



HAL
open science

**Apport de l'endokarst dans la reconstitution des
paléogéographies et des environnements passés du
Mont-Liban: Application aux vallées de Nahr Antelias
et de Nahr el-Kalb**

Carole Nehme

► **To cite this version:**

Carole Nehme. Apport de l'endokarst dans la reconstitution des paléogéographies et des environnements passés du Mont-Liban: Application aux vallées de Nahr Antelias et de Nahr el-Kalb. Géographie. Université de Grenoble; Université de Savoie, 2013. Français. NNT : . tel-00859395v1

HAL Id: tel-00859395

<https://theses.hal.science/tel-00859395v1>

Submitted on 7 Sep 2013 (v1), last revised 24 Apr 2014 (v2)

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

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



UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

**préparée dans le cadre d'une cotutelle entre
l'Université Saint-Joseph de Beyrouth et l'Université
de Grenoble**

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : le 6 janvier 2005 - 7 août 2006

Présentée par

« Carole Nehme »

Thèse dirigée par « **Prof. Jean-Jacques DELANNOY** » et
« **Dr. Jocelyne ADJIZIAN-GERARD** »

Préparée au sein des **Écoles Doctorales de l'EDSHS, Université
Saint-Joseph de Beyrouth et de l'ED-SISEO, Université de
Savoie.**

APPORT DE L'ENDOKARST DANS LA RECONSTITUTION DES PALÉOGÉOGRAPHIES ET DES ENVIRONNEMENTS PASSÉS DU MONT LIBAN : APPLICATION AUX VALLÉES DE NAHR ANTELIAS ET DE NAHR EL-KALB.

Thèse soutenue publiquement le « **30 avril 2013** »,
devant le jury composé de :

Dr., Jocelyne ADJIZIAN-GERARD

Docteur en géographie, Université Saint-Joseph, Beyrouth (Directeur de thèse)

Prof., Jean-Jacques DELANNOY

Professeur des universités, Université de Savoie (Directeur de thèse)

Prof., Marc CALVET

Professeur des universités, Université de Perpignan Via Domitia (Rapporteur)

Prof., Bahzad HAKIM (Président du Jury)

Docteur d'État ès Lettres, Université libanaise (Rapporteur)

Dr., Stéphane JAILLET

Ingénieur de Recherche du CNRS, Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie
(Examineur)

Dr., Ata ELIAS

Docteur en géologie, Université Américaine de Beyrouth (Examineur)

Dr., Christophe VOISIN

Docteur en géologie, Université Joseph Fourier, Grenoble (Examineur)



VOUS AVEZ VOTRE LIBAN, J'AI LE MIEN

Vous avez votre Liban avec son dilemme....

...J'ai mon Liban avec sa beauté.

Vous avez votre Liban avec tous les conflits qui y sévissent...

...J'ai mon Liban avec les rêves qui y vivent.

Votre Liban est un nœud politique que les années tentent de défaire...

*...Mon Liban est fait de collines qui s'élèvent avec
prestance et magnificence vers le ciel azuré.*

Votre Liban est un problème international tiraillé par les ombres de la nuit...

*...Mon Liban est fait de vallées silencieuses et
mystérieuses dont les versants recueillent le son des
carillons et le frisson des ruisseaux.*

Votre Liban est un gouvernement-pieuvre à nombreux tentacules...

*...Mon Liban est un mont quiet et révérend, assis entre mers
et plaines, tel un poète à mi-chemin entre Création et
Éternité.*

Votre Liban est un pays de communautés et de parties...

*...Mon Liban est fait de garçons qui gravissent les rochers
et courent avec les ruisseaux.*

Votre Liban est un pays de discours et de disputes...

*...Mon Liban est gazouillement de merles, frissonnement
de chênes et de peupliers. Il est écho de flûtes dans les
grottes et les cavernes.*

Vous avez votre Liban, j'ai le mien

Gibran Khalil Gibran

Extrait du livre 'THE TREASURED WRITINGS OF KAHLIL GIBRAN'

REMERCIEMENTS

Les mots ne suffisent pas pour exprimer ma gratitude. La recherche doctorale est l'une des phases qui marquera certainement ma vie personnelle et professionnelle. La vie d'un thésard est riche en enseignements, émotions et découvertes. Durant cet épisode de la vie, on n'apprend pas seulement à chercher les réponses aux problématiques posées, mais aussi à se chercher en tant qu'individu dans le monde de la science.

Ces remerciements, même si je les veux intimes, s'adressent à toute personne qui a contribué à la réussite de cette recherche scientifique, depuis l'ébauche du projet, né en 2007, jusqu'à son aboutissement. Cette réussite est aussi la leur. Mais il va falloir s'attarder, non seulement sur cette recherche et ses résultats, mais surtout sur le parcours qui m'a fallu faire pour mener à bien ce projet.

Il n'y jamais eu un moment durant ce parcours où les personnes qui m'entouraient m'ont laissée tomber, pas même un seul instant sur le terrain, au Laboratoire EDYTEM ou au Laboratoire de Cartographie de l'USJ. Lors des longues journées de rédaction, j'ai toujours eu à mes côtés des personnes qui sont venues m'aider, me conseiller et partager des moments de joie, mais également me soutenir durant les périodes de difficultés. Aujourd'hui, je leur dois une partie de ce que je suis devenue, parce que j'ai parcouru avec eux cette aventure.

Ma plus sincère gratitude va aux spéléologues de l'A.L.E.S. (Association libanaise d'études spéléologiques) sans lesquels cette thèse n'aurait jamais abouti. J'ai appris de chacun des spéléologues qui ont participé, corps et âme à ce projet, un trait de leur personnalité qui est indispensable pour la réussite de toute recherche scientifique :

je citerai Joseph Tabet pour son sens du commandement, Ghada Salem pour son esprit pédagogue, Tony Comaty pour son dévouement, Georges et Maroun Abi Rached pour leur travail précis et minutieux, Badr Gédéon pour sa pertinence scientifique, Mazen Arzouni pour sa compétence technique, Samer Amhaz pour sa patience, Jack Safi pour son soutien moral, Tony Egho pour son détermination, Fadi Mhanna pour son habilité technique, Pierre Matta pour sa serviabilité, Jad Saadé et Rita Stephan pour leur esprit attentif, Joseph Jabbour pour son perfectionnisme, Naji Jabbour pour son courage, Mohammad Mwala et Rayan Zgheib pour leur persévérance sportive, Mirna Challita pour son appétence du savoir, Lorine Mouawad pour son esprit méthodique, Georges Hneineh pour son humour, Rony el-Najjar pour son enthousiasme, Hélène Rechmany pour ses encouragements, Georges el-Haibe pour son talent de photographe. L'ALES, pour l'Ecole qu'elle est, m'a appris que la recherche et la science ne s'accomplissent pas sans y mettre beaucoup de COEUR. A l'ALES, je dois ma formation de spéléologue que je tâcherai d'appliquer et de transmettre durant ma carrière scientifique et professionnelle.

Tout aussi important qu'il soit, un projet scientifique ne se concrétise qu'à partir du moment où l'on attribue un soutien financier à un chercheur, parce qu'on lui accorde une confiance en son talent. Pour cela, je tiens à remercier le Conseil de la Recherche de l'Université Saint-Joseph qui m'a accordé une bourse de recherche pour financer les trois ans d'études doctorales.

Aux professeurs du département de géographie, je leur dois toutes mes gratitudes de m'avoir appris les compétences nécessaires pour être un bon géographe. Un grand merci à Mme Rita Zaarour, Mme Nada Badaro-Saliba, M. Pierre-Charles Gérard et Mme Liliane Barakat pour ces dix ans d'enseignement et d'accompagnement sur le terrain et aux laboratoires.

Mes remerciements s'adressent tout particulièrement au Laboratoire EDYTEM-CNRS - UMR 5204 et à son soutien financier et scientifique durant les séjours de recherche en France et les campagnes de terrain au Liban. Le soutien scientifique, je le dois à tous les chercheurs, ingénieurs et docteurs qui

m'ont consacré le temps et l'énergie nécessaire pour transmettre leur savoir dans leur domaine de compétences. De ce fait, je tiens à remercier Stéphane Jaillet, Dominique Gasquet, Isabelle Couchoud, Magali Rossi, Fabien Arnaud, Faycal Soufi et Gilles Menard pour leurs conseils, leur soutien et leur apprentissage. Une pensée pour Vincent Blanc, André Paillet et les secrétaires du Laboratoire, Carole Poggio et Charlotte Foray qui ont contribué au bon déroulement de mon séjour au 'Pôle Montagne'. Enfin, une note spéciale aux collègues doctorants avec qui les longs mois passés en France étaient pleins de bons moments d'évasion et de bonheur. Je tiens à remercier Justine, Elaine, Amandine, Marie, Leila, Anouk et Camille de leur soutien moral durant la période de rédaction du manuscrit. Une note spéciale pour les membres du projet ANR-LIBRIS, Cécile Cornou et Armand Mariscal et Christophe Voisin, directeur du projet. Le projet Libris a assuré les fonds nécessaires pour financer les datations U/Th des échantillons.

A mes directeurs de thèse, je tiens à exprimer mes sentiments profonds pour eux : premièrement à Jocelyne Gérard, je te dois mes sincères gratitude. Pour beaucoup de moments, tu étais une maman attentionnée, mais aussi une géographe de talent et une directrice intransigeante. Depuis ma première année de licence au département de géographie, tu nous as enseigné les acquis scientifiques certes, mais aussi les valeurs essentielles dans l'esprit d'un géographe : la pluridisciplinarité, le travail en équipe, l'esprit d'ouverture, l'initiative et la curiosité scientifique, l'esprit critique et la bonne pédagogie dans la passation du savoir. Je te remercie infiniment de tous les acquis scientifiques et surtout moraux. Merci de ta confiance en moi pendant ces dix ans de parcours universitaire.

A Jean-Jacques Delannoy, maître karstologue de talent, passionné du karst et généreux pédagogue. Durant les heures d'accompagnement, tu m'as encouragée et as valorisé le travail rendu, mais aussi tu m'as créé toujours des défis à dépasser, afin d'améliorer la recherche menée et de pousser encore plus loin les limites. Pour tout cela, je te remercie infiniment pour la pédagogie avec laquelle tu transmets ton savoir. Aussi généreux que tu sois, j'ai senti que le laboratoire dans lequel j'évoluais était également généreux comme toi. Merci aussi pour cet accueil et cet encadrement qui me serviront d'exemple à suivre dans ma vie professionnelle.

Mes remerciements vont également au Jury de thèse pour leur temps consacré à la lecture du manuscrit et à leurs remarques appréciées.

Mes remerciements, je les dois également à l'Office des Eaux de Beyrouth et du Mont-Liban, particulièrement à M. Fadi Qmeir et M. Maher Chrabieh qui n'ont donné l'autorisation d'entreprendre les recherches dans la grotte de Kessarar et d'y avoir accès à tout moment.

