantification de la pétrographie des roches calcaires par cette méthode. Ce qui mérite d'être souligner est que, au moins dans le cas présenté, les variables choisies et les facteurs qu'elles imposent permettent une description assez précise de la pétrographie. A notre avis, c'est une démarche qui reste à suivre avec plus d'échantillons et sur une plage texturale plus étalée .

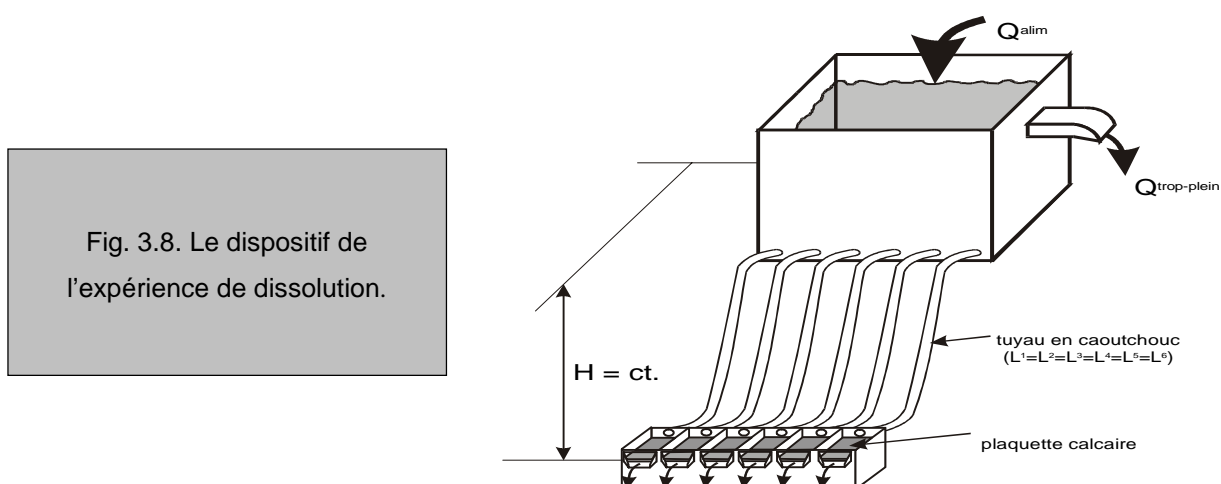
3.3. L'expérience de dissolution

Pour réaliser l'expérience de dissolution plusieurs choix étaient possibles. D'une part, on avait l'exemple des expériences menées par l'équipe de Dreybrodt (Buhmann et Dreybrodt, 1985a), dans le cadre de l'Institut de Physique Expérimentale à Bremen*. Ce type d'expériences suppose le contrôle rigoureux des facteurs physico-chimiques et permet de suivre, pas à pas, la cinétique du processus de dissolution. Grâce à ces expériences ont pu être identifiés les lois empiriques qui décrivent la cinétique du processus tant en système fermé qu'ouvert.

D'autre part, il est possible de partir des expériences utilisées dans l'étude de la dénudation karstique, notamment celles initiées par Gams (1989) en utilisant les plaquettes standards. Les facteurs intervenant dans les différents milieux naturels et leur influence sur la dénudation karstique ont pu être mis en évidence grâce à ce type d'expérience.

3.3.1. Présentation de l'expérience

En ce qui concerne cette étude, nous ne nous sommes pas intéressés ni de la cinétique du processus ni à l'identification des facteurs intervenant dans la dénudation karstique. Le but étant de voir comment vont se dissoudre les différents types de calcaires, soumis aux mêmes conditions et pour le même intervalle du temps. Ainsi, on a mis au point le dispositif présenté dans la fig. 3.8.



* Nous avons eu la chance d'effectuer un stage d'une semaine dans ce Laboratoire, sous la direction de M. Prof. Dreybrodt, qui nous a guidé et initié dans les détails physico-chimiques du processus de dissolution.

Le dispositif permet le déroulement simultané de l'expérience suivant deux conditions hydrodynamiques différentes. Pour chaque expérience on a utilisé deux plaquettes standards, correspondantes aux calcaires analysés. Les paires de plaquettes ont été taillées sur le même échantillon qui a fourni les lames minces suivant des dimensions approximatives de 6 x 3 x 1 cm. Les plaquettes ont été séchées dans l'étuve pendant 72 h à une température de 70 °C, avant et après l'expérimentation. Après séchage, on a utilisé une balance électronique, avec une précision de 0.01 mg, pour peser les plaquettes. Durant l'expérience, une seule surface de chaque plaquette a été en contact avec l'eau, les autres étant étanches. Ces surfaces ne sont pas nécessairement égales, d'une plaquette à l'autre à cause de petites différences dues aux imperfections de taille. Le taux de dissolution est estimée par le pourcentage de poids dissous (en ‰) par rapport au poids initial.

Etant donné le type d'expérience, le sens du terme dissolution utilisé dans cette étude est plutôt celui utilisé dans le travail de Roques et Ek (1977). En effet, à la dissolution chimique s'ajoute un enlèvement physique de matière.

Un réservoir de capacité connu est relié par 6 tuyaux (avec la même longueur et le même diamètre) au bac où sont placés les plaquettes. Chaque plaquette est totalement isolée l'une par rapport à l'autre. Le réservoir est prévu avec une alimentation et un trop plein. Le débit de l'alimentation est plus grand que les débits drainés par les six tuyaux, ce qui permet d'avoir un niveau constant pendant l'expérience. Toutes les plaquettes étant au même niveau, le débit qui coule sur chaque plaquette est le même. Ainsi, on assure la standardisation des conditions hydrodynamiques. Un deuxième dispositif différent a été réalisé avec d'autres longueurs de tuyaux et une autre différence de hauteur entre le niveau du trop plein dans le réservoir et le niveau des plaquettes.

Durant l'expérience, on s'est assuré d'une alimentation continue, avec la même eau, pour les deux dispositifs. Suivant cette contrainte, il est évident que, pour une expérience, même si les propriétés physico-chimiques de l'eau varient, ce sera de la même façon pour toutes les plaquettes, donc du point de vue perte de poids, ces variations peuvent être ignorées.

Pour vérifier le dispositif et les dernières corrections techniques, un premier essai a été réalisé au Laboratoire de Mangalia (Roumanie) pour une période de 86 jours dans l'intervalle de février à mai 1999. Par la suite, pour s'approcher le plus possible des conditions naturelles, les expériences ont été effectuées dans des grottes. On a choisi la grotte d'Izverna (Monts Mehedinti, Roumanie) et la Grotte Laboratoire de Moulis (Massif de Surroque, Ariège, France). Malheureusement, le dispositif expérimental de la Grotte d'Izverna, mis en place le 7 juin 1999, a été emporté par une crue exceptionnelle au début du mois juillet. Pour les plaquettes utilisées dans cette expérience on ne dispose que des

résultats de l'expérience menée à Mangalia. L'expérience de la grotte de Moulis a commencé le 13 juillet 1999 et a été arrêtée le 7 décembre 1999, c'est à dire 148 jours après.

Pour avoir une idée sur la qualité des eaux, pendant les expériences, on a pris périodiquement des échantillons d'eau pour réaliser des analyses chimiques. Pour l'expérimentation de Mangalia, considérée comme un essai de mise au point, nous n'avons pas fait d'analyses. De même, vu que l'expérience de la grotte d'Izverna a été enlevée, il ne servait à rien de présenter les analyses faites. Seules les analyses pour les eaux de la grotte de Moulis vont être présentées (tableau 3.7)¹. Les données ont été traitées à l'aide du logiciel WATEQ 4F². Le tableau 3.8 contient les indices de saturation correspondants aux principales espèces minérales carbonatées.

Tableau 3.7 - Les analyses chimiques des eaux du bassin de la Grotte Laboratoire de Moulis

Date 1999	26-oct.	2-nov	9-nov	16-nov	23-nov	30-nov	7-dec
Température sur place (°C)	11.8	11.9	12.1	11.9	12.00	12.1	12.05
pH	7.70	7.60	7.98	8.31	8.25	8.11	8.19
Conductivité (20°C)	332	319	316	381	370	356	356
Dureté totale (°F) TH	16.16	16.04	16.00	20.50	20.40	18.92	18.14
Alcalinité totale (°F) TAC	14.24	14.08	14.18	19.60	19.40	17.40	16.76
Ca ⁺⁺ (mg/l)	51.85	51.81	51.88	55.73	56.60	59.22	57.20
Mg ⁺⁺	7.77	7.50	7.36	15.96	15.19	10.00	9.33
Na ⁺	3.04	3.05	3.07	1.30	1.63	3.05	3.18
K ⁺	1.00	1.00	1.13	0.16	0.42	1.34	1.37
Cl ⁻	2.50	2.45	2.75	3.15	2.70	4.05	3.85
SO ₄ ⁻	17.35	19.75	18.25	4.70	8.10	11.60	13.20
NO ₃	2.72	2.97	2.51	1.39	2.50	3.50	3.30

Tableau 3.8 - Les indices de saturation pour les principales espèces minérales carbonatées.

Espèces minérales	IS [*]						
	26 oct '99	2 nov '99	9 nov '99	16 nov '99	23 nov '99	30 nov '99	7 dec '99
Aragonite	-0,115	-0,220	0,158	0,631	0,575	0,419	0,467
Calcite	0,038	-0,066	0,312	0,785	0,729	0,573	0,621
Dolomite(d)	-1,196	-1,420	-0,672	0,582	0,441	-0,074	0,008
Dolomite(c)	-0,590	-0,815	-0,066	1,184	1,047	0,532	0,614

* l'indice de saturation – stabilité (IS'), conformément aux notations utilisées en WATEQ 4F, est log IAP/KT ou log IAP est le produit de l'activité ionique et log KT est la constante de stabilité de l'espèce minérale.

¹ Les analyses chimiques des eaux ont été réalisées dans le cadre du Laboratoire Souterrain de Moulis, par Mme Jackie Daffis.

² Le traitement de données avec l'aide du logiciel WATEQ 4F a été réalisé par C. Marin à l'Institut de Spéléologie « Emile Racovitza » Bucharest.

Généralement, les indices de saturation indiquent une solution à l'équilibre ou légèrement sursaturée. Il apparaît une faible dissolution sur les échantillons qui ont constitués le sujet de l'expérience de la grotte du Moulis. La comparaison entre l'expérience de Moulis et celle de Mangalia, par rapport à la perte totale de poids et par rapport au temps, montre une fois de plus la faible agressivité des eaux de la grotte du Moulis : pour les deux dispositifs, la perte totale de poids par jour est, respectivement, de 2,88 mg pour l'expérience de Mangalia et de 2,35 mg pour l'expérience de Moulis. Il faut rappeler que les conditions hydrodynamiques n'ont pas été les mêmes, les débits pour l'expérience de Moulis étant plus grands que pour Mangalia.

Les résultats de l'expérience de la Grotte de Moulis et de Mangalia sont synthétisés dans le tableau 3.9.

Tableau 3.9 - Les résultats des expériences de dissolution de la Grotte de Moulis et de Mangalia.

Expérience de la Grotte de Moulis								
Dispositif 1 : $\Delta H = 104$ cm, $Q = 0,05356$ m ³ /h / tuyau					Dispositif 2 : $\Delta H = 83$ cm, $Q^* = 0,047848$ m ³ /h / tuyau			
Echantillon	P_i (g)	P_f (g)	ΔP (g)	$Rd(\%) = \frac{(1000 * \Delta P)}{P_i}$	P_i (g)	P_f (g)	ΔP (g)	$Rd(\%) = \frac{(1000 * \Delta P)}{P_i}$
CAS	45,4034	45,3738	0,0296	0,65193	45,4615	45,4360	0,0255	0,56091
CLO	40,5428	40,4974	0,0454	1,1198	43,4369	43,4074	0,0295	0,67915
LAZ	48,7946	48,7598	0,0348	0,71319	41,0668	41,0383	0,0285	0,69399
LU1	44,2392	44,2079	0,0313	0,70752	37,9812	37,9651	0,0161	0,42389
LU2	41,0110	40,9781	0,0329	0,80222	36,5626	36,5408	0,0218	0,59624
LU3	43,5986	43,5678	0,0308	0,70644	41,8442	41,8222	0,022	0,52576

Expérience de Mangalia								
Dispositif 1 : $\Delta H = 62$ cm, $Q = 0,043559$ m ³ /h / tuyau					Dispositif 2 : $\Delta H = 32$ cm, $Q = 0,038183$ m ³ /h / tuyau			
Echantillon	P_i (g)	P_f (g)	ΔP (g)	$Rd(\%) = \frac{(1000 * \Delta P)}{P_i}$	P_i (g)	P_f (g)	ΔP (g)	$Rd(\%) = \frac{(1000 * \Delta P)}{P_i}$
ASC	44,1705	44,1529	0,0176	0,39846	55,4179	55,3984	0,0195	0,35187
CO1	45,9578	45,9315	0,0263	0,57226	46,8443	46,8247	0,0196	0,41841
CPB	47,2609	47,2260	0,0349	0,73845	41,3168	41,2865	0,0303	0,73336
E4	36,6143	36,6055	0,0088	0,31962	40,6306	40,6189	0,0117	0,24034
GT6	45,8875	45,8691	0,0184	0,40098	45,9279	45,9107	0,0172	0,3745
HM	50,1969	50,1680	0,0289	0,57573	50,4686	50,4545	0,0141	0,27938

* Les débits ont été estimés par calcul en appliquant les formules pour l'écoulement turbulent rugueux dans des conduits.

$$Q(m^3/s) = \frac{\pi}{4} v d^2 \quad \text{ou} \quad v = \sqrt{\frac{2g\Delta H}{1 + \lambda \frac{l}{d}}}; \quad \lambda = \frac{8g}{C^2} \quad \text{et} \quad C = \frac{100\sqrt{R_h}}{m + \sqrt{R_h}} \quad \text{avec } R_h = d/4 \quad \text{et } m = 0,25 \quad \text{pour l'eau.}$$

3.3.2. Relation pétrographie – dissolution

Afin d'identifier les liaisons possibles entre la pétrographie des roches calcaires et leur dissolution on va utiliser l'analyse multidimensionnelle (l'ACP), en ajoutant le taux de dissolution dans le tableau de variables déjà utilisée pour l'analyse de la pétrographie.