Mes remerciements vont aussi à M. Kanaan pour nous avoir facilité l'accès à la grotte Kanaan et à Cheikh Elie Abou Jaoudeh pour nous avoir facilité l'accès à la grotte d'el Kessarar. Enfin, un grand remerciement à Dr. Nabil Haddad, la société MAPAS-LEBANON et tout le personnel travaillant dans la grotte de Jeita qui ont contribué à rendre plus pratique toutes les visites de terrain dans le cadre de cette étude et ont mis à notre disposition leur temps et leur attention pour encadrer les sorties de terrain.

Enfin, un dernier mot à mes amis toujours présents à mes côtés et curieux de connaître l'état d'avancement de la recherche menée. Je citerais Nayla Chahla, et Christelle Bakhach pour avoir accepté de m'aider sur le terrain au Sud du Liban. Une profonde gratitude à ma famille, à Maman Maram qui ne m'a jamais quittée, à Papa Khalil et ma sœur Roula et Jérôme qui ont eu la patience de m'accompagner et de m'encourager durant ces années de thèse.

S O M M A I R E

REMERCIEMENTS	5
RESUME.....	9
SOMMAIRE.....	7
INTRODUCTION GENERALE.....	11
PARTIE I: LE GEOSYSTEME KARSTIQUE : ETAT DE L'ART ET APPLICATION AU KARST DU MONT-LIBAN.....	17
CHAPITRE 1 - LE MONT LIBAN : UNE UNITE GEOGRAPHIQUE ORIGINALE.....	21
I- UN <i>CONTINUUM</i> GEOLOGIQUE ET SPATIAL	22
II- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE MONT-LIBAN EN VUE D'UNE APPROCHE MORPHOGENIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE.....	35
III - LES SITES D'ETUDES	43
CHAPITRE 2 : LES ARCHIVES KARSTIQUES.....	50
I- LE KARST : ARCHIVE NATURELLE ET ENVIRONNEMENTALE.....	52
II- LE CHOIX DE L'APPROCHE SYSTEMIQUE DANS NOTRE RECHERCHE.....	54
III- PLACE DE L'ENDOKARST DANS LE SYSTEME KARST.....	61
IV- LE KARST ET CREUSEMENT DES VALLEES KARSTIQUES.....	74
CHAPITRE 3 : CADRE METHODOLOGIQUE POUR UNE APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE GLOBALE.....	83
I- LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE: PREMIER NIVEAU DE LECTURE DE LA CAVITE.....	84
II- LA DEMARCHE SPELEOGENIQUE POUR UNE CONSTRUCTION DE L'ESPACE DANS LE TEMPS	96
III- LA SEDIMENTOGENESE : ETUDE D'UN DEUXIEME NIVEAU DE MEMOIRE ENDOKARSTIQUE	103
IV- L'APPROCHE PALEOGEOGRAPHIQUE : METHODE CROISEE ENTRE LA KARSTOGENESE ET LA MORPHOGENESE.....	124
PARTIE II: LE SYSTEME KARSTIQUE D'ANTELIAS.....	131
CHAPITRE 4 CADRE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIASDES SITES KARSTIQUES A FORT POTENTIEL KARSTOGENIQUE	134
I- LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA VALLEE	136
II- LES SITES D'ETUDE DE LA VALLEE D'ANTELIAS	148
III- AUTRES SITES COMPLEMENTAIRES.....	165
CHAPITRE 5: LES APPORTS SPELEOGENIQUES ET KARSTOGENIQUES DE MGHARET KANAAN	170
I- LA RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DE MGHARET KANAAN	171
II- LA LECTURE DES DEPOTS DETRITIQUES DE MGHARET KANAAN.....	182

III- L'ETUDE SEDIMENTAIRE DES DEPOTS DE MAGHARET KANAAN	196
IV- APPORTS DE LA GROTTTE DE KANAAN DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGENIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS.....	208

CHAPITRE 6 : L'APPORT SPELEOGENIQUE ET KARSTOGENIQUE DE MGHARET EL-KASSARAT	211
I- LA RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DU RESEAU DE MGHARET EL-KASSARAT NABAY	213
II- L'APPROCHE SEDIMENTAIRE APPLIQUEE AUX DEPOTS ET FORMATIONS DE MGHARET EL-KASSARAT.....	234
III- L'ETUDE DES FORMATIONS CARBONATEES DE MGHARET EL-KASSARAT	265
IV- APPORTS DE MGHARET EL-KASSARAT DANS LA RECONSTITUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA BASSE VALLEE D'ANTELIAS	270

PARTIE III: LA VALLEE DE NAHR EL-KALB ET LE SYSTEME ETAGE DE JEITA 275

CHAPITRE 7: LA VALLEE DE NAHR EL-KALB ET SES MORPHOLOGIES KARSTIQUES	277
I- LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA VALLEE	279
II- LES SITES KARSTIQUES RETENUS.....	292
III- LES ZONES CLES RETENUES DANS L'ETUDE SPELEOGENIQUE DE JEITA.....	300

CHAPITRE 8 : LES APPORTS SPELEOGENIQUES ET SEDIMENTAIRES DE MGHARET JEITA.....	314
I- LES GALERIES SUPERIEURES DE JEITA : RECONSTITUTION SPELEO MORPHOLOGIQUE ET ANALYSE SEDIMENTAIRE DES DEPOTS	315
II- ETUDE SEDIMENTAIRE DES COUPES DE LA GALERIE DES SOUTIRAGES.....	330
III- LA RECONSTITUON SPELEOGENIQUE DE LA GALERIE INFERIEURE DE JEITA.....	350
IV- APPORTS DE LA GROTTTE DE JEITA DANS LA RECONSTITUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA BASSE VALLEE DE NAHR EL-KALB.....	365

PARTIE IV: SYNTHESE GENERALE 372

I - SYNTHESE DES APPORTS KARSTOGENIQUES POUR LES VALLEES DE NAHR ANTELIAS ET NAHR EL-KALB	374
II- LES CONTROLES DU MODELE MORPHOGENIQUE.....	386
III- CADRE CHRONOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE DES MODELES MORPHOGENIQUES.....	393
IV- RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DES GORGES DE N. EL-KALB ET DE N. ANTELIAS	406

CONCLUSION GENERALE	412
LISTE DES FIGURES.....	432
LISTE DES TABLEAUX	439
ANNEXES	440

RESUME

Le Liban se caractérise au sein de la Méditerranée orientale par sa diversité climatique, son organisation orographique (littoral/montagne/bassin) et la prépondérance des terrains carbonatés (60 % de son territoire). Ces caractéristiques font que le Liban connaît sur un espace relativement réduit une grande diversité de phénomènes karstiques. Il constitue alors un espace-clé pour développer des référentiels pour les événements autant paléogéographiques qu'environnementaux qui puissent être appliqués au Proche-Orient.

Plusieurs questionnements relatifs à la genèse des paysages et à leur évolution restent encore non résolus face à la rareté des témoins morphogéniques de surface. Cette rareté est de plus en plus favorisée par la pression anthropique avec l'étalement urbain qui masque les données morphogéniques.

L'endokarst constitue alors une nouvelle archive naturelle et environnementale pour pallier ces contraintes. Ces archives se situent, à la fois, dans les formes des réseaux souterrains et dans les enregistrements sédimentaires (dépôts détritiques et chimiques : spéléothèmes). La distribution géographique des cavités libanaises permet de disposer d'un continuum exceptionnel d'informations environnementales, depuis le littoral jusqu'au domaine montagnard.

La recherche doctorale se concentre sur "***l'apport des enseignements de l'endokarst dans la reconstitution des environnements passés et de la morphogénèse des vallées karstiques***". Les sites d'études retenus dans cette recherche sont situés dans le Mont Liban central : i) la vallée du Nahr el Kalb (réseau de Jeita) et ii) la vallée d'Antélias (grotte Kanaan et réseau d'el Kassarat-Nabay).

Dans cette étude, nos objectifs sont de deux ordres :

- poser le cadre paléogéographique des principaux systèmes karstiques dépendant de la Méditerranée (systèmes de Jeita et d'Antélias) à partir de l'approche géomorphologique appliquée dans les grottes Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita. Celle-ci met en œuvre la démarche cartographique des systèmes souterrains étudiés pour replacer les différents objets d'étude dans leur contexte spatial, morphogénique et chronologique.
- appréhender les changements environnementaux de cette région liés aux variations climatiques et aux occupations humaines. L'étude des sédiments détritiques repose sur une analyse fine (morphoscopique, morphométrique, minéralogique, colorimétrique et magnétique) des dépôts endokarstiques.

Pour mener à bien ce double objectif, la démarche adoptée repose sur l'acquisition et le calage chronologique des informations contenues dans les réseaux souterrains, pour interroger ensuite les moteurs morphogéniques responsables de la structuration et de l'évolution des systèmes karstiques, ainsi que de la physionomie des reliefs actuels du Mont Liban (retombée méditerranéenne).

La recherche doctorale propose deux modèles morphogéniques de l'évolution des vallées karstiques et de l'enfoncement du réseau hydrographique externe. Ces modèles s'appuient sur la relation entre talweg et structure du drainage karstique. Insérés dans le cadre géologique régional, ces schémas hypothétiques de l'évolution des vallées montrent que la réponse du karst aux moteurs de creusement est conditionnée par le comblement des vallées par aggradation continentale, liée à la transgression de la Méditerranée au cours du Pliocène, et par l'érosion régressive des talwegs des fleuves au cours du Quaternaire.

Quant aux enseignements tirés de l'étude sédimentaire effectuée dans les cavités d'el Kassarat et de Jeita, ceux-ci ont, tout d'abord, démontré l'effet de site du karst sur la réorganisation de la dynamique des écoulements au sein de l'endokarst. Suite à l'interprétation de ces dépôts confrontée aux enseignements spéléogéniques, les analyses sédimentologiques fines ont permis de caractériser plus précisément les niveaux sédimentaires et d'avancer des hypothèses liées à des modifications environnementales. Des mélanges de sources locales et de sources allochtones ont été identifiés et traduisent certaines modifications des conditions d'alimentation, liées à des crises climatiques et/ou à des modifications des usages anthropiques, au cours du Pléistocène.

S U M M A R Y

The Lebanese landscape is characterized by two mountain chains (Mount Lebanon and Anti-Lebanon), separated by the Bekaa plain with a variety of surface karstic forms as well as endokarstic network systems. Karst landforms cover up to 60% of the Lebanese territory.

Several questions related to the morphogenesis and evolution of landscapes, especially coastal valleys, remain unsolved. Whereas geomorphic indicators are rare on the surface due to urban pressure and topographic constraints, we used subsurface geomorphologic indicators revealed from the speleogenesis study of caves. Subsurface karst network systems are an alternative mean to address these constraints and reconstitute the morphogenesis stages of the coastal valley's landscape. Morphogenetic and environmental reconstitution are based both on geomorphic indicators of underground networks and sediments (clastic and speleothems) in caves.

This PhD research focuses on "the contribution of endokarst networks in reconstituting past environments and morphogenetic phases of coastal valleys of Mount Lebanon". Two valleys located in the central part of Mount Lebanon are chosen for this study:

- i) the valley of Nahr el Kalb: the main focus of the study is on Jeita network system with more than 10 km of underground galleries.
- ii) the Antelias valley: two caves were selected in this sector, Kanaan cave (162m long) and Kassarat Nabay cave network system (4.6 km long).

In this study, our objectives are to:

- Set the reconstitution stages of the karst system related with the downcutting of the Mediterranean hydrographic network (Antelias and Kalb rivers). The palaeogeographical framework is based on the geomorphological approach applied in the caves of Kanaan, Kassarat-Nabay and Jeita. It implements the mapping process applied on the underground systems and analyses of the stages of cave evolution.
- Understand the environmental changes in this region related to climatic variations and human settlement. The study is based on a detailed analysis (morphoscopic, morphometric, mineralogical, magnetic and colorimetric) of (detrital) sediments in cave systems.

In this research, we developed a morphogenetic model of the evolution of karst valleys and the downcutting of the hydrographic network of both Antelias and Kalb Rivers. This model is based on a crossover analysis between speleogenesis stages, geology of the sector and relict landforms. It demonstrates the relationship between the talweg of the valley and the karst drainage structuration. The study highlights on: i) the paragenesis process in Jeita and Kassarat upper galleries, and Kanaan cave along with both Kalb and Antelias river aggradation in response to Pliocene transgression, ii) the incision of Jeita and Kassarat canyons due to the reorganization of the drainage (fluvial and karstic) system during Quaternary, iii) the implications of the Mount Lebanon tectonic uplift and the transgression/regression of the Mediterranean sea during these episodes.

As for the study conducted on sediments in Kassarat and Jeita caves, the results showed the site effect on the reorganization of the flow dynamics within the karst system. Environmental changes were detected using methods that identify a modification in the geological sources of the cave sediments. A modification from local to an allogenic source was detected in Kassarat and Jeita caves. This modification reflects changes in hydrological regimes that can be related to climatic and/or modification of human uses, during Pleistocene.

I N T R O D U C T I O N
G E N E R A L E

Traitées d'un point de vue descriptif au début du XIX^e siècle par les géomorphologues, les morphologies karstiques deviennent, au cours du XX^e siècle, un objet d'étude intéressant pour appréhender la genèse du karst. En effet, ses morphologies sont l'expression de l'adaptation du géosystème karstique à son environnement au cours de sa genèse (Quinif Y., 1983, 1998). On considère alors que les formes karstiques possèdent une valeur informationnelle environnementale et géographique. Pourtant, ce vecteur d'information s'exprime le mieux dans la dimension souterraine du karst, car les morphologies sont préservées de la plupart des facteurs d'érosion et des actions anthropiques. Par conséquent, les morphologies de l'endokarst permettent de mieux reconstituer les événements géologiques, géomorphologiques et environnementaux qui sont difficilement perceptibles à partir des seules études et données de surface.

Les informations paléogéographiques et environnementales contenues dans l'endokarst se situent : (i) au niveau des formes des drains dont l'évolution dépend en grande partie des conditions géomorphologiques aux limites du système karstique et (ii) au niveau des dépôts endokarstiques (détritiques et carbonatés) qui permettent d'appréhender l'environnement extérieur (climatique, bio-pédologique et anthropique) et ses variations dans le temps.

L'endokarst constitue ainsi un support privilégié pour les reconstitutions paléogéographiques et l'analyse des impacts anthropiques et climatiques dans les dynamiques environnementales. De ce fait, diverses recherches basées sur l'endokarst comme archives naturelles et environnementales ont apporté une contribution significative à la connaissance géologique et géomorphologique des massifs karstiques (Delannoy J.J., 1981 ; Maire R., 1990 ; Martin P., 1991 ; Audra P., 1994 ; Hamilton P.J., 1995 ; Delannoy J.J., 1997 ; Vanara N., 2000 ; Bruxelles L., 2001 ; Hausselman P., 2002 ; Camus H., 2003 ; Faulkner T., 2005 ; Jaillet S., 2005 ; Mocochain L. et *al.*, 2006).

De nombreuses régions karstiques restent encore peu connues, malgré leur richesse et la diversité de leurs morphologies. C'est le cas du Proche-Orient où, bien que plusieurs massifs karstiques aient fait l'objet d'études par des géologues et géomorphologues (Dubertret L., 1955 ; Abdul-Salam A., 1966 ; Besançon J., 1975 ; Hakim B., 1975 ; Beydoun Z.R., 1976), la dimension souterraine du karst a été peu prise en compte dans les recherches récentes en géologie et en géomorphologie, notamment au Liban.

Plusieurs questionnements relatifs à la genèse des paysages et à leur évolution restaient encore non résolus face à la rareté des témoins morphogéniques en surface. L'absence de témoins de surface rend, en effet, difficile tout essai de reconstitution paléogéographique. Cette rareté est de plus en plus favorisée par la pression anthropique *via* l'étalement urbain qui masque les données morphogéniques. L'absence de ces témoins est aussi liée à des contraintes géographiques : la topographie marquée par de fortes pentes et l'environnement mono-lithologique (prédominance des calcaires) ne favorisent pas l'émergence de topographies différenciées, ni leur conservation. De même, l'encaissement du réseau hydrographique ne permet pas la conservation de témoins morphogéniques tels que les terrasses. Enfin, la présence d'un cordon littoral réduit n'est pas favorable à la conservation des niveaux marins. Dans ce contexte où les contraintes liées à la topographie et à la conservation des témoins morphogéniques sont importantes, les recherches paléogéographiques et paléoenvironnementales ont besoin de nouvelles archives naturelles permettant de pallier à ces contraintes. Le Liban qui connaît une karstification ancienne, avec 60 %

de surface karstifiée et un continuum topographique s'élevant jusqu'à 3.088 m d'altitude, pourrait se caractériser par un endokarst riche en renseignements. Partant de ces constats, notre recherche s'est intéressée au karst comme vecteur d'information pertinent. Cette recherche s'est focalisée sur la dimension souterraine du karst, car celle-ci permet de pallier les difficultés soulevées dans les recherches paléogéographiques et paléoenvironnementales au Liban.

Aussi, notre recherche doctorale a pour objet de mettre en avant l'intérêt de l'étude endokarstique du Liban pour répondre aux connaissances paléogéographiques et paléoenvironnementales de cette région proche-orientale. Notre recherche doctorale se concentre sur **"l'apport des enseignements de l'endokarst du Mont Liban central dans la reconstitution des environnements passés et dans la reconstitution morphogénique des vallées karstiques de Nahr el Kalb et d'Antélias"**.

Pour mener à bien notre recherche doctorale, notre champ d'étude s'est alors concentré sur le Mont Liban, l'un des massifs karstiques les plus emblématiques du Proche-Orient. Pourtant, la diversité du karst du Mont Liban avec une multitude de microreliefs, ainsi que la complexité des processus géomorphologiques et géologiques contrôlant la morphogenèse du horst libanais, nous a amené à choisir l'un des traits géomorphologiques les plus marquants du massif, celui des vallées karstiques.

Deux zones d'études ont été retenues : les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, situées dans le Mont Liban central. Ce choix est lié : (i) à la richesse de ces deux vallées en phénomènes endokarstiques, ainsi qu'à la diversité de leurs formes et contenus ; (ii) à la bonne documentation en matière d'études géologiques et géomorphologiques sur cette région du Mont Liban et (iii) à l'histoire de l'occupation humaine depuis la Préhistoire jusqu'à la pression anthropique actuelle.

Notre travail se focalisera sur les réseaux endokarstiques sélectionnés dans chaque vallée : la grotte Kanaan et le réseau d'el Kassarat-Nabay dans la vallée d'Antélias ; le réseau de Jeita et la grotte de Qashqoush dans la vallée du Nahr el Kalb.

Cette problématique vise d'abord à reconstituer la morphogenèse de ces cavités. L'étude endokarstique repose sur : (i) une approche cartographique des systèmes souterrains étudiés pour replacer les différents objets d'étude dans leur contexte spatial, morphogénique et chronologique et (ii) l'étude des dépôts souterrains (détritiques et carbonatés), afin d'appréhender les changements environnementaux de cette région liés aux variations climatiques et aux occupations humaines.

Le deuxième objectif de la thèse s'inscrit dans la reconstitution morphogénique des vallées karstiques littorales. Cette reconstitution s'appuie sur les données paléogéographiques contenues dans les grottes Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita. La définition des étapes morphogéniques des deux vallées a permis de poser le cadre paléogéographique des principaux systèmes karstiques dépendant de la Méditerranée (systèmes de Jeita et d'Antélias) et de s'interroger sur les événements géologiques et géomorphologiques qui sont à l'origine de leur évolution et leur structuration.

Le troisième objectif de notre recherche doctorale est de démontrer que le karst, quand il s'inscrit dans une démarche méthodologique, permet de mettre en avant des données inédites pour le Liban. L'approche méthodologique proposée dans cette recherche est inspirée des travaux effectués sur des sites endokarstiques en Europe (Delannoy J.J., 1981, 1997 ; Quinif Y., 1983 ; Maire R., 1990 ; Audra P., 1994 ; Delannoy J.J., 1997 ; Vanara N., 2000 ; Bruxelles L., 2001 ; Hausselman P., 2002 ; Camus H., 2003 ; Jaillet S., 2005). Elle permet une lecture évolutive du karst dans son ensemble : au

niveau de la formation des réseaux souterrains en replaçant les formes et les dépôts étudiés dans leur ensemble endokarstique et, à partir de là, en insérant la cavité dans son contexte karstique et géomorphologique. Cet exercice a permis de compléter notre réflexion sur la place de l'endokarst dans son système karstique, à travers sa relation avec l'exokarst et ses apports informationnels dans la reconstitution de la morphogenèse des vallées karstiques et des paléoenvironnements. L'usage et la vérification de cette approche dans un contexte différent des karsts européens constituent un apport méthodologique efficace dans l'enseignement morphogénique et paléoenvironnemental au Liban.

En fonction de ces objectifs de notre recherche doctorale, le plan suivant, articulé en quatre parties, a été adopté :

Partie I : Celle-ci débute par une présentation générale des traits topographiques, géologiques et karstiques du Mont Liban (Chapitre 1). Cette description physique du Mont Liban est suivie d'un état des lieux des études de géomorphologie karstique menées dans cette région, afin de situer notre travail par rapport à ce qui a été déjà réalisé. Dans un second temps, nous posons la problématique de notre recherche doctorale et son intérêt vis-à-vis des études paléogéographiques et paléoenvironnementales au Liban. Sont ensuite définis les sites d'études (vallées d'Antélias et de Nahr el Kalb), ainsi que les réseaux spéléologiques retenus et jugés pertinents pour notre recherche. Le deuxième chapitre dresse un état de l'art quant aux recherches menées sur les archives karstiques. Après quelques rappels sur le cadre conceptuel du karst comme géosystème à part entière, les différentes mémoires karstiques sont développées, tout en rappelant les grands principes de leurs fonctionnements, afin d'en faire ressortir leurs valeurs informationnelles et leurs complémentarités. Enfin, nous positionnons notre approche du karst, tout en insistant sur la relation entre l'endokarst et les vallées karstiques.