Avant de présenter les résultats des analyses, il faut préciser l'intervalle de confiance auquel on peut s'attendre dans l'interprétation des ces résultats. Les limites de cet intervalle sont imposées par le type d'expérience mené et par la rigueur de l'analyse statistique.

Le tableau 3.9 nous indique les valeurs de la perte de poids pour chaque échantillon. Elles sont assez faibles et assez proches les unes des autres. La durée nécessaire à la dissolution est trop longue pour permettre de mettre en place d'autres expériences afin d'obtenir des taux de dissolution plus grands, ce qui aurait pu mieux faire ressortir les différences entre les échantillons.

Par ailleurs, les raisons pratiques ont limité le nombre d'échantillons utilisés à 12, soit 6 pour chaque condition hydrodynamique différente. Dès le début on a été convaincu que ce nombre d'unités statistiques était insuffisant et que les résultats obtenus ne pourraient pas conduire à une interprétation générale. En effet, on considère ces expériences comme des cas particuliers, l'interprétation des résultats se référant à des conditions semblables.

3.3.2.1. L'expérience de Moulis

Afin d'avoir une matrice de corrélation, les taux de dissolution (DIS1 et DIS2) ont été ajoutées au tableau des variables déjà identifiées comme variables explicatives.

Les résultats de l'ACP sont présentés dans le tableau 3.10. Même si avec le facteur 1 et 2 on explique plus de 70% de la variance totale, on va regarder tous les plans factoriels (fig. 3.9) puisque les taux de dissolution interviennent au niveau du facteur 3.

Vu les variables qui les déterminent, les facteurs 1 et 2 gardent leur caractère identifié par l'ACP sur les variables pétrographiques : respectivement, « l'axe de l'hétérogénéité » et « l'axe de la cristallisation » .

Pour le facteur 3, le tableau de contributions indique comme variables déterminantes DIS1, DIS2 et PHCL, d'une part, qui sont inversement proportionnelles à LAPI et PHDV, d'autre part, mais intervenant de façon moindre. Ces relations montrent que la dissolution croît avec un certain niveau de cristallisation (la classe modale de tons de gris sur les images à partir des photos – PHCL) et décroît avec la taille moyenne des composants pétrographiques (le point d'inflexion entre les dimensions fractales calculés sur les profils à

partir des images de lames minces – LAPI). Même si l'analyse met en évidence certaines corrélations entre le taux de dissolution et des variables pétrographiques, la tendance de DIS1 et DIS2 est de représenter un axe factoriel à eux seuls. Cette tendance indique une relative indépendance de ces deux variables par rapport aux autres.

Tableau 3.10 – L'expérience de Moulis : résultats de l'analyse ACP.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	10.437	3.846	2.756
%	52.183	19.230	13.781

**Contributions des variables
(projections de vecteurs variables sur les axes factorielles)**

	F1	F2	F3
laD1	7.935	0.349	1.486
laD2	6.747	0.046	1.533
laPi	1.155	0.115	26.909
laV	6.658	3.658	0.787
laS	8.778	1.123	0.528
laM	6.651	3.562	0.915
laDv	8.334	1.555	0.493
laCl	6.223	2.646	1.156
phS	5.519	9.001	0.865
phV	1.699	19.903	0.033
phD1	3.480	0.507	0.544
phD2	9.500	0.025	0.037
phPi	5.208	0.068	1.742
phM	1.739	19.767	0.005
phDv	0.342	14.820	12.129
phCl	2.096	11.048	8.671
CaO	8.431	0.113	0.530
MgO	8.544	0.446	0.303
Dis1	0.881	5.804	20.336
Dis2	0.079	5.444	20.997

On peut donner une explication à cette indépendance si on prend en compte la relative homogénéité et la ressemblance des échantillons qui ont fait le sujet de l'expérience de Moulis. Il s'agit de micrites et dismicrites qui ne présentent pas une grande variabilité pétrographique. En effet, l'ACP sur les données de l'expérience de Moulis met en évidence des variances et des corrélations au niveau d'un groupe pétrographique (des relations intra groupe), qui peuvent montrer une certaine indépendance. Donc, pour avoir une information plus complète, il faudrait couvrir une plage pétrographique plus étalée, ce qui permettrait de mettre en évidence des variances et des corrélations entre différents types pétrographiques (des relations inter groupe).

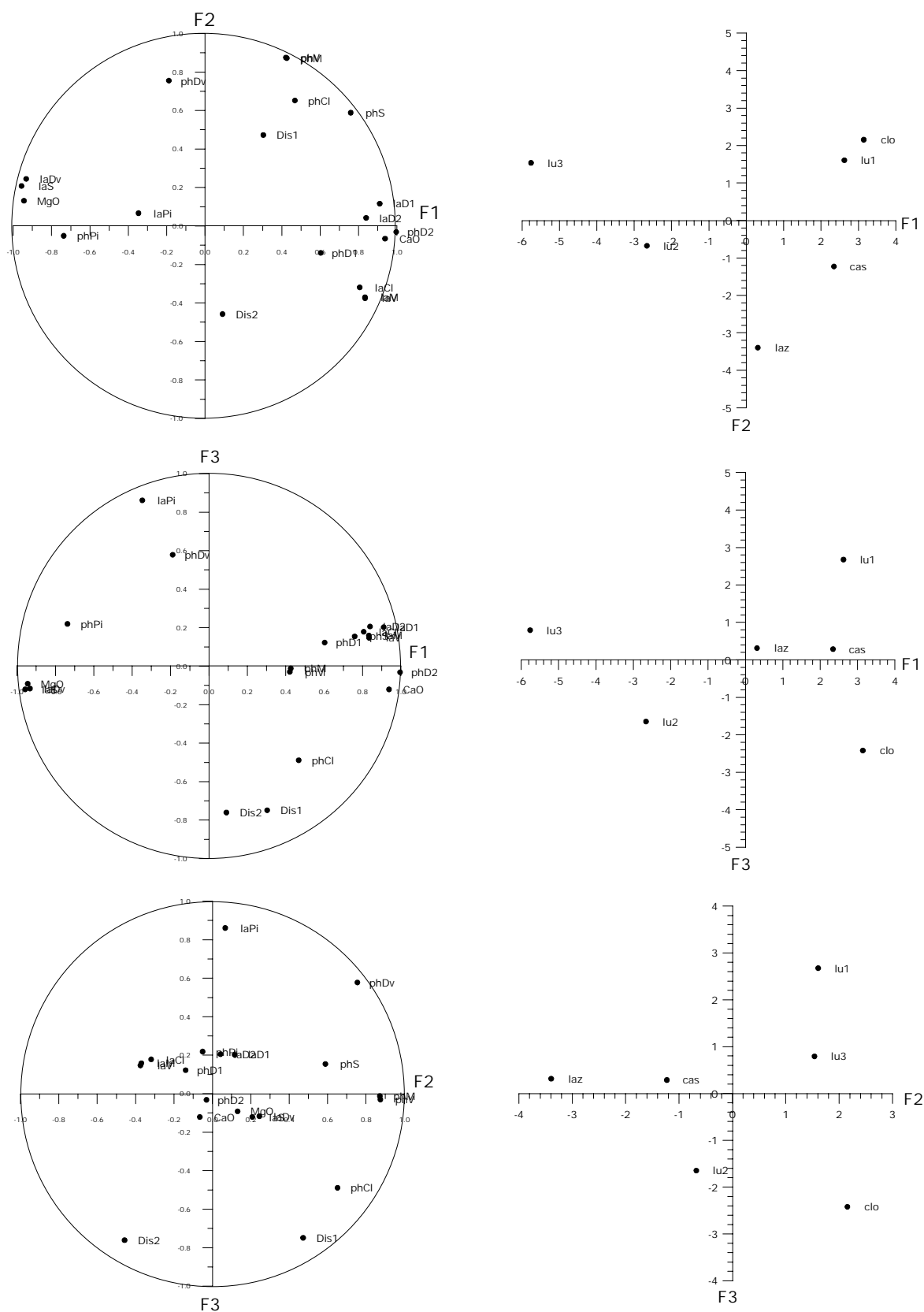


Fig. 3.9. ACP expérience de Moulis.

Le but de l'ACP est de construire un nombre réduit de supervariables (les facteurs), indépendantes, à partir d'un grand nombre de variables. Cela permet d'avoir une image synthétique sur l'ensemble des variables étudiées. Mais, suite aux opérations imposés par l'analyse, on perd de l'information primaire (détail), pour gagner sur le plan global. Parfois, cette information de détail peut s'avérée intéressante. Pour cette raison on a regardé la matrice de corrélation (tableau 3.11).

Tableau 3.11 – L'expérience de Moulis : la matrice de corrélations.

	laD1	laD2	laPi	laV	laS	laM	laDv	laCl	phS	phV
Dis1	0.181	0.037	-0.656	-0.019	-0.110	-0.027	-0.055	-0.022	0.412	0.563
Dis2	-0.212	-0.302	-0.569	0.249	-0.057	0.237	-0.022	0.223	-0.356	-0.278

	phD1	phD2	phPi	phM	phDv	phCl	CaO	MgO	Dis1	Dis2
Dis1	0.283	0.307	-0.234	0.550	-0.051	0.802	0.248	-0.257	1	0.511
Dis2	0.362	0.104	0.077	-0.289	-0.697	0.190	0.150	-0.186	0.511	1

Ce qui en sort est une corrélation, relativement faible, entre DIS1 et DIS2. Cela se traduit par le fait que, à part LAPI, les deux variables ne se corrélaient pas avec les mêmes variables et c'est même le contraire (voir l'exemple de PHS, PHV, PHM ou PHCl). On peut penser que ces situations antagonistes, qui ne peuvent pas être expliquées autrement, rendent compte de ce qu'on a appelé le caractère intra groupe de cette analyse.

3.3.2.2. L'expérience de Mangalia

Pour l'expérience de Mangalia on ne dispose que de 5 unités statistiques. Les échantillons utilisés à Mangalia ont fait l'objet de l'expérience mise en place dans la grotte Izverna. La grande crue de début juillet 1999 a enlevé l'échantillon Gt6. Comme les analyses chimiques ont été réalisées à partir des plaquettes et après cet événement, pour cet échantillon on ne dispose pas d'information sur la teneur en CaO et MgO.

La matrice de corrélations (tableau 3.12) nous indique une première anomalie. On voit que le taux de dissolution présente une forte corrélation avec la teneur en MgO, ce qui voudrait dire que plus la roche est riche en MgO plus elle est soluble, ce qui n'est pas acceptable pris tel quel. En fait, cette corrélation vient du fait que l'échantillon E4 - une dolomie, moins soluble, présente une teneur en MgO moins forte que les autres échantillons,

qui sont des calcaires solubles. Dans ce cas, pour avoir une idée sur la solubilité des calcaires ou des dolomies il faudrait utilisé comme variable le rapport calcite/dolomite. Etant donné cet inconvénient, l'ACP a été réalisé en éliminant la variable MgO.

Tableau 3.12 – L'expérience de Mangalia : la matrice de corrélations.

	laD1	laD2	laPi	laV	laS	laM	laDv	laCl	phS	phV
dis1	-0.009	0.095	0.476	0.280	0.311	0.281	0.267	0.328	0.245	0.508
dis2	-0.151	-0.236	0.124	0.052	0.630	0.052	0.584	0.109	0.754	0.692

	phD1	phD2	phPi	phM	phDv	phCl	CaO	MgO	dis1	dis2
dis1	0.169	0.123	-0.243	0.490	-0.039	0.232	0.037	0.916	1	0.819
dis2	-0.044	0.513	-0.008	0.678	0.355	0.143	-0.159	0.723	0.819	1

Les résultats de l'analyse sont présentés dans le tableau 3.13. Les premiers trois facteurs rendent compte de plus de 88% de la variance totale. Les plans regardés sont F1-F2, F1-F3 et F2-F3 (Fig. 3.10).

Le facteur 1, déterminé par les variables LAD2, LAV, LAM, LACl, PHV, PHM et PHCl, devient un axe de la « cristallinité », fait bien représenté dans l'espace des individus par l'opposition des échantillons CO1 et ASC. Sur l'axe F2, le caractère « d'hétérogénéité pétrographique » est déterminé par les variables LAS, LACL, PHS et PHDV. Les échantillons qui imposent ces variables sont CPB et HM. Une observation intéressante est la forte contribution de la variable DIS2 sur le facteur 2. Cela veut dire que, pour l'expérience de Mangalia, sur le dispositif 2, il existe une corrélation entre la dissolution et l'hétérogénéité pétrographique.

Le facteur 3 est déterminé par l'opposition entre les variables DIS1, DIS2 et PHS de façon moindre, d'une part, et PHD1, PHPI, d'autre part. Ici encore, on constate une relation directe entre la dissolution et l'hétérogénéité pétrographique (PHS). De plus, la dissolution semble être liée de façon inversement proportionnelle à la nature pétrographique des composants ou de la matrice (PHD1) et à la taille moyenne des composants (PHPI). Donc, au niveau microscopique, plus la roche est homogène en petit (valeurs faibles pour PHD1), plus elle est soluble. De même, plus la taille de composants (PHPI) diminue, plus la dissolution croît.

Tableau 3.13 – L'expérience de Mangalia: résultats de l'analyse ACP.