Le troisième chapitre est centré sur la méthodologie mise en œuvre pour notre recherche. Cette approche est basée sur une démarche globale qui mobilise différentes méthodes et techniques d'investigation. La chaîne opératoire commence par la visualisation et l'analyse du réseau endokarstique *via* la cartographie géomorphologique, qui est ensuite complétée par d'autres modes d'acquisition des données (sections et coupes habillées, modèle 3D). Le principe de chaque méthode d'acquisition des données et/ou de mesures est expliqué, tout en insistant sur l'application multi-scalaire de ces différentes méthodes suivant une chaîne opératoire où l'apport de chaque technique est complété par celui d'une autre.

Partie II : Cette partie est centrée sur la vallée d'Antélias, ses morphologies karstiques, ainsi que sur les études sur les grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay.

Dans le premier chapitre, le cadre géologique et topographique du bassin-versant du Nahr Antélias est abordé. Un bref aperçu des études hydrogéologiques est également entamé, afin de montrer l'ampleur de l'étendue de la surface d'alimentation du Fouar Antélias, exurgence karstique principale alimentant le fleuve, par rapport à celle du réseau hydrographique d'Antélias. Dès lors, des questionnements d'ordre morphogénétique sur la structuration endokarstique nous ont interpellés dans le choix des sites endokarstiques jugés pertinents pour une étude morphogénique de la vallée. Notre choix s'est limité à la grotte Kanaan et au réseau de Mgharet el Kassarat-Nabay.

Le deuxième chapitre concerne l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet Kanaan. L'étude de ce site s'est basée essentiellement sur la cartographie géomorphologique détaillée de la cavité et

l'étude sédimentologique des dépôts. De nouvelles techniques ont été également appliquées pour affiner les étapes spéléogéniques de Mgharet Kanaan. Ces techniques englobent l'étude des microformes de creusement par l'imagerie 3D et la carte de profondeurs des dépôts par la technique sismique H/V. Mis en œuvre, ces moyens ont permis une analyse emboîtée entre les morphologies de creusement et les dépôts endokarstiques, afin de reconstituer l'histoire de la cavité, tout en la replaçant dans son contexte géomorphologique contrôlé par des facteurs extérieurs (géologiques, eustatiques, environnementaux).

Le troisième chapitre se concentre sur l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet el Kassarat-Nabay. Une étude spéléogénique est d'abord menée dans la salle « de Jonction », principal site d'étude du réseau. Elle est ensuite complétée par une observation générale du canyon endokarstique et de la galerie « des Présidents », afin de proposer une lecture spéléogénique complète du réseau. Dans la seconde partie de ce chapitre, une analyse sédimentaire à haute résolution est proposée dans la salle « de Jonction » qui comprend un important remplissage lié à un piégeage sédimentaire. L'approche cartographique, couplée à l'analyse sédimentaire des dépôts, permet de caractériser le fonctionnement de ce piège à sédiments et de définir les étapes de réorganisation des écoulements souterrains en réponse au blocage spéléomorphologique.

Partie III : Construite sur un mode très proche de la partie précédente, elle est centrée sur la vallée de Nahr el Kalb comme le deuxième site d'étude choisi dans le cadre de notre recherche. Il traite également des études spéléogéniques et sédimentaires menée sur la grotte de Jeita.

Le premier chapitre décrit d'abord les principaux traits topographiques, géologiques et karstiques de la vallée. Un aperçu détaillé des quelques témoins morphogéniques de surface est abordé et une carte géomorphologique de surface est élaborée, afin de situer toutes les morphologies exo- et endokarstiques dans cette vallée. Ensuite, un descriptif détaillé est proposé pour les deux cavités retenues pour notre étude : le réseau de Jeita et la grotte de Qashqoush. Vu l'immensité du réseau étagé de Jeita, des sites d'études principaux et secondaires ont été retenus. Les sites principaux des galeries supérieures sont la grande *Salle de l'Effondrement* et la *Galerie des soutirages*. Un site secondaire (la *Galerie du Pilier*) est également retenu. La galerie inférieure de Jeita est également prise en compte dans notre étude. Les sites principaux sont *l'Entrée Aménagée de la Rivière* et le *Petit Effondrement*. La *Salle du Chaos* et la *Rivière Cachée* à l'amont du réseau sont sélectionnées comme sites secondaires.

Le deuxième chapitre traite de l'apport spéléogénique et sédimentaire de la grotte de Jeita. En premier, une lecture spéléogénique des sites de la galerie supérieure est proposée, en s'appuyant sur l'analyse de la cartographie géomorphologique. Une étude sédimentaire des dépôts détritiques de la *Galerie des Soutirages* est également mise en œuvre (stratigraphie, granulométrie, spectrocolorimétrie, susceptibilité magnétique), afin de reconstituer les conditions hydrologiques qui ont précédé les remplissages. Une attention particulière a été portée aux deux zones-clés de la galerie inférieure: l'étude spéléogénique du *Petit Effondrement* et de *l'Entrée Aménagée* permet de proposer les étapes spéléogéniques de la galerie inférieure. De même, une étude géomorphologique de *l'Entrée Aménagée* a été réalisée en se basant sur l'analyse cartographique détaillée et des dépôts. Cette étude a permis de caractériser le fonctionnement de ce piège sédimentaire et de définir les étapes de réorganisation des écoulements souterrains en réponse à un blocage morphologique.

Partie IV : Elle synthétise les enseignements karstogéniques qui ont pu être dégagés des études respectives des grottes Kanaan, d'el Kassarat et de Jeita. Ces informations concernent l'identification des niveaux de karstification, liés à la reconnaissance de différents niveaux de zone noyée du karst, et la définition des zones (intervalle altitudinal) du système karstique, liées à une verticalisation du drainage souterrain. Ensuite, un aperçu de la relation entre le système karst et les vallées de la retombée occidentale du Mont Liban est développé, afin d'introduire des modèles morphogéniques proposés pour la vallée d'Antélias et de Nahr el Kalb et ceci à partir de l'évolution de l'endokarst. La reconstitution morphogénique des deux vallées est calée dans le contexte spatio-temporel géologique et des données existantes.

- P A R T I E I -

LE GEOSYSTEME KARSTIQUE: ETAT DE L'ART
ET APPLICATION AU KARST DU MONT LIBAN

INTRODUCTION

La partie I de la thèse, composée de trois chapitres, a pour objectif de présenter en quoi le Mont Liban est un objet d'étude pertinent pour travailler sur les reconstitutions paléogéographiques et les environnements passés des massifs péri-méditerranéens. Dans le chapitre 1, cette partie expose les traits topographiques, géologiques et karstiques du relief. Cette description est suivie d'un état des lieux des travaux en géomorphologie karstique menés sur cette région, afin de situer notre étude par rapport à ce qui a été déjà réalisé. Dans un second temps, nous posons la problématique de notre recherche doctorale et son intérêt vis-à-vis des études paléogéographiques et paléoenvironnementales au Liban.

Deux vallées karstiques ont été retenues dans notre recherche doctorale : la vallée d'Antélias et celle de Nahr el Kalb. Une étude préliminaire des réseaux endokarstiques dans chaque vallée a permis de cerner les sites-clés jugés pertinents pour notre recherche :

- la grotte Kanaan et le réseau d'el Kassarat-Nabay dans la vallée d'Antélias.
- le réseau de Jeita dans la vallée de Nahr el Kalb.

Dans le deuxième chapitre, un état de l'art des recherches menées sur les archives karstiques est proposé. Nous aborderons, dans un premier temps, les fondements de notre démarche basés sur l'adaptabilité du karst à son environnement et sur sa capacité à générer des mémoires. Celles-ci seront décrites, tout en rappelant les grands principes de leurs fonctionnements, afin de faire ressortir leurs valeurs informationnelles et leurs complémentarités. Dans un second temps, les notions de la systématique appliquées au karst seront développées. Cette approche, qui constitue le cadre conceptuel de notre recherche, permettra de valoriser le karst comme « *une* » archive naturelle et situera la place de l'endokarst, forme karstique choisie dans ce système. Enfin, notre approche du karst sera positionnée sur la relation entre l'endokarst et les vallées karstiques.

Le troisième chapitre sera centré sur la méthodologie mise en œuvre pour notre recherche. Cette approche est basée sur une démarche globale qui mobilise différentes méthodes et techniques d'investigation. Dans un premier temps, les techniques d'investigation qui permettent de reconstituer l'histoire de la cavité (spéléogénèse) sont développées. La première méthode comprend la visualisation et l'analyse du réseau endokarstique *via* la cartographie géomorphologique. Elle est ensuite complétée par d'autres modes d'acquisition des données, tels que les levés des sections, les coupes géomorphologiques et le modèle 3D. Une nouvelle méthode complémentaire aux deux premières est appliquée dans notre recherche : la visualisation du remplissage de la cavité par la cartographie de profondeur qui permet de reconstituer la section enfouie du conduit.

Dans un deuxième temps, les méthodes qui conduisent à la reconstitution de l'histoire des sédiments (sédimentogénèse) de la cavité sont décrites : la granulométrie, la morphoscopie et la morphométrie des particules, la spectrorimétrie et la susceptibilité magnétique. Le principe de chaque méthode d'acquisition des données et/ou de mesures est expliqué, tout en insistant sur l'application multi-scalaire de ces différentes méthodes. L'analyse croisée de la sédimentogénèse et de la spéléogénèse permet ici de poser les premiers jalons de l'histoire de la structuration du karst dans lequel la cavité a évolué (karstogénèse).

Dans un troisième temps, sera développée l'approche paléogéographique basée sur un croisement entre karstogenèse (et son apport informationnel) et la morphogenèse. Les méthodes d'observation (coupes et carte géomorphologique de surface) s'opèrent à des échelles plus larges, faisant ainsi appel à la lecture de la géologie et de la géomorphologie régionales, afin de reconstituer les phases de creusement des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias dans le temps long.

CHAPITRE 1 - LE MONT LIBAN : UNE UNITE GEOGRAPHIQUE ORIGINALE

INTRODUCTION

Le Liban se caractérise au sein de la région de la Méditerranée orientale par sa diversité climatique et son organisation topographique particulière. Entre un cordon littoral étroit et une chaîne de montagne se jetant dans la mer, des vallées et canyons parallèles creusés en direction de la Méditerranée sculptent le paysage. Cette originalité géographique est le résultat d'un long processus d'évolution géologique, alterné de périodes d'érosion marquées par le creusement des vallées et l'abrasion des couches litho-stratigraphiques. Ces caractéristiques font que le Liban possède, sur un espace relativement réduit, une grande diversité de phénomènes géomorphologiques hérités des processus géologiques et environnementaux.

Afin de mieux appréhender l'histoire paléogéographique du Liban, plus particulièrement celle du Mont Liban, un essai de reconstitution morphogénique est à développer selon une nouvelle archive naturelle pertinente. Dans un contexte où les témoins géomorphologiques extérieurs sont rares pour des causes géologiques, topographiques et anthropiques, notre choix s'est tourné vers le géosystème karstique, vu sa capacité à s'adapter à son environnement et à conserver sous terre des témoins morphogéniques utiles pour notre recherche. La prépondérance des terrains carbonatés constituant plus de 60 % du territoire libanais et la distribution géographique de son karst permettent de disposer d'un *continuum* exceptionnel d'informations géographiques et environnementales, depuis le littoral jusqu'au sommet du domaine montagnard. Cette grande diversité de phénomènes karstiques a pour principale incidence de pouvoir offrir un large spectre d'informations géographiques et environnementales inscrites dans les archives karstiques. Ces archives se situent, à la fois, dans les morphologies des réseaux souterrains et dans les formations des cavités.