	F1	F2	F3
Valeurs propres	7.754	5.793	3.225
%	40.810	30.491	16.976

**Contributions des variables
(projections de vecteurs variables sur les axes factorielles)**

	F1	F2	F3
laD1	5.679	5.368	5.465
laD2	9.705	3.796	0.254
laPi	3.656	2.668	5.477
laV	11.167	0.017	1.536
laS	3.056	12.582	0.043
laM	11.121	0.015	1.585
laDv	4.127	11.273	0.056
laCl	11.080	0.005	1.230
phS	0.026	11.338	7.318
phV	7.459	4.724	4.584
phD1	0.140	1.177	16.858
phD2	5.171	6.337	1.850
phPi	2.550	5.669	13.566
phM	7.615	4.863	3.951
phDv	1.189	13.500	3.763
phCl	9.680	1.021	5.396
CaO	5.860	5.499	6.584
dis1	0.532	1.501	9.005
dis2	0.185	8.648	11.480

Si on regarde maintenant, encore une fois, la matrice des corrélations, on observe une deuxième anomalie. Même si les deux taux de dissolution sont bien corrélés, DIS2 montre beaucoup plus de corrélation avec les variables pétrographiques que DIS1. Ce fait était déjà observé sur le plan factoriel F1-F2. Ça veut dire que, au moins pour l'expérience de Mangalia, la relation pétrographie – dissolution est mieux mise en évidence pour les faibles débits d'eau.

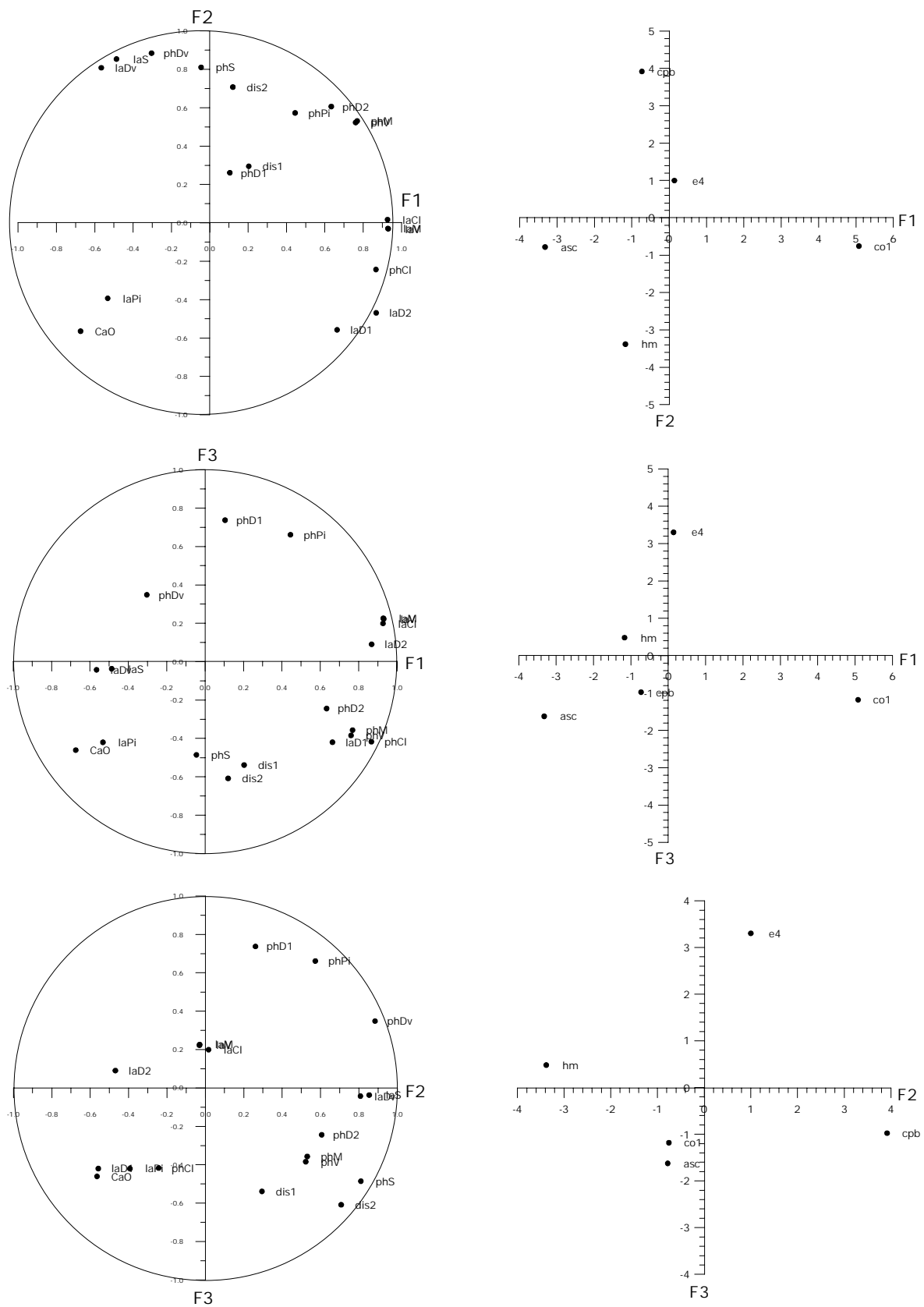


Fig. 3.10. ACP expérience de Mangalia.

Les résultats des ACP sur les expériences de dissolution de Moulis et Mangalia nous permettent de tirer deux types de conclusions.

D'abord, il s'agit de conclusions méthodologiques. A part le faible nombre d'échantillons, qui ne permet pas une interprétation globale, le cas de Moulis nous a montré la nécessité d'une analyse sur une variété plus grandes de types pétrographiques. Afin d'avoir une idée sur les relations inter-groupes, l'échantillonnage doit couvrir une plage pétrographique le plus large possible.

L'expérience de Mangalia a mis en évidence que, la teneur en MgO ne peut pas être utilisé comme un indicateur de la composition minéralogique des échantillons, au moins dans le cas présent ; le mieux serait l'utilisation du rapport calcite/dolomite.

Le deuxième type de conclusion a trait à la relation pétrographie – dissolution qui, comme on l'a déjà vu, ne peut pas être extrapolé à un niveau plus générale.

La conclusion la plus intéressante est que la relation pétrographie – dissolution apparaît mieux pour des faibles débits, c'est à dire, pour un temps de transit de l'eau plus long. Cela veut dire aussi, que, au-delà d'une certaine vitesse de l'écoulement, la pétrographie ne joue plus le rôle sélectif principal par rapport à la dissolution.

Les deux expériences montrent une certaine corrélation, bien que faible, entre les variables pétrographiques et la dissolution. Cette corrélation est plus forte pour le cas de Mangalia, où les échantillons utilisés montrent une variété pétrographique plus grande. Ce sont plutôt les variables qui définissent l'hétérogénéité pétrographique qui se corrèlent le mieux avec la dissolution. Sur l'ensemble, les variables PH semblent avoir plus d'influence sur la solubilité des échantillons.

Dans le cas des micrites et dismicrites (expérience de Moulis), apparemment ce sont le degré de cristallinité de la matrice et l'hétérogénéité de la masse micritique qui influencent la solubilité des roches analysées.

Toutes ces conclusions doivent être considérées comme des prémices pour d'autres expériences, plus complètes, qui vont confirmer ou non les résultats obtenus.

3.4. Conclusions

Le but de ce chapitre était de suivre la relation géologie – karstification à l'échelle microscopique. A cette échelle, la relation rappelée consiste dans l'influence de la pétrographie de la roche sur le processus de dissolution. Afin de pouvoir discuter cette relation dans un cadre plus rigoureux et objectif, on a choisi une approche quantitative, qui permettait l'usage d'outils statistiques modernes.

Un premier problème posé, était la quantification, d'une certaine façon, de la variable relative à la pétrographie des roches calcaires.

Le point de départ dans la méthode de quantification proposée est le fait que, la pétrographie des calcaires, roche monominérale, peut être reconnue très facilement sur les images réalisées en tons de gris (méthode qui est utilisée dans d'autres domaines aussi). Ensuite, grâce à un traitement assez long et fastidieux de ces images, il est possible d'obtenir un nombre de 16 variables quantitatives.

L'analyse statistique de ces données montre clairement que cette méthode peut être utilisée avec succès pour la quantification de la pétrographie des roches calcaires. Les variables identifiées rendent compte de l'hétérogénéité pétrographique, du degré de cristallisation, de la dispersion de la cristallisation et de la composition chimique.

La deuxième variable dans la relation pétrographie – dissolution a été obtenue suite aux expériences de dissolution, menées sur les mêmes échantillons ayant fait l'objet de la quantification de la pétrographie, dans des conditions hydrodynamiques différentes.

Les résultats des expériences de dissolution ont été confrontés avec les variables pétrographiques par l'intermédiaire de l'analyse statistique.

Pour les échantillons analysés et dans les conditions d'expérimentation choisies, les résultats de l'analyse montrent une assez faible corrélation entre la pétrographie et la dissolution. Cette corrélation est déterminée par l'hétérogénéité pétrographique et par l'état

de cristallisation de la matrice. Les variables pétrographiques qui semblent avoir le plus de signification sont celles déterminées à partir des images sur des photos de lames minces (niveau microscopique). La relation pétrographie – dissolution est plus accentuée pour des conditions hydrodynamiques faibles.

Il est sûr que les échantillons, qui constituent la base de ce travail, ne représentent pas une population statistique digne de donner une interprétation générale. Nous considérons cette démarche malgré tout, comme la mise au point d'une méthode nouvelle qui permettra de mieux comprendre la relation pétrographie – dissolution. Les résultats obtenus constituent une base et les prémices pour de nouvelles expériences.

Références

- Buhmann, D., Dreybrodt, W. (1985a) – The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 1. Open system. *Chem. Geol.*, v. 48, p. 189-211.
- Buhmann, D., Dreybrodt, W. (1985b) – The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 2. Closed system. *Chem. Geol.*, v. 53, p. 109-124.
- Buhmann, D., Dreybrodt, W. (1986) – Calcite dissolution kinetics in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ with participation of foreign ions. *Fach. Phys. Wiss. Einh. Spekt. Univ. Bremen*, v. 30, p. 1-42.
- Buhmann, D., Dreybrodt, W. (1987) – Dissolution and precipitation rates of calcite influenced by boundary layers in turbulent flow. *Fach. Phys. Wiss. Einh. Spekt. Univ. Bremen*, v. 37, p. 1-42.
- Cucchi, F., Forti, F., Stefanini, S., Ulcigrai, F. (1985) – Mesures de dégradation de roches carbonates et d'accroissement de stalagmites. *Spelunca Memoires*, v. 14, p. 87-90.
- Dreybrodt, W. (1988) – *Processes in karst systems – Physics, chemistry and geology*. Springer series in Physical Environment, Springer Berlin, New York, 288 p.
- Dreybrodt, W. (1997) – Limestone dissolution rates in karst environments. *6-th Conference on Limestone Hydrology and Fissured aquifers: Karst Modelling Session*, La Chaux-de-Fonds, Switzerland.
- Dreybrodt, W., Eisenlohr, L. (2000) - Limestone dissolution rates in karst environments. In: *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. (Klimchouk, A. B. et al., Eds.), Nat. Speleological Soc., Huntsville, AL, pp. 136-148.
- Dreybrodt, W., Lauckner, J., Zaihua, L., Svensson, U., Buhmann, D. (1996) – The kinetics of the reaction $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CaCO}_3$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 60(18), p. 3375-3381.

- Eisenlohr, L., Madry, B., Dreybrodt, W. (1997) – Changes in the dissolution kinetics of limestone by intrinsic inhibitors adsorbing to the surface. *Proceedings of the 12th Intern. Congress on Speleology, SYM01*, Neuchatel, Switzerland.
- Forti, F. (1980) – Metodologia per lo studio della dissoluzione con il sistema della misura con micrometro. *Atti e Mem. Comm. Grotte „E. Boegan“*, v. 20, p. 75-82.
- Forti, F., Stefanini, S. (1980) – Modalità di una prova sperimentale eseguita per la definizione del grado di solubilità dei principali litotipi del Carso Triestino sotto l'azione degli agenti esterni. *Atti e Mem. Comm. Grotte „E. Boegan“*, v. 20, p. 83-93.
- Forti, F., Stefanini, S., Ulcigrai, F. (1974) – Relazioni tra solubilità e carsificabilità nelle rocce carbonatiche del Carso triestino. *Atti e Mem. Comm. Grotte „E. Boegan“*, v. 14, p. 19-49.
- Gams, I. (1989) – International measurements of solution by means of limestone tablets. *Proceedings of the International Congress of Speleology*, Budapest, Hungary, p. 473-475.
- Han, B. (1993) - Study on micro-corrosion mechanism in karst. *Carsologia sinica*, v.12 (2), p. 97-102.
- Han, B., Nie, J. (1994) - Application of linear scanning analysis to study of corrosion micromechanism. *Carsologia sinica*, v.13 (1), p. 41-43.
- Jintao, W. (1986) – On the forming of the gigantic caves and steep peaks. *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, Barcelona, Spain, p. 262-264.
- Lund, C. (1986) – Denudation measurements by the limestone-tablet-method in a sub-arctic area, Glomdalen, Northern Norway. *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, Barcelona, Spain, p. 241-247.
- Maire, R. (1990) – Le fonctionnement chimique de l'exokarst *chapitre in* La haute montagne calcaire: karsts, cavités, remplissages quaternaire, paléoclimats. *Karstologia – Mémoires*, v. 3, p. 343-358.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M.L., Parckhurst, D.L. (1978) – The kinetics of calcite dissolution in CO₂ - water systems at 5°C – 60°C and 0.0 - 1 atm CO₂. *Am. J. of Sci.*, v. 278, p. 179-216.
- Rauch, W.H., White, B.W. (1977) – Dissolution kinetics of carbonate rocks 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resources Research*, v. 13 (2), p. 381-394.

-
- Roques, H., Ek, C. (1973) – Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO₂. *Ann. Spéléol.*, T. 28 (4), p. 549-563.
- Smith, D. I., Greenaway, M. A., Spate, A. P. (1989) – Absolute measurements of surface limestone erosion in Australia. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, Budapest, Hungary, p. 539-541.
- Stefanini, S., Ulcigrai, F., Forti, F., Cucchi, F. (1985) – Résultats expérimentaux sur la dégradation des principaux lithotypes du karst de Trieste. *Spelunca Memoires*, v. 14, p. 91-94.
- Svenson, U., Dreybrodt, W. (1992) – Dissolution kinetics of natural calcite minerals in CO₂ – water systems approaching calcite equilibrium. *Chem. Geol.*, v. 100, p. 129-145.
- Sweeting, M. (1975) – Some comments on the lithological basis of karst landform variations. *Proceedings of the 6-th International Congress of Speleology*, Olomouc, Czechoslovakia, v. I, p. 319-329.
- Zhang, D., Fischer, H., Bauer, B., Pavuza, R., Mais, K. (1995) – Field tests of limestone dissolution rates in karstic Mt. Kräuterin, Austria. *Cave and Karst Sciences*, v. 21(2), 101-104.

Conclusions générales

Conclusions générales

Tout au long de cette étude la relation géologie – karstification a été regardée aux différentes échelles spatiales. Cette démarche a été imposée par le caractère multiéchelles de la géologie, comprise comme l'ensemble de toutes les propriétés structurales, tectoniques, lithologiques et pétrographiques du substrat.

Le premier chapitre est consacré à l'échelle du massif. Deux massifs karstiques sont pris en compte : le massif d'Obarsia Closani - Piatra Mare (Roumanie) et le massif d'Arbas (France). La manière d'aborder chaque massif a été la même. Après une description géologique le plus détaillée possible, sont présentées les différents aspects du karst. Pour chaque massif est réalisée, en premier lieu, une carte du karst en essayant de synthétiser l'information acquise lors des campagnes de terrain. Une discussion de ces cartes permet d'apprécier le degré d'évolution du karst à ce niveau et les principaux traits de cette évolution. Ensuite, sont discutés les aspects endokarstiques. Pour les deux massifs on prend en compte les réseaux spéléologiques connus dans le but d'avoir une image sur le degré d'organisation et d'évolution de la structure fonctionnelle du karst ancienne ou actuelle. Pour l'endokarst de la Coume Ouarnède, une attention spéciale est accordée au réseau Trombe – Henne Morte. Avec plus de 100 km de galeries, ce réseau représente un cas idéal pour comprendre la structure et le fonctionnement du karst. Certaines observations d'ordre évolutif sont présentées. De même, des considérations d'ordre géologiques sur la mise en place des réseaux sont ajoutées.

Le point suivant est de considérer le fonctionnement de chaque massif à part. Les études hydrogéologiques déjà réalisées nous permettent d'avoir une idée sur le type de fonctionnement, la qualité de la structure fonctionnelle et son organisation spatiale.

Un sous chapitre à part est dédié à l'étude des plans de drainage, étude réalisée pour la première fois pour les deux massifs. La distribution des plans de drainage est regardée par rapport aux directions générales de drainages corroborées par les études hydrogéologiques et par les directions de galeries des réseaux spéléologiques.

Enfin, une comparaison entre les karsts développés sur les deux massifs par rapport aux éléments géologiques est réalisée.

Une première conclusion apparaît nettement, seule la géologie ne peut pas expliquer la grande hétérogénéité évolutive du karst mise en évidence. Donc, on ne peut pas parler d'une influence de la géologie sans prendre en compte le potentiel de karstification. A travers

les karsts étudiés on observe que plus le karst est évolué plus la « résistance » opposée par la géologie diminue. Cela indique une certaine indépendance de la karstification à partir d'un certain niveau évolutif. Sur les deux massifs on retrouve une bonne concordance entre la distribution des plans de drainage et la structure fonctionnelle du karst.

Finalement, il semble que les seuls facteurs géologiques qui jouent un rôle pendant toute l'évolution du karst sont ceux qui déterminent le caractère d'aquifère fissuré du milieu et ses propriétés géométriques.

A l'échelle de l'affleurement la relation géologie – karstification a été cherchée au niveau de la morphologie. Si les facteurs géologiques qui apparaissent à cette échelle jouent un rôle, cette influence doit se retrouver au niveau de la morphologie. Dans le but d'avoir une interprétation plus rigoureuse a été mise au point une méthode de quantification de la morphologie des parois de grottes. En suite, les données acquises ont été traitées avec des outils d'analyse mathématique. A notre connaissance, ce type d'analyse sur la morphologie représente une première pour la karstologie.

Le premier but était de vérifier le pouvoir de discernement de la méthodologie appliquée. Les analyses montrent une différence assez nette entre les profils de parois de grottes et le profil mesuré dans une carrière de calcaire. Ça confirme la justesse de la méthode appliquée. Au niveau des profils de parois on a mis en évidence l'existence de structures pseudopériodiques, superposées, qui passent d'une échelle spatiale à l'autre. Le fait que tous les profils soient indifférents aux conditions géologiques où ils se développent et présentent le même type de structures avec les mêmes propriétés statistiques, impose comme conclusion que la morphologie de tous les profils présente l'empreinte d'un même processus qui, dans les conditions des grottes, ne peut être que l'écoulement de l'eau associé à la dissolution. En effet, les structures de l'écoulement se retrouvent dans la distribution du gradient de dissolution, qui transpose les structures de l'écoulement au niveau de la paroi.

L'influence de la géologie semble être faible et très subtile. Les structures pseudo périodiques peuvent constituer les traces d'un relief initial de fractures qui a été ensuite modifié par la karstification. L'influence de la géologie est mieux mise en évidence dans des cas bien particuliers.

A l'échelle microscopique, le but était de regarder l'influence de la pétrographie des roches sur la dissolution. Dans cette relation on dispose d'une variable quantifiable – le taux de dissolution – et d'une variable qualitative – la pétrographie. Pour arriver à une interprétation plus rigoureuse de cette relation il fallait quantifier d'une certaine façon la variable qualitative. En partant d'une méthode utilisée avec succès dans d'autres domaines

– le traitement des images en tons de gris – on propose une méthode de quantification de la pétrographie des roches calcaires. Suite à ce traitement on obtient une série de variables numériques qui rendent compte de l'hétérogénéité de la pétrographie. Les résultats sont analysés par l'intermédiaire de l'Analyse en Composants Principales dans le but de vérifier le choix des variables et, donc, la justesse de la démarche. Les résultats montrent, même dans les conditions d'un nombre d'échantillons assez réduit, que le pouvoir discriminant des variables utilisées est très bon, permettant une description fine de la pétrographie. A notre connaissance, cette démarche constitue une nouveauté dans le domaine de la pétrographie des roches calcaires.

Le taux de dissolution est obtenu à partir des expériences de dissolution, conduites dans des conditions hydrodynamiques différentes et sur les mêmes échantillons avec lesquelles on a quantifié la pétrographie. Les variables pétrographiques sont ensuite confrontées avec les résultats des expériences de dissolution, toujours à l'aide de l'analyse ACP. Malheureusement, le nombre réduit d'expériences et d'échantillons ne nous permet pas de faire des généralisations. Pourtant, certaines conclusions peuvent être tirées. Ainsi, pour les échantillons utilisés et dans les conditions hydrodynamiques choisies, il existe une corrélation assez faible entre la pétrographie et la dissolution. Les variables qui imposent cette corrélation rendent compte de l'hétérogénéité pétrographique et du degré de cristallisation de la matrice. La corrélation entre les variables pétrographiques et la dissolution est plus accentuée pour des conditions hydrodynamiques faibles. Cette dernière observation est très intéressante car elle veut dire que pour des régimes hydrodynamiques forts, la pétrographie des roches calcaires ne compte plus devant la dissolution. Comme les régimes hydrodynamiques forts sont caractéristiques généralement de structures fonctionnelles évoluées, cette observation vient renforcer l'affirmation faite à l'échelle du massif vis-à-vis de la diminution de la « résistance » du milieu karstique par rapport à un karst évolué. Bien sûr, ces résultats et observations devraient être confirmés par d'autres expériences.

En essayant de conclure sur l'ensemble de ce travail il faut souligner une observation qui s'impose à toutes les échelles : l'écoulement de l'eau semble être déterminant pour la mise en place du karst.

On sait que la karstification représente l'action de deux processus intimement liés: l'écoulement et la dissolution de l'eau. A l'échelle du massif, la karstification, par rapport à l'écoulement, subit la loi généralement valable de l'organisation et de la hiérarchisation de l'écoulement. L'action simultanée de ces deux processus a comme effet la mise en place d'une structure d'écoulement, développée par la dissolution, tout en essayant de respecter la

loi de l'organisation et de la hiérarchisation de l'écoulement. La structure fonctionnelle qui résulte représente l'application d'une loi de croissance, organisatrice, avec certaines propriétés géométriques, dans un milieu en 3D qui présente ses propres caractéristiques géométriques.

A l'échelle de l'affleurement, on a déjà vu que la morphologie semble être le résultat d'une dissolution qui essaye de transposer au niveau de la parois les structures de l'écoulement.

Pour l'échelle microscopique on observe une certaine indépendance de la dissolution à partir d'un certain régime hydrodynamique.

Toutes ces observations viennent renforcer l'affirmation que l'aspect hydrodynamique du karst est primordial par rapport aux autres facteurs qui interviennent. Tenant compte de cette affirmation et en se référant à la karstification on pourra dire que l'écoulement est le vecteur porteur du terme scalaire – la dissolution.

L'écoulement et la dissolution sont des processus universellement valables. Cela veut dire que, dans des conditions particulières, on doit retrouver des structures fonctionnelles typiques sur n'importe quel substrat qui est compatible avec le développement spatial de ces structures. L'exemple le plus convaincant est, peut être, le karst sur les quartzites au Brésil ou au Venezuela. On voit qu'il suffit d'avoir un temps suffisant pour que le karst apparaisse.

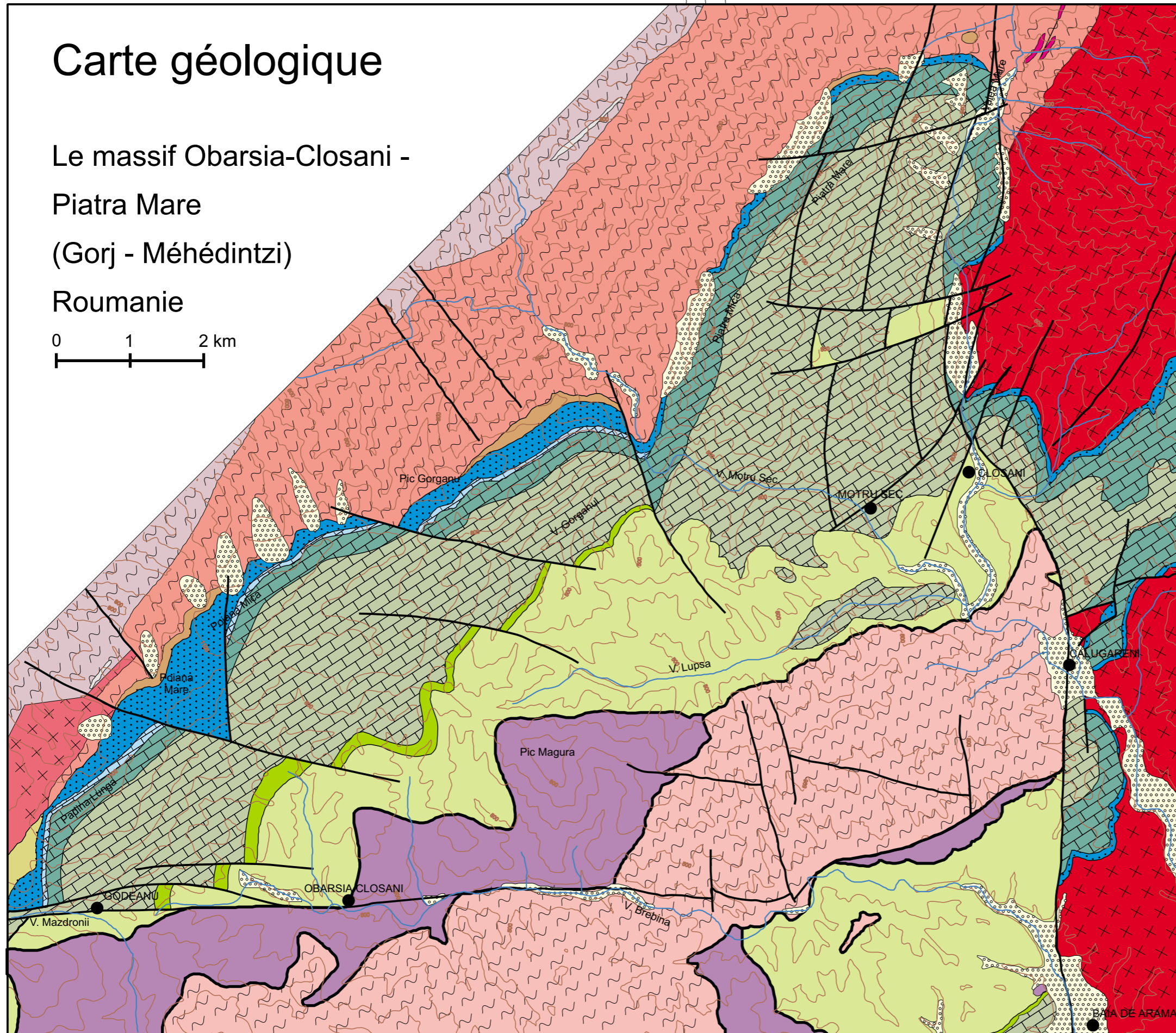
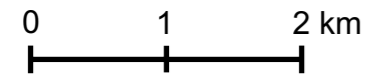
Bien sûr, la géologie, en qualité de « résistance » qu'il oppose à la karstification, joue un rôle, mais il n'est pas déterminant. Elle peut imposer les limites spatiales du karst et peut influencer d'une certaine manière sa configuration spatiale. La géologie peut être utilisée comme un critère pour identifier différents types de karst, mais, à ce moment là l'identification doit se référer nécessairement au potentiel de karstification.

Enfin, on peut penser que les résultats de cette étude sont suffisamment encourageants pour continuer dans cette voie. Dans ce sens, cette étude représente l'étape préliminaire d'un travail plus complexe qui vient juste de commencer.

Carte géologique

Le massif Obarsia-Closani -
Piatra Mare
(Gorj - Méhédintzi)

Roumanie



Légende:

- Quaternaire dépôts alluviaux, éboulis.