Ce chapitre propose, dans sa première partie, une description des éléments qui font la diversité et l'originalité de ce géosystème, à savoir : les caractéristiques litho-stratigraphiques, les particularités topographiques du Mont Liban, ainsi que les paysages karstiques et leur diversité.

Dans la deuxième partie, un état des lieux des études karstiques est développé pour dresser un bilan de la recherche sur la géomorphologie karstique et situer notre étude par rapport à ce qui a été déjà effectué.

Enfin, la dernière partie de ce chapitre développe le choix des sites d'études retenus dans le cadre de cette recherche et une brève description des réseaux spéléologiques jugés pertinents pour notre problématique d'étude.

I- UN CONTINUUM GEOLOGIQUE ET SPATIAL

Situé à l'est de la Méditerranée et sur le rebord de la plaque arabo-africaine, le Mont Liban est une structure géologique résultant de divers accidents tectoniques le long de la faille du Levant, allant de la mer Rouge jusqu'aux chaînes montagneuses du Taurus, en Turquie (*Figure 1.1.*). Plus haute chaîne du Moyen-Orient, ce massif se caractérise également par sa proximité extrême de la mer et joue le rôle de barrière climatique et géomorphologique entre la région Levantine et celle des plateaux intérieurs de la Mésopotamie.



Figure 1.1. Localisation du Liban dans le bassin méditerranéen. (Source : Google EARTH, Image IBCAO, Datio CIO, NOAA, US navy, NGA, GEBCO. © 2013 CNES, SPOT image. Image © 2013 TerraMetrics)

Le Mont Liban, une des structures les plus marquantes du relief libanais, est assimilé à un massif montagneux trapu et orienté NNE–SSW (Hakim B., 1985). Il est formé de plateaux irréguliers culminant vers 3.088 m d'altitude (*Figure 1.2.*). Sa formation originale dépend des facteurs géographiques et géologiques, engendrant ainsi des formes et formations géomorphologiques de surface et souterraines particulières.

Dans cette partie, une rapide description de l'orogénèse du relief libanais est abordée, afin de poser les premières interrogations sur le creusement des vallées littorales du Mont Liban. Ensuite, une description de la lithostratigraphie et de la topographie du Mont Liban est exposée, pour relever les contraintes liées à la préservation des témoins de surface dans le cadre d'une étude paléogéographique des vallées. Enfin, la richesse des formes exo- et endokarstiques est mise en avant, afin de montrer le potentiel informationnel du karst dans la cadre de notre recherche.



Figure 1.2. Le relief topographique du Liban. (© ASIA, Site : au pays des milles et une nuits)

1.1. UNE OROGENESE DU RELIEF ENCORE CONTESTEE

L'histoire géologique du massif montre une succession de périodes de transgression et de régression, accompagnées parfois de manifestations volcaniques successives (Dubertret L., 1945, 1954 ; Walley C.D., 1988, 1998). La majeure partie du Mont Liban est composée d'affleurements carbonatés. La série débute par les assises du Jurassique inférieur et moyen et se termine par les terrains carbonatés du Cénomaniens-Turonien.

C'est au cours des phases récentes de régression et de transgression eustatique (dès le Burdigalien, soit ~20 Ma) que le relief du Mont Liban commence à se structurer. Cette histoire tectonique comprend différentes phases majeures d'émersion du massif montagneux (cycles orogéniques), auxquelles on associe des cycles d'érosion du relief. Plusieurs auteurs ont contribué à la description des cycles de genèse de ce massif, à savoir L. Dubertret (1945, 1954), E. de Vaumas (1954), Z.R. Beydoun (1976), C.D. Walley (1997). L'histoire géologique du Liban (Figure 1.3.) se caractérise par quatre cycles d'érosion qui correspondent aux grandes phases d'émersion ou de surrection. Ils se résument par les étapes suivantes :

- Premier cycle d'érosion : phase embryonnaire se situant au Jurassique supérieur, accompagnée d'un volcanisme qui persiste jusqu'à l'Albien. De nombreuses failles transversales correspondent à cette phase.
- Deuxième cycle d'érosion : phase orogénique à la fin du Crétacé et au début du Paléogène.
- Troisième cycle d'érosion : orogénèse majeure à la fin du Paléogène qui donne à la région du Mont Liban l'essentiel de sa structure actuelle. Cette phase est responsable des grands accidents

longitudinaux N-S. Elle provoque le rejeu des failles transverses du Jurassique qui se calquent sur les couches postérieures. Cette phase de surrection serait intervenue à la fin de l'Éocène moyen au Mont Liban et à la fin de l'Oligocène dans la Damascène.

- Quatrième cycle d'érosion : des mouvements de réajustements tectoniques au Miocène moyen et au Pliocène sont accompagnés d'une activité volcanique intense autour des grands massifs. L'activité volcanique et orogénique persiste durant le Quaternaire. Le mouvement orogénique global soulève la région, à tel point que les rivages de transgression « pré-Günz » sont portés jusqu'à plus de 300 m d'altitude (Sanlaville P., 1977).

Les théories des cycles d'orogénèse du Mont Liban ont été revisités récemment par A. Elias (2006), dans la mesure où l'orogénèse majeure (troisième cycle d'érosion) ne remonterait pas à l'Oligocène (20 millions d'années). Le Mont Liban aurait acquis sa structure actuelle vers le Mio-Pliocène (10-7 millions d'années).

Ce descriptif des cycles orogéniques du relief permet de poser les premières interrogations sur la formation des vallées littorales : plusieurs auteurs attribuent à chaque épisode orogénique du relief une phase de karstification et d'érosion (Hakim B., 1985 ; Nader F.H., 2011). La karstification dépendant en grande partie des gradients hydrauliques créés par l'incision des cours d'eau, il importe que les périodes d'orogénèse ou de glyptogénèse soient précisées au mieux. Les recherches géologiques et géomorphologiques au Liban (Beydoun Z.R., 1976 ; Sanlaville P., 1977) montrent que le creusement des vallées ne remonterait pas au delà de la troisième phase d'émersion. Selon Z.R. Beydoun (1976), l'érosion du relief du Mont Liban est déjà entamée depuis l'Oligocène (23 Ma) et la mise en place des premiers systèmes de drainage de surface aboutit à l'érosion des couches du Paléogène supérieur (Oligocène) ; ces mêmes systèmes de drainage de surface creusent les premières vallées du Mont Liban. P. Sanlaville (1977) donne plus de précisions dans l'histoire du creusement des vallées : les observations géomorphologiques montrent que les plus anciens conglomérats fluviaux remontent au Pontien (fin Miocène). Ces dépôts retrouvés le long des fleuves Abou Aali, el Bâred et el Aasfour et dans le synclinal de Koura-Zgharta (Dubertret L., 1951b ; 1955) sont les plus anciens dépôts de surface qui témoignent d'un creusement fluvial le long du flanc occidental du Mont-Liban.

Quelques études sur le creusement des vallées (Hakim B., 1975 ; Bou Jaoudeh I., 1999) proposent des essais de reconstitution du creusement des vallées littorales, sans pour autant détailler les phases successives de leur encaissement : la disposition abrupte du relief des vallées a empêché la préservation des témoins de creusement ou de stationnement des talwegs des vallées. Ces études se sont alors contentées d'associer les rares morphologies de surfaces (terrasses fluviales) à l'analyse géologique du dispositif litho-stratigraphique pour proposer des stades de creusement insérés dans l'histoire géologique et tectonique du Mont Liban.

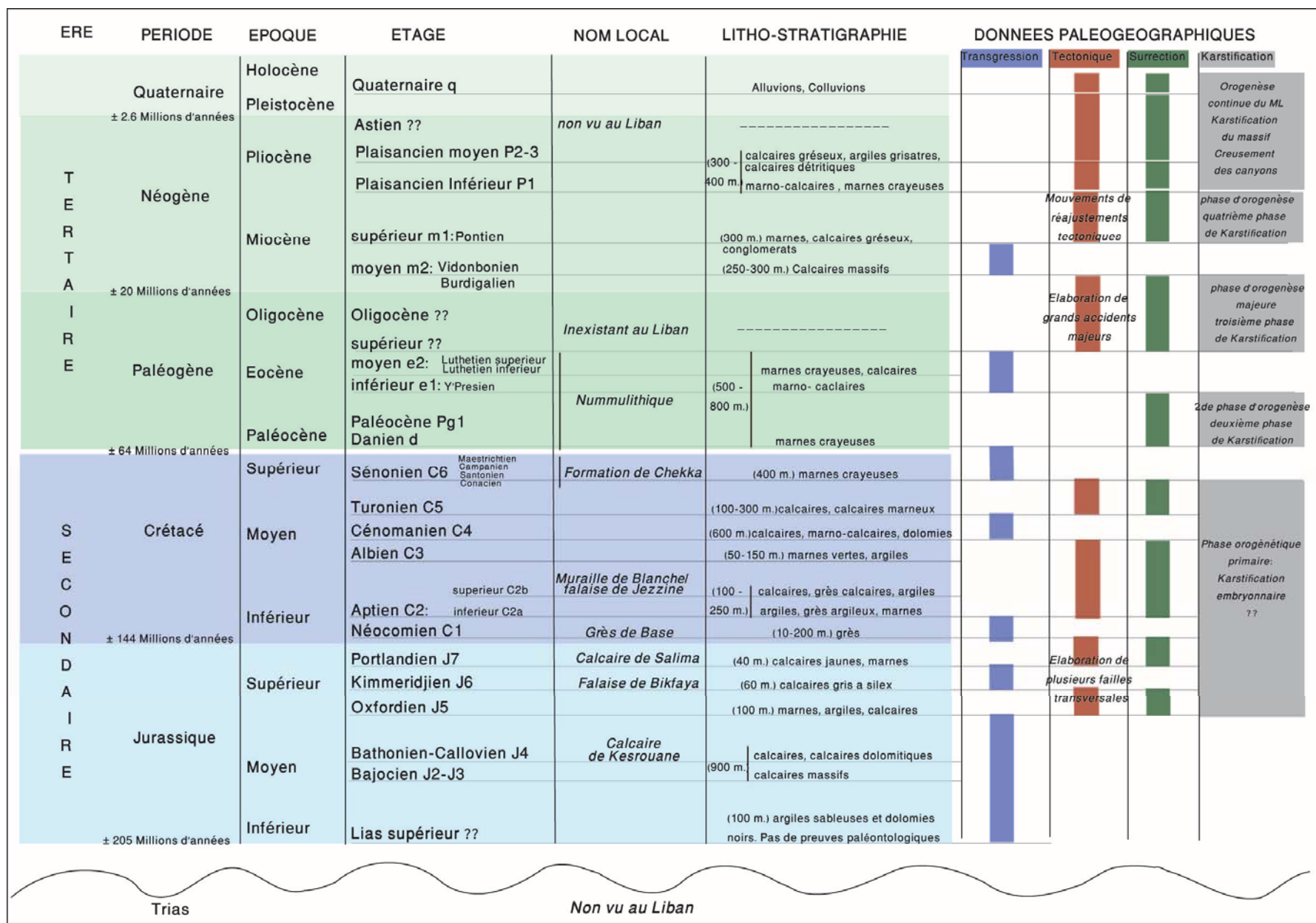


Figure 1.3. Synthèse géologique et paléogéographique de la genèse du Mont Liban (d'après Dubertret L., Hakim B, Walley C.D.)