- Domaine Danubien**
Couverture sédimentaire
- Senonien formation de wildflysch: siltites, argiles, marnes, olistolites.
- Turonien sup. Couches de *Nadanova*: marnes, calcaires argileux, siltites, grés.
- Turonien moyen
- Cénomarien
- Aptien calcaires en faciès urgonien
- Barrémien
- Néocomien micrites, calcaires pélectales
- Jurassique sup.
- Jurassique moyen calcaires gréseux
- Jurassique inf. grés feldspathiques, siltites, conglomérats.
- Dévonien grés et conglomérats anchi-métamorphosés
- Silurien phyllites séricitisés, quartzites.
- Ordovicien

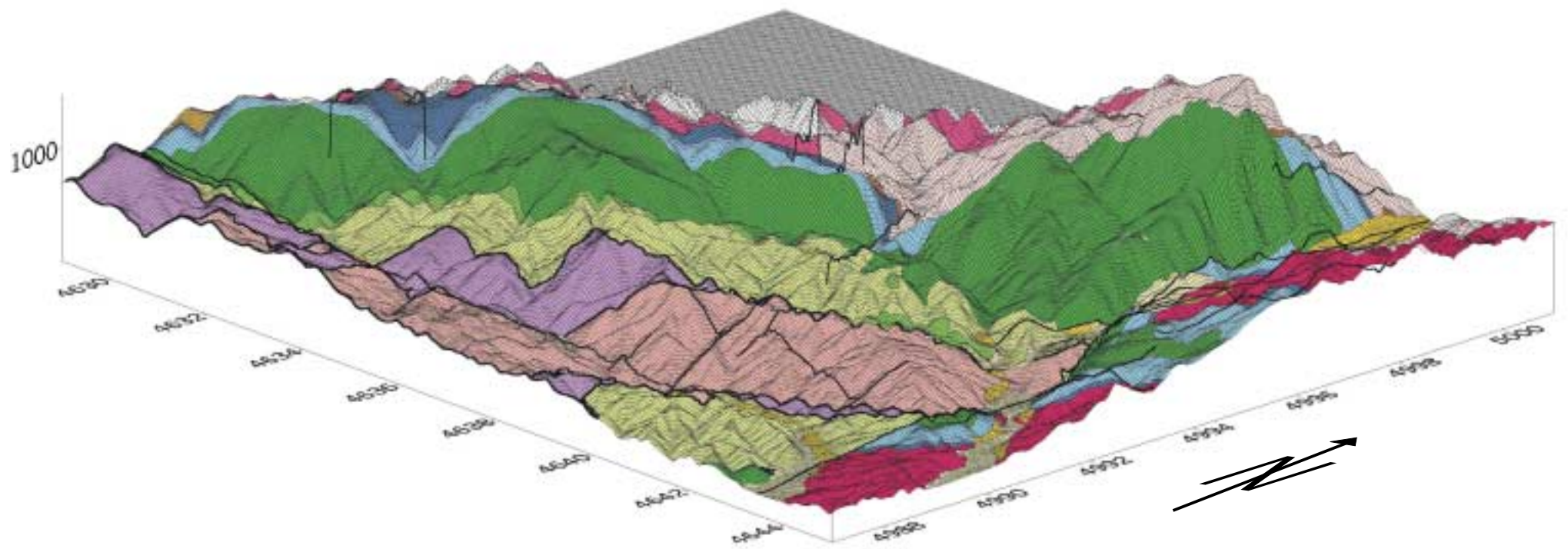
- Socle cristallin**
roches métamorphiques
- Précambrien sup. Série de *Lainici Paius*: paragneiss, micashistes, quartzites
- Série de *Dragsani*: amphibolites, gneiss, paragneiss avec biotite
- roches magmatiques
- Paléozoïque diorites quartzifères laminées
- Précambrien sup. *Granitoïde de Tismana*: granites, granodiorites, diorites.

- Domaine Gétique**
Précambrien sup. Série de *Sebes Lotru*: gneiss, paragneiss, micashistes.

- Nappe d'Obarsia**
Néocomien *Complexe d'Obarsia*: argilites, silicolites et roches ophiolitiques.
- Jurassique sup.

Massif Obarsia Closani - Piatra Mare

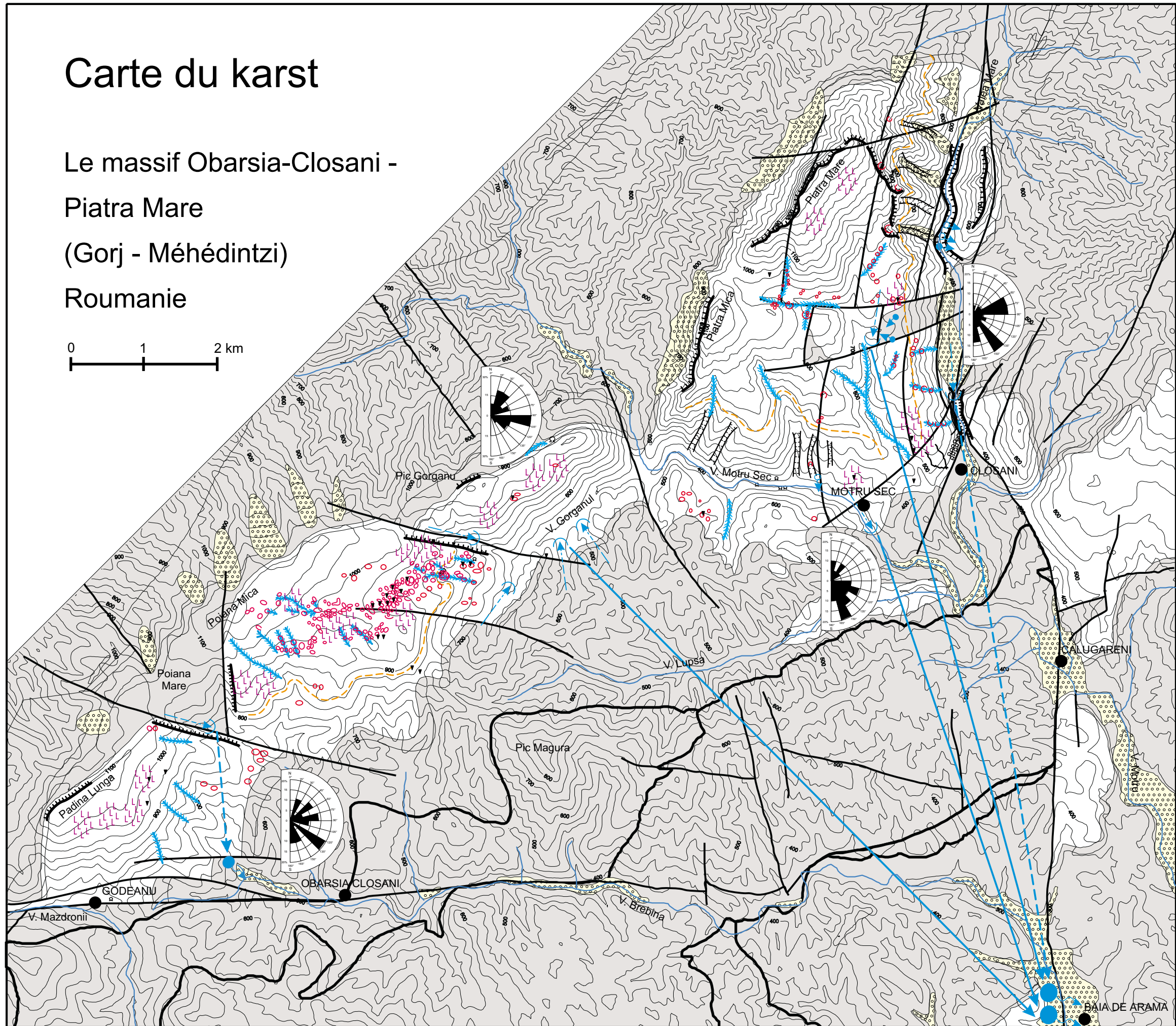
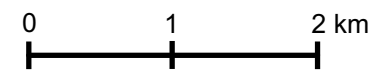
Géologie: bloc diagramme



Légende: voir la carte géologique (planche 1.1.)

Carte du karst

Le massif Obarsia-Closani -
Piatra Mare
(Gorj - M h dintzi)
Roumanie



Légende:

Géologie

- terrains karstifiables
- terrains non-karstifiables
- terrains quaternaires (alluvions, éboulis, etc.)
- faille

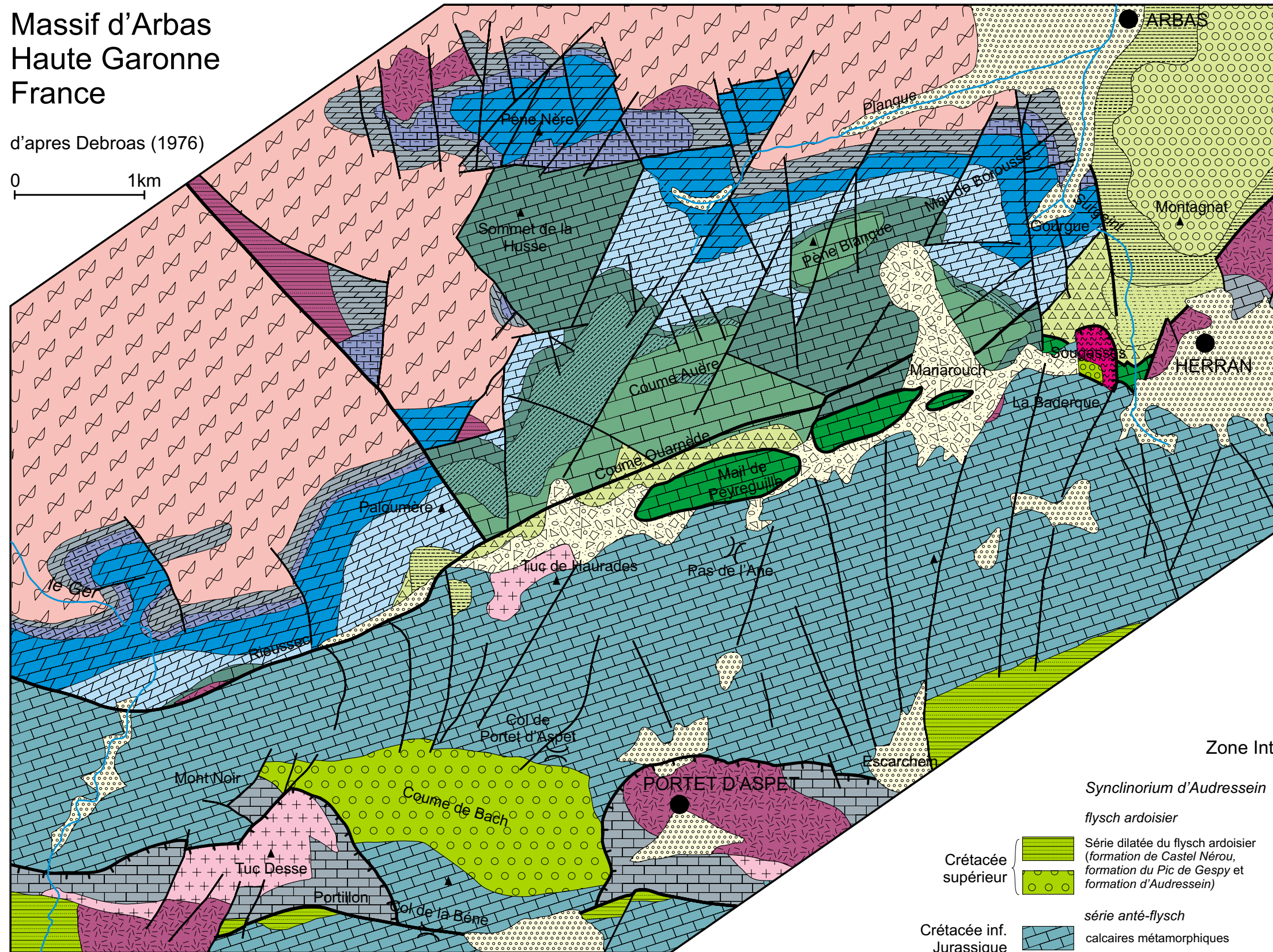
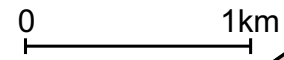
Géomorphologie

- crête
- gorges
- vallons encaissés
- vallons secs
- limite de la surface d'érosion
- lapiez
- dolines
- grotte
- aven
- source permanente
- source temporaire
- perte diffuse
- direction de drainage prouvée
- direction de drainage supposée
- diagramme des directions de plans de drainages

Carte géologique

Massif d'Arbas
Haute Garonne
France

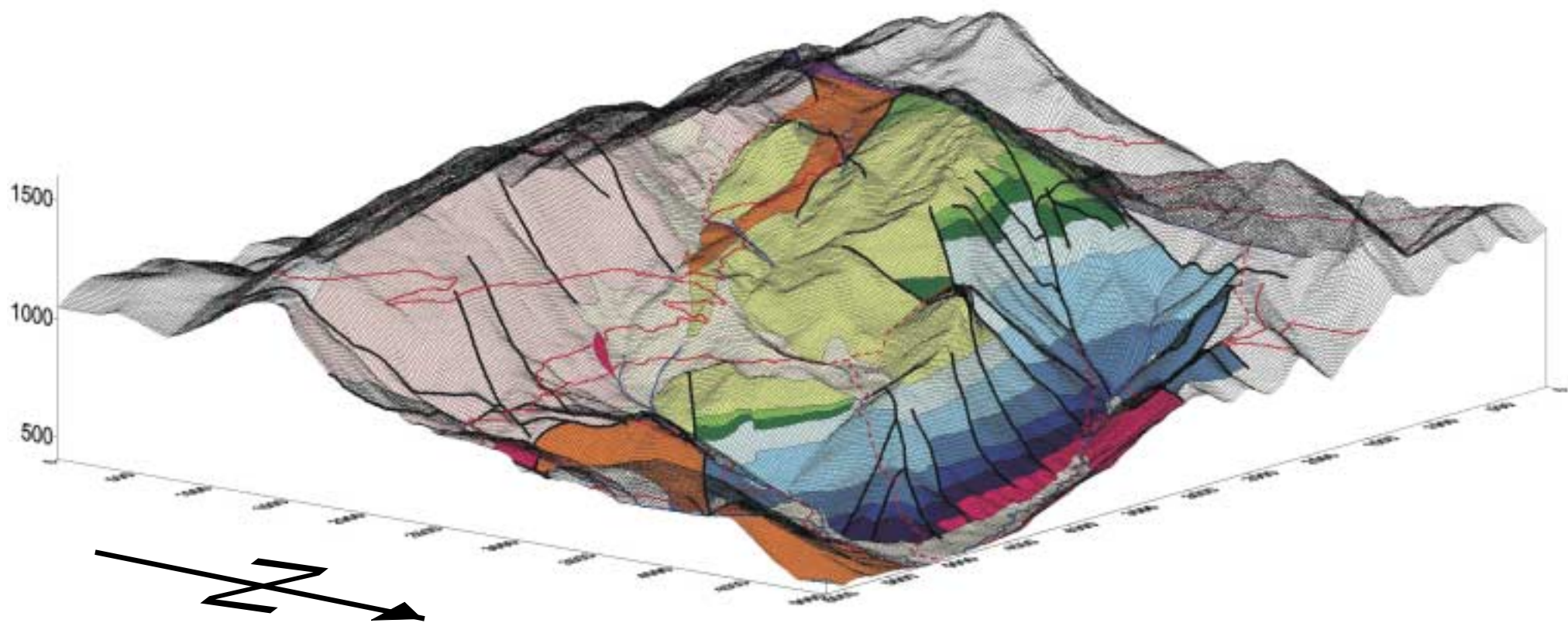
d'après Debros (1976)



Légende:

- | | |
|---|---|
| Terrains récents | |
| Quaternaire | <ul style="list-style-type: none"> sédiments argilo-sableux avec des galets, éboulis, alluvions. moraines glaciaires. |
| Zone Ultracommingeoise | |
| <i>Couverture sédimentaire</i> | |
| <i>flysch à Fucoïdes</i> | |
| Coniacien | formation de Montagnat: calcaires, marnes, grés, conglomérats. |
| Turonien | formation de La Pinte: marnes silteuses, calcaires, grés, conglomérats. |
| Turonien | formation de La Cape: marnes et grés. |
| Cénomarien | formation de Cap de Milot: brèches. |
| <i>série anté-flysch</i> | |
| Albien inf. | calcaires périméridiennes - faciès urgonien |
| Aptien sup. | marnes à Deshayesites |
| Bédoulien | brèche polygénique, calcaires |
| Néocomien | brèches, calcaires argileux, dolomies grises fines |
| Jurassique sup. | dolomies noires |
| Jurassique moy. - sup. | calcschistes, argiles, marnes |
| Lias moy. - sup. | dolomies, brèches et calcaires |
| Lias inférieur | grés, siltites rouges et poudingues |
| Trias | |
| <i>socle</i> | |
| Paléozoïque | micaschistes, paragneiss |
| <i>Ecaïlles méridionales</i> | |
| Néocomien | calcaires |
| Zone Interne Métamorphique | |
| <i>Synclinorium d'Audressein</i> | |
| <i>flysch ardoisier</i> | |
| Crétacée supérieure | Série dilatée du flysch ardoisier (formation de Castel Nérou, formation du Pic de Gespy et formation d'Audressein) |
| Crétacée inf. Jurassique | série anté-flysch calcaires métamorphiques |
| Trias | ophites |
| <i>Ecaïlles frontales septentrionales</i> | |
| Crétacée supérieure | Série réduit du flysch ardoisier |
| Crétacée inf. Jurassique | Série anté-flysch (calcaires métamorphiques) |
| Paléozoïque | Socle |
| <i>Ecaïlles médianes</i> | |
| Crétacée inf. Jurassique | Série anté-flysch |
| Crétacée | lerzolites |

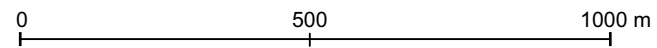
Massif d'Arbas Bloc diagramme



Légende: voir la carte géologique (planche 1.4.)

Carte du karst

Le massif d'Arbas (Haute Garonne -France)



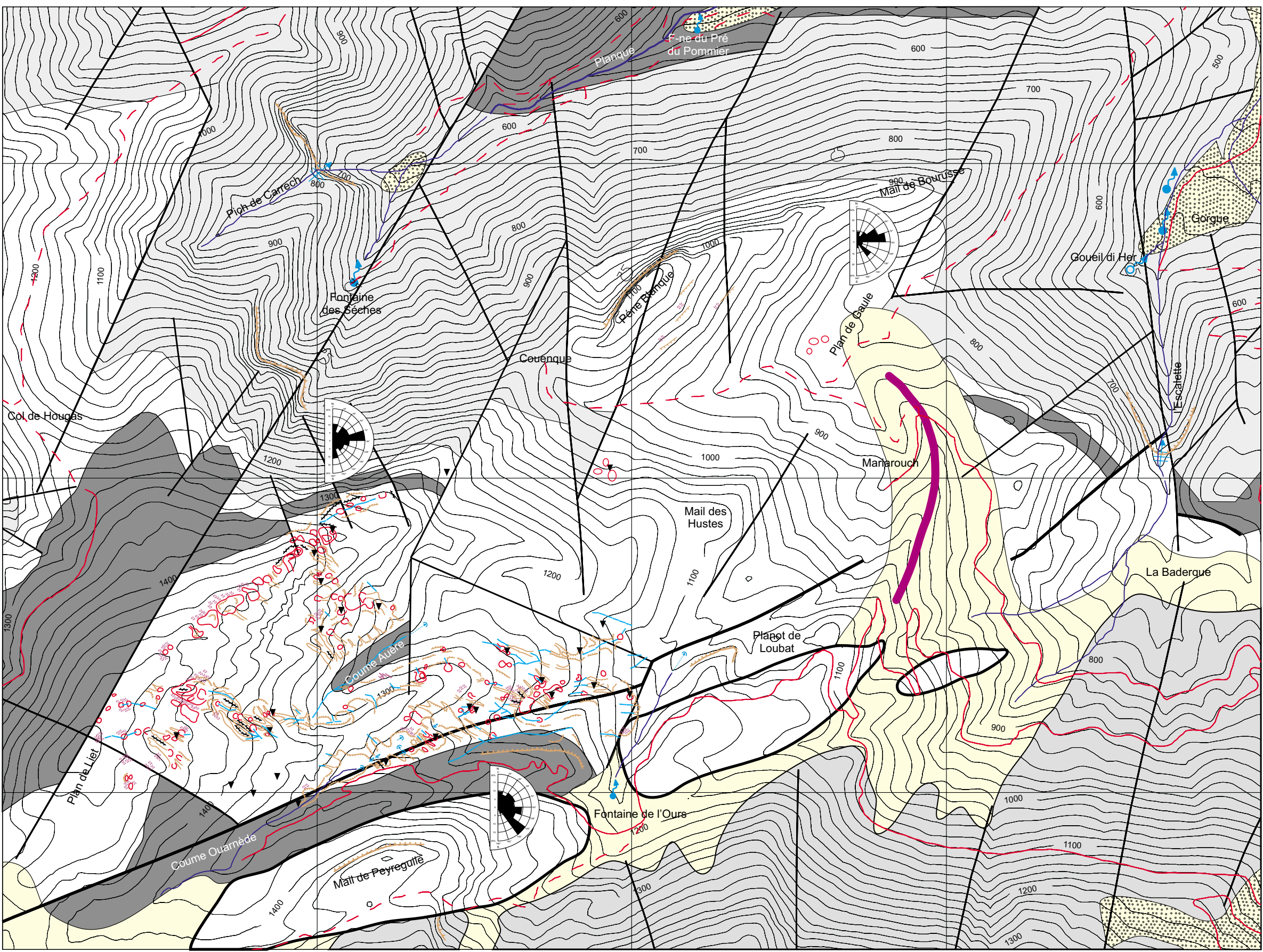
Légende:

Géologie

- calcaires néocomiens et urgoniens
- série dolomitique jurassique
- série carbonatée métamorphisée
- terrains non-karstifiables
- dépôts morainiques
- dépôts alluviaux
- faille

Géomorphologie

- falaise, abrupt
- dolines
- lapiés
- parois
- vallons secs
- crête
- diaclases, culoirs
- perte diffuse
- source permanente
- source temporaire
- ponor
- cascade
- aven
- vallum morainique
- grotte
- distribution plans de drainage
- route forestière
- chemins



Réseau Trombe - Henne Morte

(légende: voir la carte géologique)

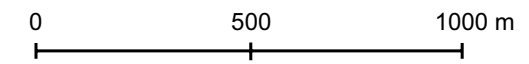
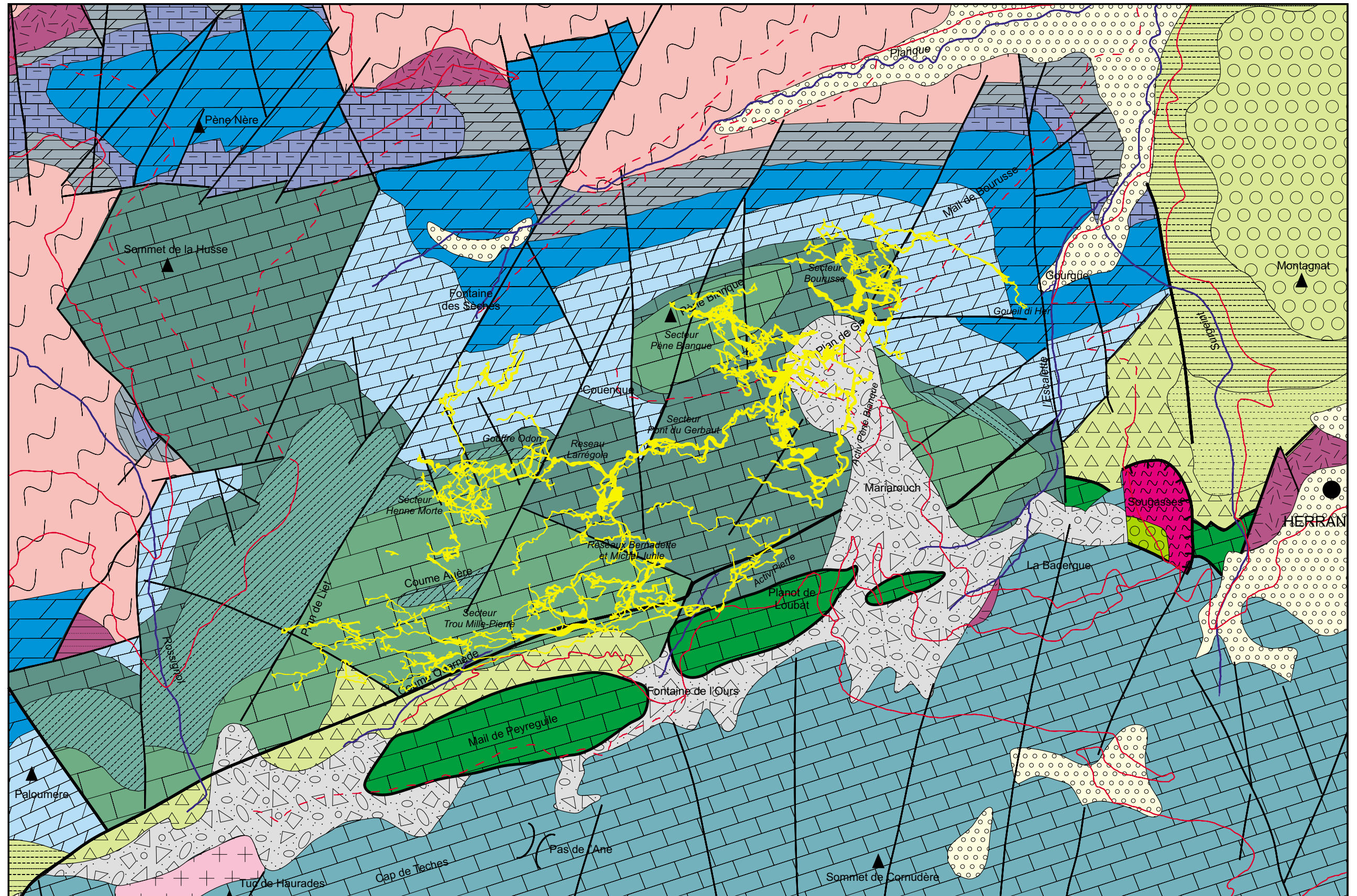