Dans le cas du Mont Liban, bien que 26 cours d'eau incisent son flanc occidental, les études morphogéniques sont encore rares et ne permettent pas de poser des jalons solides dans la reconstitution paléogéographique des vallées littorales, du fait de la rareté des témoins de surface. Comment alors relater l'histoire morphogénique de ces vallées avec un contexte aussi contraignant d'un point de vue topographique ? Quelle est l'archive naturelle pertinente qui permet de pallier cette contrainte pour pouvoir proposer une reconstitution morphogénique plus détaillée des vallées littorales du Mont Liban ?

1.2. LE DISPOSITIF LITHO-STRUCTURAL

La structure du Mont Liban est assimilée à un horst (*Figure 1.4.*) limité à l'ouest, par une flexure (la flexure occidentale du Mont Liban) et à l'est, par la grande faille libano-syrienne rapportée à l'Eocène (Dubertret L. et *al.*, 1955).

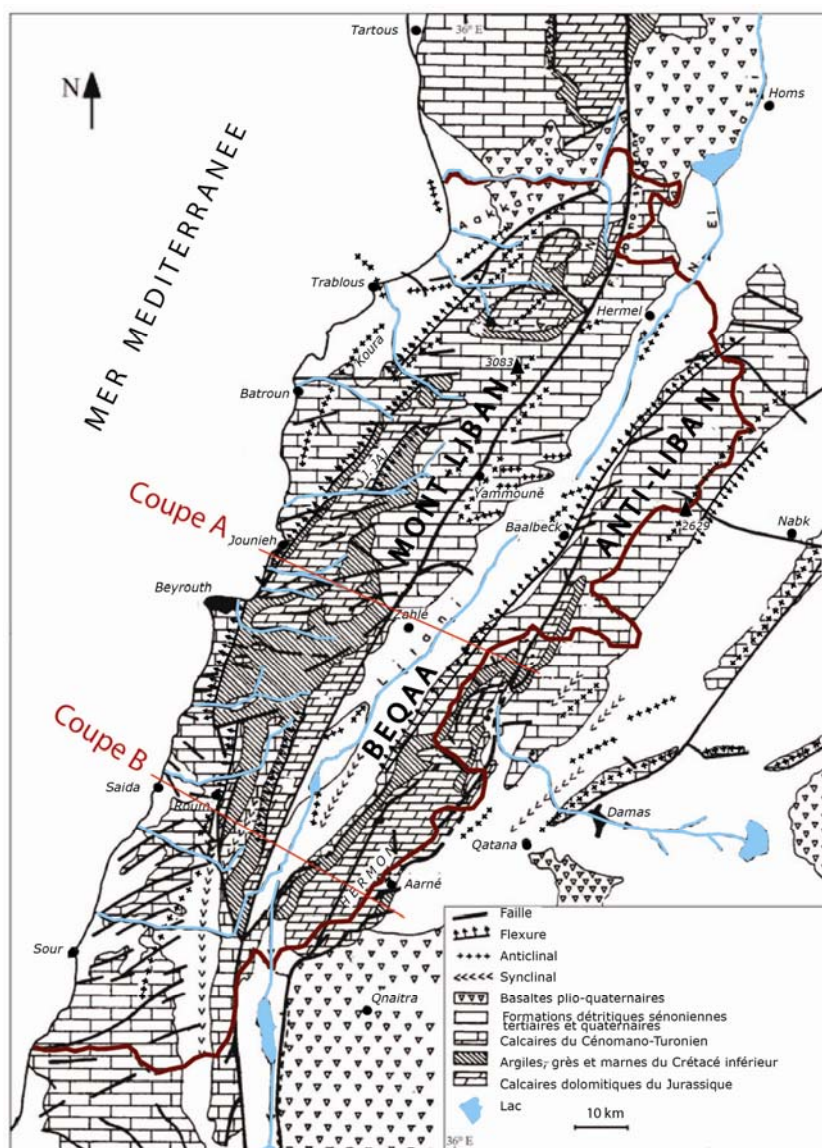


Figure 1.4. Carte litho-stratigraphique du Liban (Modifiée d'après Hakim B., 1985).

Ce horst est divisé en deux compartiments par un système de failles transverses qui passe à l'est de Beyrouth. La partie septentrionale est tectoniquement la plus haute, le compartiment sud se compose de la demi-voûte anticlinale du Bâroûk-Nîha avec sa retombée occidentale (*Figure 1.5.*).

Dans le secteur central du Mont Liban, la flexure occidentale de direction SSW-NNE s'éloigne très peu de la mer entre Beyrouth et Ghazîr, engendrant un relief montagneux plongeant dans la Méditerranée. Dans le secteur nord du massif, la région, située entre la flexure et la mer (*Figure 1.5.*) et qui correspond à des terrains crétacés et cénozoïques, est séparée de la mer par une vaste étendue de couches crétacées et cénozoïques. Au nord du Mont Liban, elle rejoint la faille de Yammoûné, faille libano-syrienne qui fait partie du système de la faille du Levant. La flexure est une structure omniprésente le long du massif. Elle est à l'origine des retombées abruptes du flanc occidental de la montagne qui rejoignent la Méditerranée toute proche.

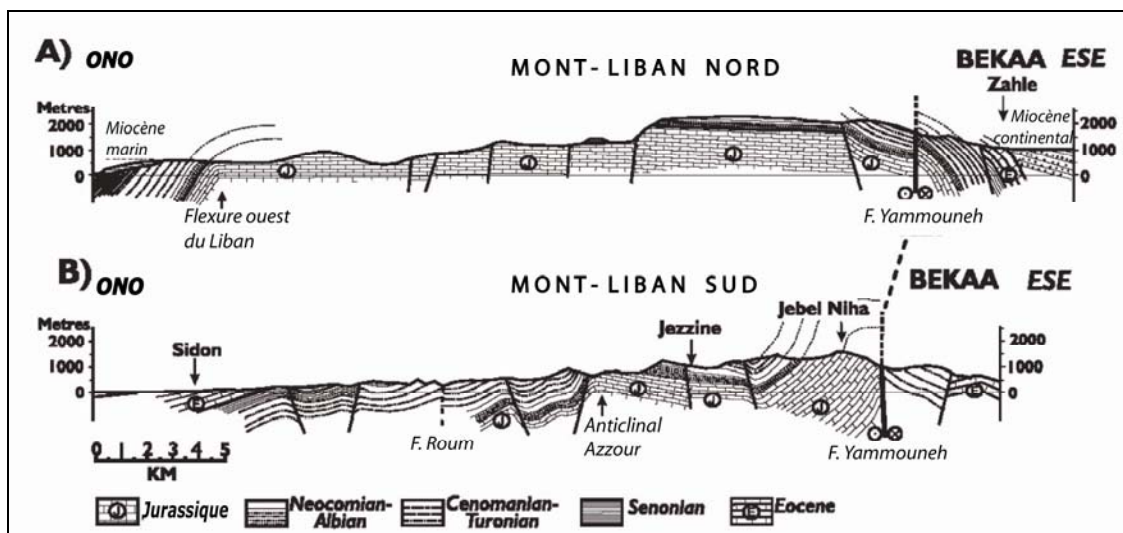


Figure 1.5. Coupes géologiques du Mont Liban nord et sud (In Walley C.D., 1998).

Le résultat de cette structure tectonique se manifeste dans la disposition des terrains géologiques. Toutes les couches allant du Jurassique au Paléogène y sont fortement redressées.

En ce qui concerne les terrains crétacés qui reposent sur le Jurassique, ils sont sub-horizontaux dans le domaine des hauts plateaux. A l'ouest de la flexure du Mont Liban, les couches crétacées et tertiaires s'inclinent vers le domaine littoral, se plissent par endroits et passent sous les eaux de la Méditerranée. Elles participent ainsi à l'alimentation des sources sous-marines et littorales, telles que les sources de Chekka, Rachiine (Kareh R., 1967 ; El-Hajj A., 2005) vers le nord et quelques autres au large de Ghazîr, de Nahr el Kalb et du promontoire de la baie Saint-Georges.



Figure 1.6. La flexure occidentale du Mont Liban redresse les couches jurassiques et crétacées. Un regard sur les couches fortement redressées sur le flanc nord de Nahr el Kalb, à 4 km de la côte (Cliché C. Nehme).

Le Mont Liban montre une continuité lithographique à dominante calcaire depuis le littoral jusqu'aux crêtes du massif (assises jurassiques et crétacées). Les dépôts tertiaires sont localisés, pour leur part, essentiellement le long du littoral (Beyrouth, Nahr el Kalb, Chekka, Koura...).

Il est intéressant de relever que cette structure monolithique à dominante calcaire n'a pas engendré une diversité topographique. Elle se caractérise, du Nord au Sud, par une série monotone de vallées littorales (Nahr el Fidâr, Nahr Ghazîr, Nahr ej Jaouz, Nahr Antélias...) creusées depuis les hauts plateaux cénomaniens jusqu'à la Méditerranée, en coulant à travers les terrains jurassiques.

1.3. PARTICULARITES TOPOGRAPHIQUES

Le relief du Mont Liban, aussi monotone soit-il, présente des unités de reliefs que l'on peut distinguer, depuis le littoral jusqu'aux hauts plateaux cénomaniens.

Le Mont Liban pourrait être divisé en quatre ensembles topographiques :

- la haute montagne, à plus de 1600 m d'altitude, composée d'une suite de crêtes et de hauts plateaux calcaires, constitués de calcaires marneux du Cénomanien ;
- la moyenne montagne, entre 900 et 1600 m d'altitude, caractérisée par des reliefs doux agencés dans les terrains meubles du Crétacé inférieur ;
- la basse montagne, entre 300 et 900 m d'altitude, correspondant à un plateau calcaire incliné vers l'ouest ;
- le quatrième ensemble est au cœur de notre champ d'étude : il s'agit du domaine montagnard côtier qui s'élève jusqu'à 300 m d'altitude et se présente en un relief à buttes et replats. Ces reliefs correspondent à l'escarpement bordier du massif, correspondant lui-même au tracé de la grande flexure occidentale du Mont Liban. Cette zone présente un contact topographique très net entre le massif montagnard et le littoral. La plaine littorale est formée de matériel quaternaire acheminé par les fleuves et déposé à leur embouchure, au pied du massif. Les cônes

de déjection ainsi formés ont fini par se rejoindre pour former une plaine littorale de 4 km de largeur, comme au promontoire de la baie Saint-Georges, au nord de Beyrouth.



Figure 1.7. Le replat de Deir Mar Youssef situé sur le flanc sud de Nahr el Kalb, à 153 m d'altitude. Ces replats correspondent à des surfaces d'aplanissements. L'anthropisation du massif perturbe ces surfaces d'érosion marine, rendant ainsi plus difficile la lecture morphogénique du paysage (Cliché C. Nehme).