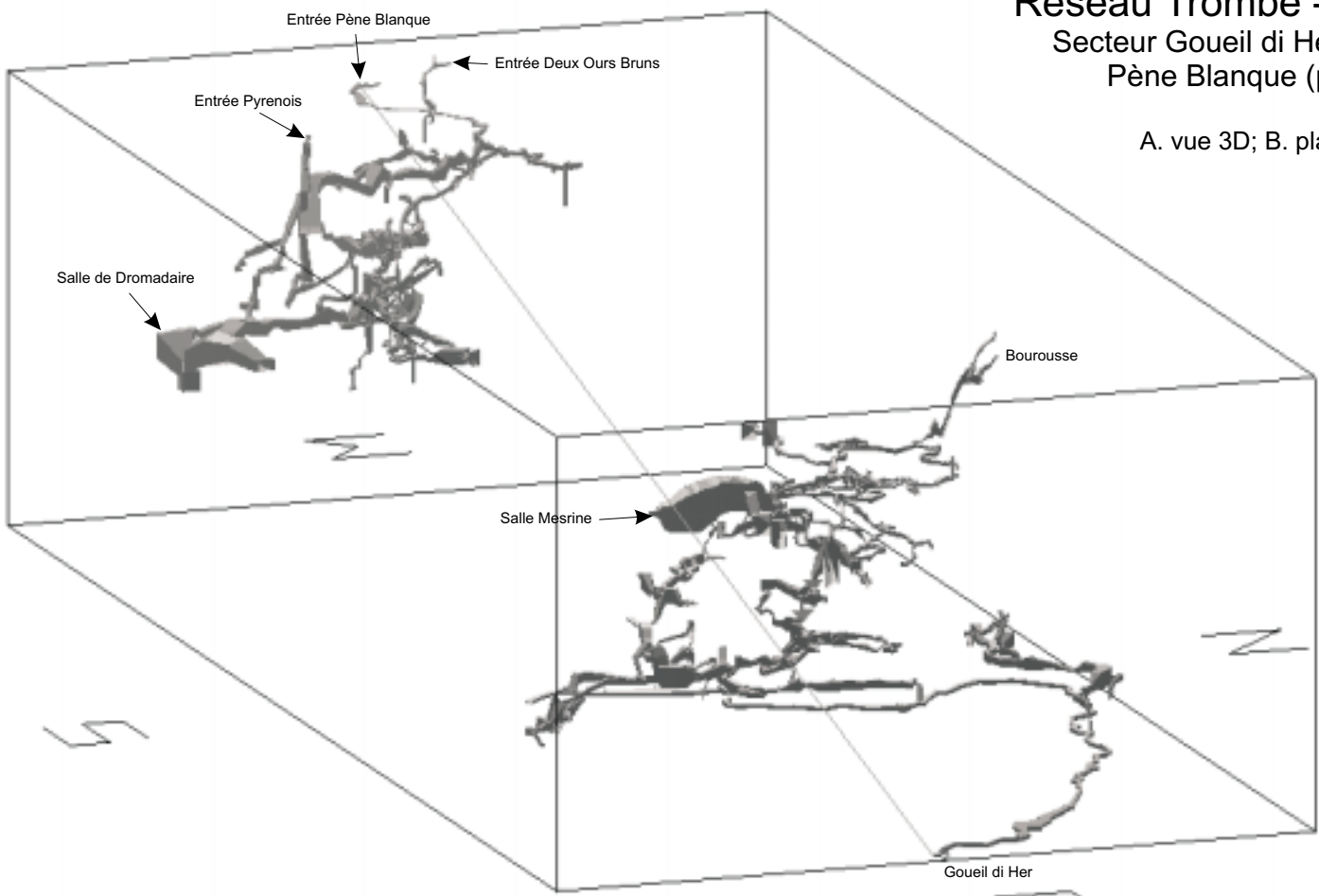
Planche 1.7.



Réseau Trombe - Hène Morte

Secteur Goueil di Her - Bourousse -
Pène Blanque (partie haute)

A. vue 3D; B. plan; C. profil



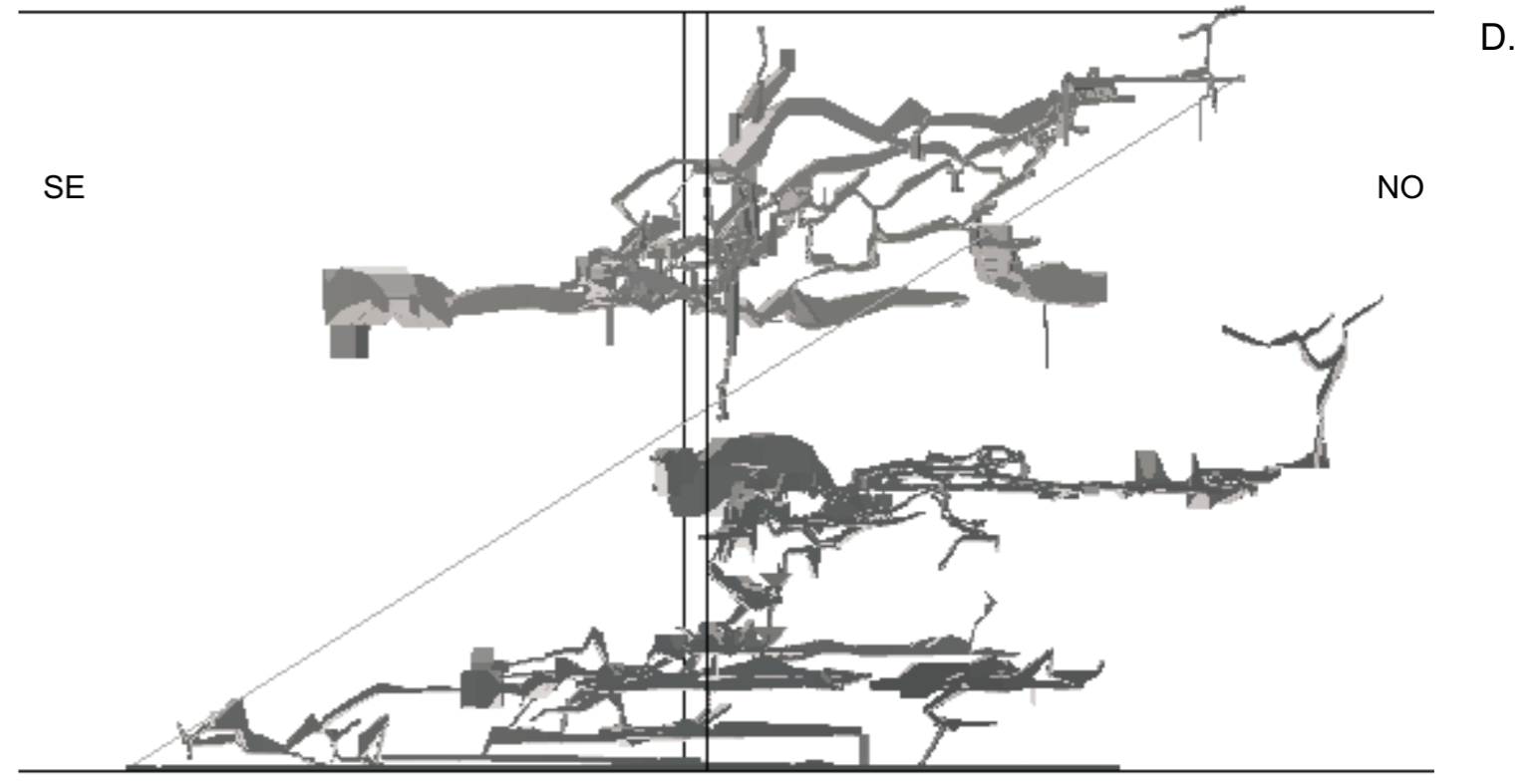
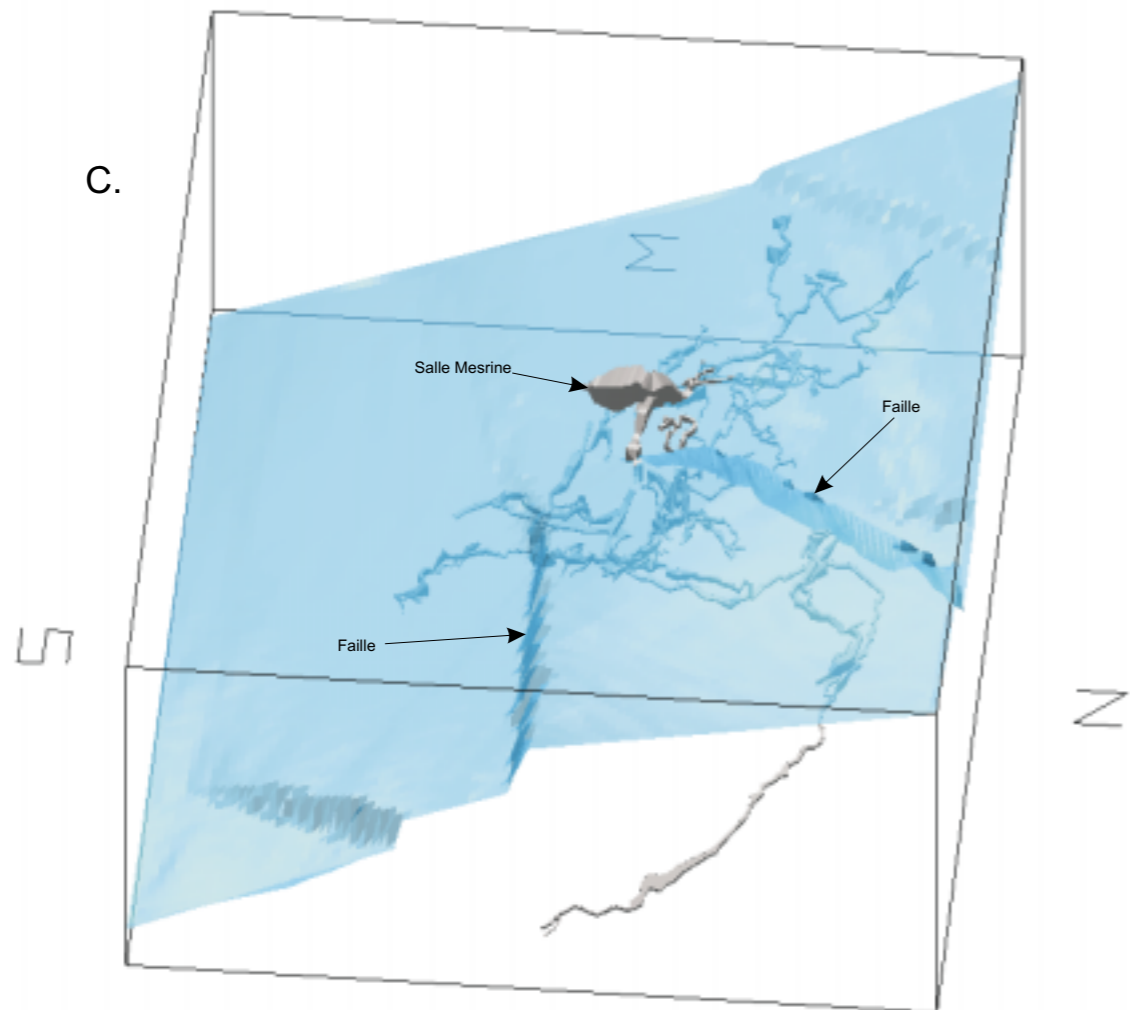
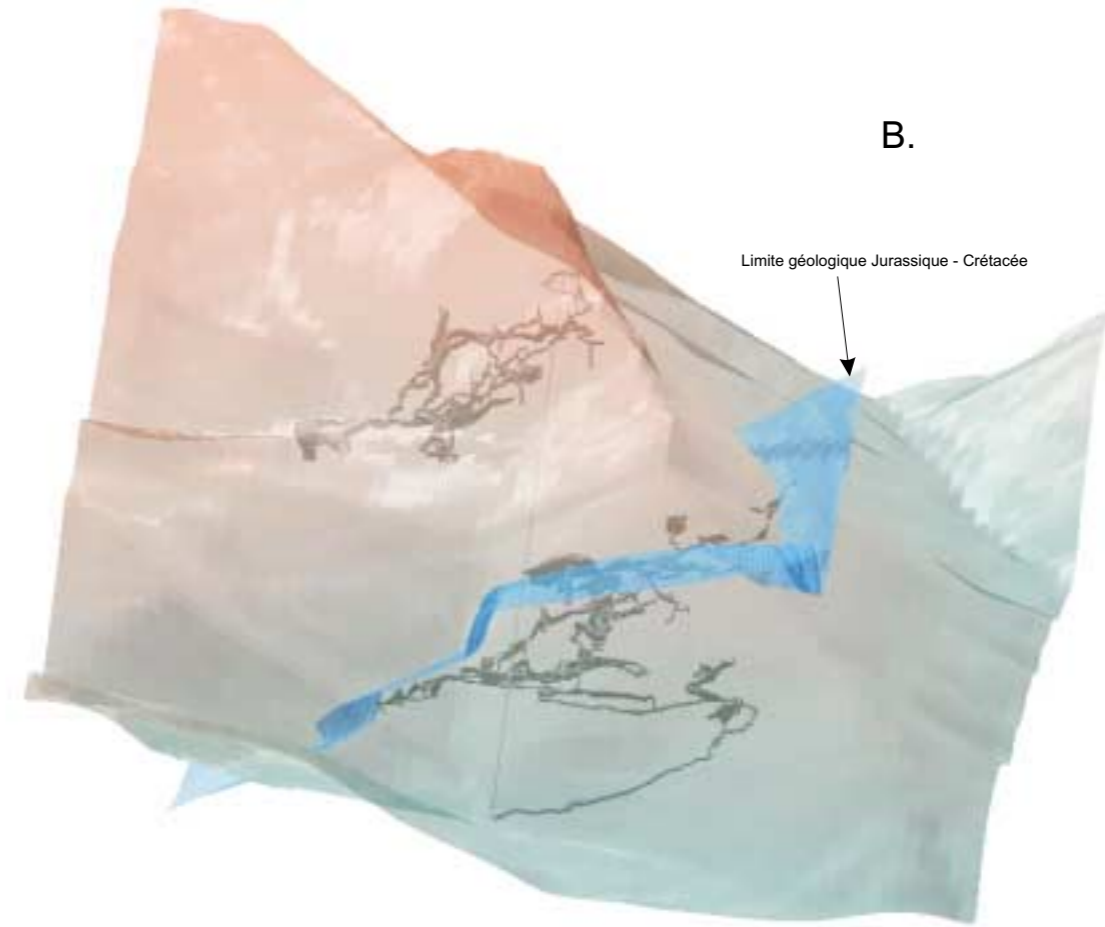
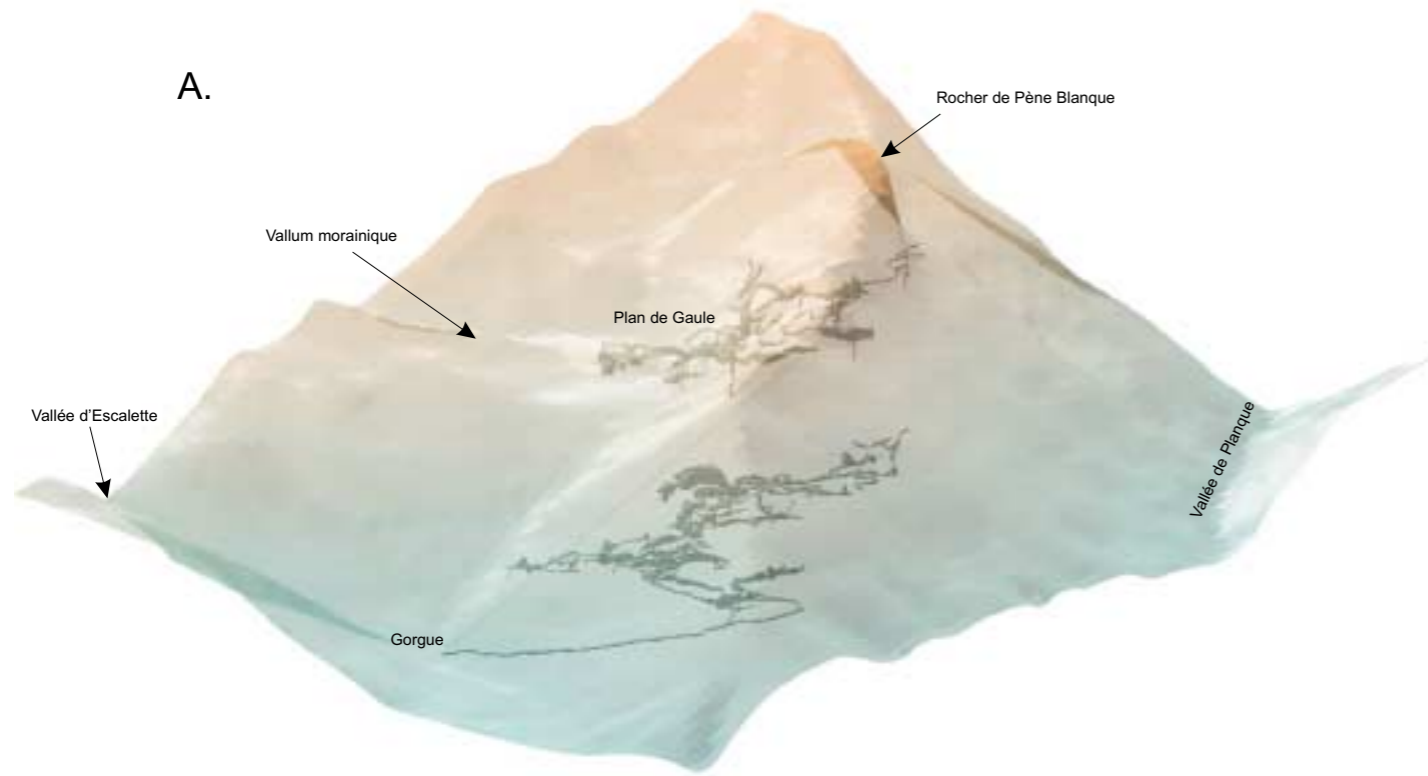
B.