Dans ce dernier ensemble topographique, une suite de replats sub-horizontaux a été identifiée par P.Sanlaville (1977). S'élevant jusqu'à 300 m d'altitude, ils correspondent à des surfaces d'abrasion marines. Les hauts replats, dépourvus de dépôts, sont actuellement occupés par une urbanisation envahissante (Figure 1.7.).

Une dernière particularité à relever est celle des vallées littorales qui sculptent le paysage montagnard (Figure 1.8.). Elles se présentent sous forme de gorges encaissées pouvant atteindre 1.000 m de dénivelé comme à Nahr Ibrâhîm. Ce paysage répétitif le long de la chaîne du Mont Liban témoigne d'un encaissement des vallées étroites. Les vallées à flancs raides marquent une topographie tout aussi contraignante pour la conservation de terrasses ou des dépôts fluviaux, qui auraient pu nous renseigner sur les stades de stationnement des fleuves au cours de l'histoire du creusement de ces vallées.

Les témoins morphogéniques fluviaux et/ou marins sont rares, pour ne pas dire totalement absents du paysage extérieur, ceci étant dû à des contraintes liées à la topographie, à la structure géologique et, surtout, à l'anthropisation.

Du fait des contraintes topographiques et géologiques du Mont Liban, nous avons recherché une archive naturelle qui puisse répondre à notre objectif de reconstitution paléogéographique et morphogénique. Notre choix s'est porté sur les formes morphologiques de creusement à l'intérieur du massif karstique ou l'ensemble des formes endokarstiques pour les raisons suivantes :

- la concentration de cavités et de réseaux étagés à proximité des vallées.
- l'état de préservation des formes morphogéniques souterraines en lien avec la dynamique extérieure.
- la diversité de ces formes, couplées à des dépôts détritiques et carbonatés datables.



Figure 1.8. Véritable canyon karstique, la vallée de Nahr el Kalb peut atteindre jusqu'à 400 m de dénivelé aux environs de la grotte de Jeita (Cliché C. Nehme).

1.4. LA DIVERSITE DU PAYSAGE KARSTIQUE

Les événements géologiques et climatiques se sont inscrits dans le relief par une diversité de formes et de formations karstiques, tant en surface qu'en profondeur.

Au premier abord, on relève trois grands ensembles morphokarstiques : (i) les dolines nivales au-dessus de 1.600 m d'altitude ; (ii) les paysages dominés par différentes générations de lapiés (du crypto-karst aux lapiés aiguisés actuels) entre 600 et 1.600 m d'altitude ; (iii) les « canyons » karstiques qui relient les hauts plateaux du Mont Liban au littoral.

Le premier ensemble se caractérise par de vastes champs de dolines nivo-karstiques qui se développent sur l'ensemble des plateaux cénomaniens du Mont Liban. Souvent alignées sur la fracturation, ces dolines, puits à neige et gouffres pouvant atteindre 100 m de profondeur sont des points d'alimentation préférentiels du karst cénomanien de haute montagne.

Le deuxième ensemble est caractérisé par la forte densité et diversité des lapiés (*Figure 1.9., photo de gauche*). Ceux-ci sont bien conservés dans les assises jurassiques. Sculptés dans des roches calcaires pures et dolomitiques, leurs formes varient des simples rainures, empreintes de pas, rigoles, aux tourelles et reliefs résiduels très hauts, dépassant parfois 20 m de hauteur. Les premiers se sont agencés à l'air libre par dissolution directe due aux eaux météoriques, alors que les seconds résultent d'une évolution plus ancienne sous couverture gréseuse par crypto-corrosion (Hakim B., 1975 ; Lamouroux M., 1972). La genèse de ces derniers s'est étalée sur plusieurs phases de karstification qui auraient débuté au Jurassique moyen. Ces formes constituent, comme les dolines nivo-karstiques, des points d'alimentation préférentiels des écoulements souterrains dans les assises jurassiques du massif.



Figure 1.9. a) Lapiez dans le Jurassique de la vallée du N. el Fidâr., b) gouffre de Bâlouâa Baatâra dans les hauts plateaux de Tannoûrîne (Clichés C. Nehme (photo de gauche), S. Caillot (photo de droite)).

Le troisième ensemble, les vallées karstiques, est une des rares morphologies du Mont Liban qui relie la montagne au littoral. C'est en quoi elles sont un élément principal du paysage actuel, un des principaux moteurs de la glyptogenèse du Mont Liban qui a affecté les assises jurassiques et crétacées du massif.

Les 26 fleuves du Mont Liban coulent perpendiculairement à l'orientation générale du massif et parallèlement l'un à l'autre, sans se rejoindre. Il est intéressant de relever que les vallées commencent leur creusement autour de 1700 m d'altitude (Nahr Abou Aali) et à une distance du littoral dépassant rarement les 30 km (11 km pour Nahr Antélias) dans le Mont Liban central. La proximité du niveau de base et l'efficacité de l'érosion régressive font que l'enfoncement de ces gorges est l'expression d'une compétence hydrologique importante dont il reste à définir les causes.

En amont des vallées encaissées proprement dites, on relève des séries de reculées karstiques alimentées par les hauts plateaux cénomaniens. Ces plateaux forment un bassin de réception des précipitations et les têtes de sources, en aval de ces bassins, jouent le rôle de centre de convergence des torrents (Sanlaville P., 1977) alimentant les fleuves (Figure 1.10.). Citons à titre d'exemple, le Nahr Ibrâhîm, alimenté par les sources de Rouaïs et d'Afqa, le Nahr Abou Aali, alimenté par l'exsurgence de la Qâdîcha, qui est une belle illustration de ces reculées karstiques.

Vers l'aval, les vallées s'encaissent profondément dans les assises calcaires. Il est intéressant de noter que les fleuves ne reçoivent aucun affluent, en dehors de ravins à profil très raide. L'essentiel de leur alimentation résulte d'exsurgences karstiques, comme par exemple les sources de Daïchouniyé, en aval du Nahr Beyrouth.



Figure 1.10. Le fleuve « Nahr el Kalb » en période de crue (Cliché C. Nehme).

Bien que peu visible dans le paysage des grands ensembles carbonatés du Mont Liban, un important karst souterrain se développe. Celui-ci a une double fonction patrimoniale : (i) il est à l'origine des plus importantes sources du Liban ; (ii) il contient des archives permettant de reconstituer la morphogenèse du Mont Liban. Les cavités, très nombreuses, se concentrent dans les massifs cénomaniens et jurassiques. La quasi-absence de niveaux imperméables au sein de ces massifs et l'indigence en grands accidents barrants sont à l'origine de systèmes souterrains ayant d'importants dénivelés et développements. Plus de 576 grottes, gouffres et sources ont été inventoriés dans le Mont Liban (Figure 1.11.), dont la majorité se développe à proximité des canyons et sur les hauts plateaux cénomaniens.

Plusieurs familles de cavités caractérisent l'endokarst du Liban. Nous distinguons sur les hauts plateaux des puits à neiges pouvant atteindre 200 m de profondeur (Figure 1.9., photo de droite). On relève ensuite la présence de gouffres dont le plus profond est celui de Faouâr Dâra (622 m de profondeur). 452 cavités de type « gouffre » ont été répertoriées par le S.C.L.¹ (Hakim B., 1985), l'A.L.E.S.² (Abdul-Nour H., 2004) et le G.E.R.S.L.³. Les gouffres de Faouâr Dâra (-622 m) et de Qattine Azar (-515 m), qui se développent dans le Jurassique en amont du bassin-versant du Nahr Beyrouth, témoignent de la verticalisation des écoulements endokarstiques.

On distingue, par ailleurs, les cavités actives qui alimentent des sources karstiques. Les exemples sont nombreux : les grottes de Rouaïs (5,4 km), d'Afqa (5.250 m), de Qâdîcha (505 m), de Jeita (10,05 km) ou de Mabaage (440 m). Ces cavités actives sont drainées par des rivières souterraines issues des infiltrations dans la masse karstique. Elles constituent l'une des sources d'approvisionnement majeur des fleuves libanais. Actuellement, 64 cavités actives sont recensées et publiées par les spéléologues (Figure 1.11.).

Enfin, les cavités dites « fossiles », non drainées ou recoupées par les écoulements actuels, sont tout aussi présentes dans le paysage. Jalonnant les flancs des vallées karstiques, elles se trouvent, le plus

¹ Spéléo Club du Liban

² Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques

³ Groupe d'Etudes et de Recherches Spéléologiques Libanais

souvent, perchées par rapport au niveau des talwegs des vallées. Ces cavités, au développement moyen, sont souvent riches en formes et formations carbonatées et/ou clastiques. Ces formations endokarstiques sont une mine d'informations qui nous renseignent sur d'anciens stades de karstification (Delannoy J.J., 1997). Ces cavités constituent donc un jalon pour la reconstitution géomorphologique d'un relief karstique.

Le système karstique libanais, caractérisé par l'abondance des formes tant internes que de surface, doit cette richesse à l'histoire géologique de la région, ainsi qu'aux conditions climatiques dans l'alimentation en eaux météoritiques essentielles pour la karstogenèse. Celle-ci nécessite un écoulement de surface et une infiltration rapide au travers des fissures et diaclases. L'orogénèse du massif et les processus d'érosion, liés aux eaux d'infiltration et au drainage endokarstique de surface et souterrain, ont généré un karst qui a atteint son stade actuel de maturité. Les phases successives de karstification font des massifs du Mont Liban et de l'Anti-Liban, un karst évolué (Hakim B., 1985).

La description globale des particularités structurales, topographiques et karstiques du massif libanais nous a permis de mettre en avant les atouts du Mont Liban comme géosystème riche en formes et en formations exo- et endokarstiques. Ce massif karstique constitue un bel objet d'étude pour reconstituer l'évolution paléogéographique à partir des formes et formations endokarstiques. Reste à dresser l'état d'avancement de la recherche sur la géomorphologie karstique du Liban, afin de fixer les contours de notre recherche.