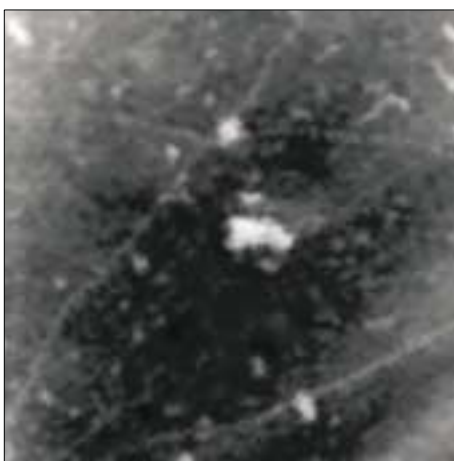
C.



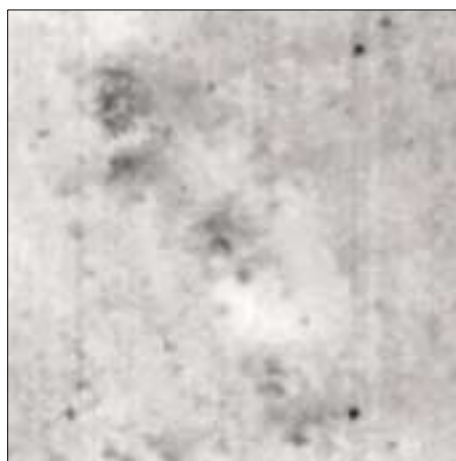
Réseau Trombe - Hènne Morte

Secteur Goueil di Her - Bourrousse - Pène Blanche (partie haute)





ASC



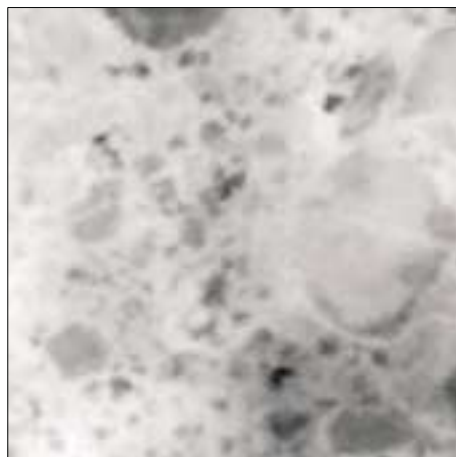
CAS



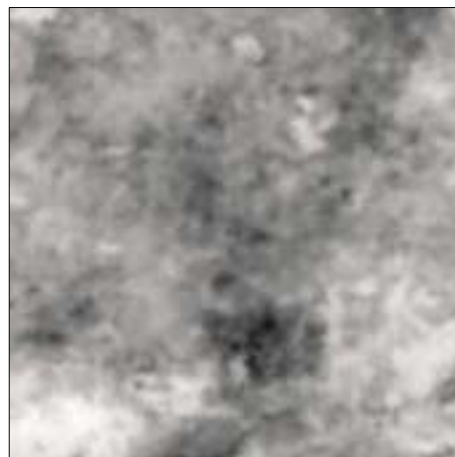
CLO



Co1



CPB



E4



Gt6



HM



LAZ



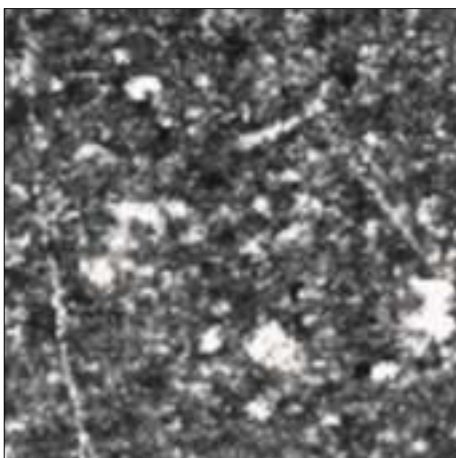
Lu1



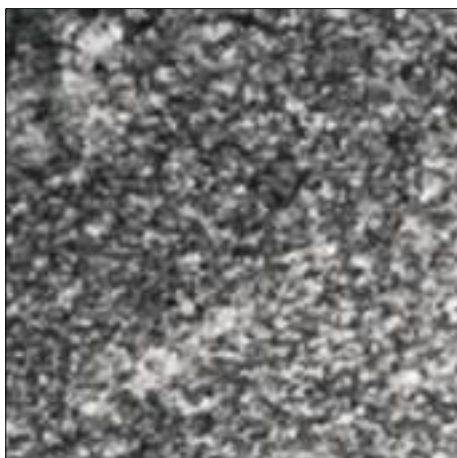
Lu2



Lu3



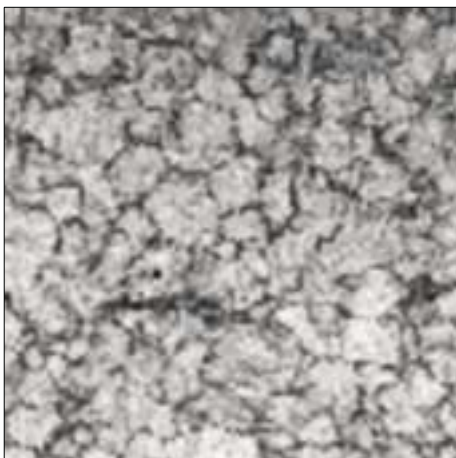
ASC



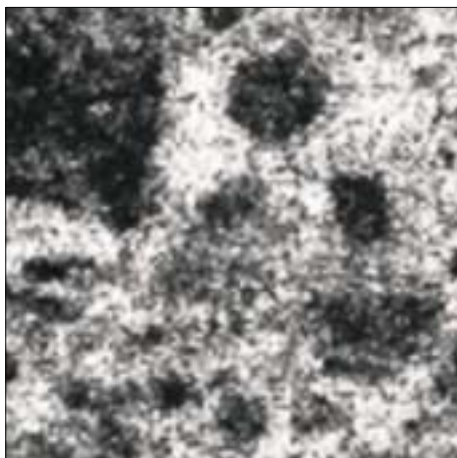
CAS



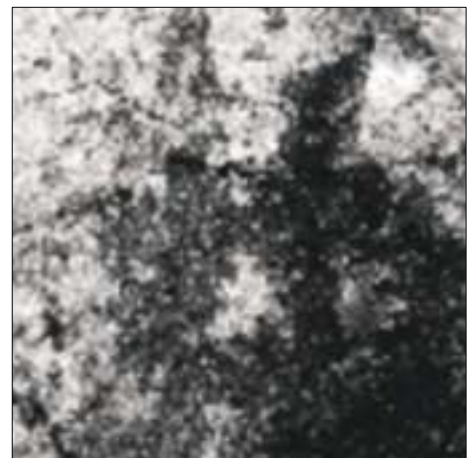
CLO



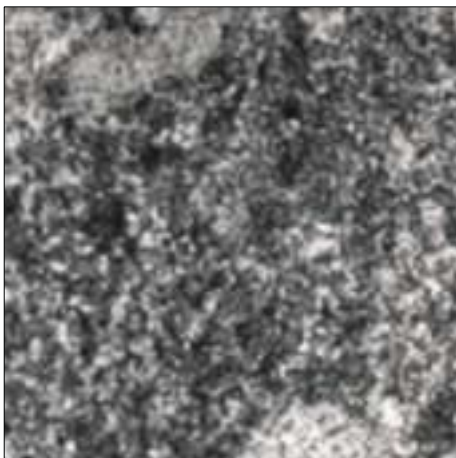
Co1



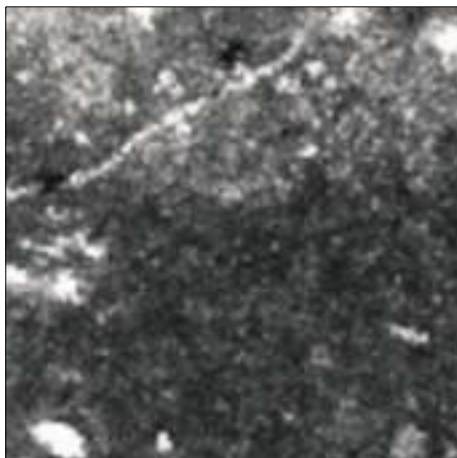
CPB



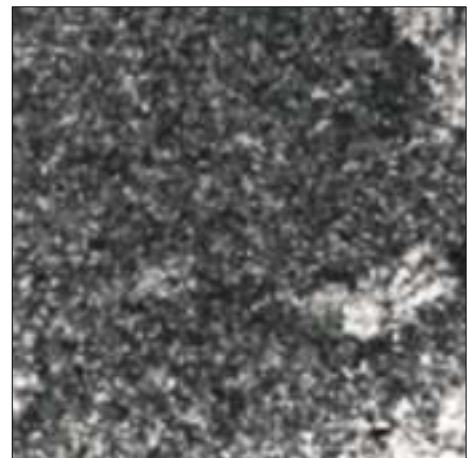
E4



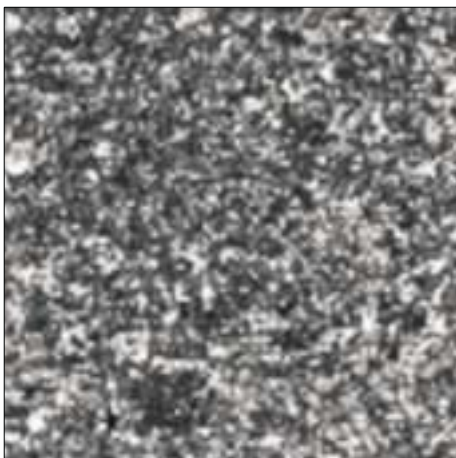
Gt6



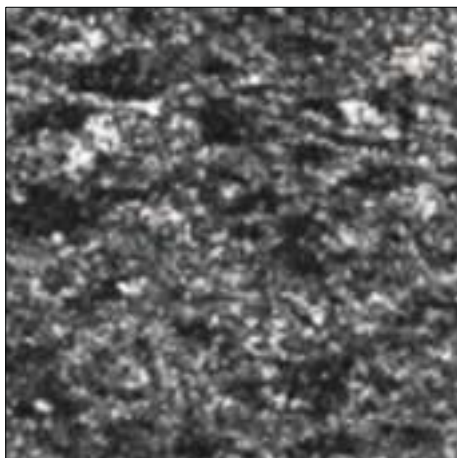
HM



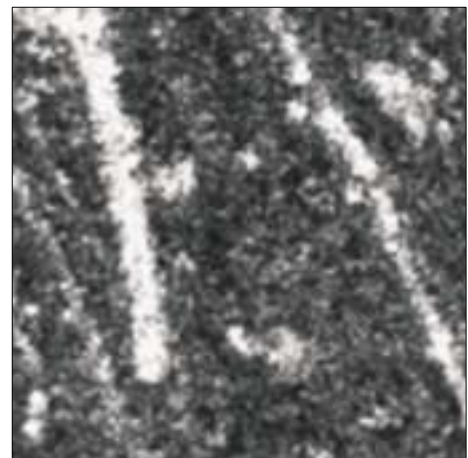
LAZ



Lu1



Lu2



Lu3