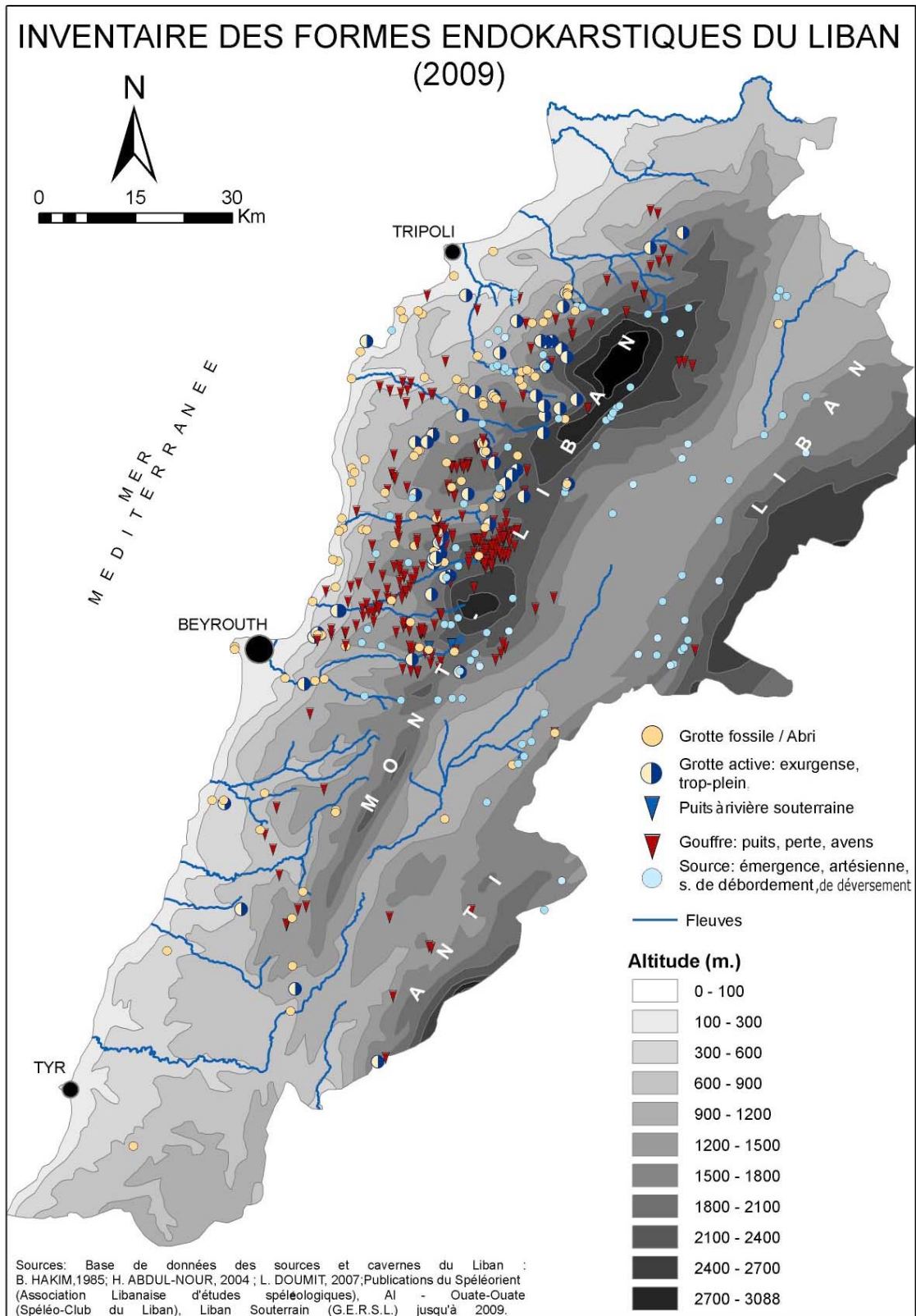


Figure 1.11. Inventaire des sites endokarstiques du Liban en 2009 (C. Nehme).

II- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE MONT LIBAN EN VUE D'UNE APPROCHE MORPHOGENIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE

Dans un premier temps, nous aborderons les concepts et les techniques pour étudier le karst en tant que vecteur de reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales. Dans un second lieu, un bilan décrit l'ensemble des études existantes sur le karst du Mont Liban. Au terme de cette double analyse, nous mettons en avant l'apport d'une recherche paléogéographique et paléoenvironnementale basée sur l'étude de l'endokarst.

2.1. LA KARSTOLOGIE, VECTEUR DE DONNEES GEOMORPHOLOGIQUES

Depuis le début du XX^e siècle, le karst a été l'objet de nombreuses recherches issues des écoles « Naturaliste » germano-slave et « Davisienne » de W.M. Davis. Traitées d'un point de vue descriptif, les morphologies karstiques sont définies et classées selon une typologie descriptive et nomenclatrice, par exemple, des lapiez, dolines, poljés. Cette contribution à la description des formes karstiques se poursuit tout au long du XX^e siècle, enrichissant ainsi la connaissance de ce type de milieu, comme science et discipline issue de la géomorphologie générale. Le concept de karstification apparaît, avec les interrogations autour des processus à l'origine de la mise en place de ces formes et formations. Les causes de leur variabilité sont abordées par différents auteurs : A. Civjic (1918, 1925, 1960), W.M. Davis (1930), E.A. Martel (1921), J. Corbel (1957), J. Nicod (1967). Les travaux sur les paramètres intervenant dans la karstification et sur ses différents aspects (exokarst, endokarst) constitueront une « base de données » descriptive qui regroupe un inventaire des formes et des formations, ainsi que les multiples approches proposées pour la compréhension des mécanismes de la karstification (Bertz J.H., 1942 ; Renault P., 1967 ; Dreybrot W., 1988).

Nous pouvons alors constater que les contributions des géomorphologues issues des deux écoles, « Naturaliste » et « Davisienne », ont permis de poser : *i)* les premières descriptions et les terminologies des formes karstiques de surface et souterraines ; *ii)* les premiers concepts de spéléogénèse émis par Martel et Davis sur la morphogénèse de quelques formes karstiques ; *iii)* la naissance de la spéléologie comme science et, plus précisément, de la spéléomorphologie comme discipline et branche de la géomorphologie karstique. Mais, malgré ces contributions, cette discipline reste encore à ses débuts, car l'observation du karst se limite à l'étude de quelques formes isolées de leur contexte. Il faut attendre les travaux descriptifs et analytiques sur les karsts régionaux en Europe (Chabot G., 1923 ; Birot P., 1966) et en Amérique du Nord (Davis W.M., 1930) qui ont permis d'élargir le champ d'observation sur le karst, de tester de nouvelles techniques et de décrire de nouvelles formes et processus qui sont à l'origine de leur formations.

C'est sur la base de ces vecteurs d'information qu'un nouveau concept prend forme à la fin des années 1970 avec J. Nicod : l'apport du climat dans le modelé karstique (Nicod J., 1972). Par la suite, une nouvelle approche, celle de la systémique, aborde le karst comme une unité de drainage fonctionnelle et évolutive en interaction avec son environnement (Mangin A., 1974 ; Bakalowicz M., 1975) et, dans les dernières décennies comme un système structurel, fonctionnel et évolutif qui s'adapte à son environnement (Quinif Y., 1983). Les morphologies karstiques ne sont plus alors étudiées de manière isolées, mais sont plutôt considérées comme des éléments en interaction et indissociables appartenant à

un système. Ces recherches, qui prennent en considération les facteurs géologiques, tectoniques et sédimentologiques (remplissages endokarstiques), ont permis de mieux lire le fonctionnement du karst à travers le concept de la systématique et de replacer ce système dans son environnement géologique (Delannoy J.J., 1981, 1983 ; Quinif Y., 1983).

Les nouveaux concepts introduits dans la géomorphologie karstique ont aidé au développement de nouvelles approches de lecture du karst, car elles permettent de différencier, d'une part, les méthodes d'analyse du mécanisme de karstification de l'étude de l'évolution d'un karst et, d'autre part, de les mettre en rapport avec des épisodes paléoclimatiques (Maire R., 1990), voire géologiques dans le cas des paléokarsts (James N.P. et al., 1988 ; Bosak P. et al., 1989). Dans cette perspective, l'analyse d'une karstification ne relève plus seulement d'un système fonctionnel, mais intègre l'évolution de ce dernier, conduisant à une mise en rapport de l'analyse des processus de karstification avec l'histoire des réseaux. Les morphologies karstiques et les remplissages deviennent, par conséquent, des indicateurs sensibles des paléogéographies et des paléoenvironnements.

Arrivant à une phase de maturité, la science de la karstologie est passée d'une phase descriptive et d'essai de mise en place d'une terminologie karstique, à une phase de conceptualisation de l'analyse morphogénétique et de la dynamique de fonctionnement du karst (Gèze B., 1985 ; Renault P., 1990b ; Maire R., 1995). A partir de concepts généraux déjà mis en place, le karst est devenu alors une entité naturelle qui enregistre les modifications paléogéographiques, dans le temps long du Quaternaire, et les changements environnementaux et climatiques, dans le temps court.

De nouvelles recherches depuis les années 1990 contribuent à la valorisation du karst comme vecteur d'information environnementale et climatique pour la reconstitution de l'évolution des massifs karstiques, durant le Quaternaire, et de celle des environnements, dans le temps récent. On citera, succinctement, quelques exemples.

Dans un premier temps, les travaux de R. Maire dans la galerie Aranzadi à la Pierre Saint-Martin (France) ont employé l'analyse et la datation des dépôts endokarstiques comme moyen d'étude de la structuration des réseaux et de la succession des paléoenvironnements (Maire R. et Quinif Y., 1988).

En adoptant la démarche spéléogénique et karstogénique *via* l'étude des formes des grottes et de leurs remplissages dans le massif du Vercors (Préalpes françaises), J.J. Delannoy (1981, 1997) a pu déterminer les différentes phases d'incision du réseau hydrographique régional et en définir les moteurs. L'étude s'est basée sur l'étagement des paléodrains endokarstiques et sur l'analyse des formes karstiques issues de contextes à faible énergie hydraulique, tels que les poljés et les aplanissements.

L'étude de N. Vanara (2000) sur la géologie, la géomorphologie et l'hydrogéologie du massif des Arbailles, dans les Pyrénées-Orientales (France), a permis de mettre en évidence et de quantifier partiellement le rôle capital de la surrection tectonique dans la morphogénèse et la spéléogénèse.

Il faut citer aussi l'étude de S. Jaillot (2005) qui, en croisant la maturité des systèmes endokarstiques avec leur distribution spatiale, a permis dans le cas du Barrois en Lorraine (France) d'identifier différentes phases d'ablation de la couverture géologique crétacée et leurs incidences sur l'organisation du réseau hydrographique régional.

Les recherches de H. Camus (2003) sur le Larzac méridional des Grandes Causses (Hérault, France) ont démontré l'étroite relation entre le creusement des réseaux karstiques et l'enfoncement des vallées en fonction du niveau de base régional. En utilisant aussi l'approche spéléogénique et les datations U/Th, l'étude a permis de mettre en évidence le diachronisme entre stades de stabilité du niveau de base et étapes d'enfoncement fluvial et de surrection tectonique.

Les recherches morphogéniques sur les systèmes méditerranéens en Andalousie (Delannoy J.J., 1997), en

Languedoc (Bruxelles L., 2001 ; Camus H., 2003), sur les systèmes karstiques de l'Ardèche comme celui de l'aven d'Orgnac (Jaillet S., 2010) ou de la grotte de Saint-Marcel (Mocochain L., 2006), montrent que les variations du niveau de base régional, liées à la crise messinienne et à la transgression Pliocène ont été enregistrées dans les formes endokarstiques.

Ces recherches parmi tant d'autres (Audra P., 1994 ; Perrette Y., 2000) ont démontré l'intérêt du karst dans l'étude de la morphogénèse d'un massif en relation avec les événements tectoniques et eustatiques, ainsi que de l'apport des dépôts endokarstiques dans la reconstitution des environnements passés.

2.2. ETAT DE L'ART DE LA RECHERCHE SUR LE KARST DU LIBAN

Les recherches sur la géomorphologie karstique du Liban ont débuté vers le milieu du XIX^e siècle, grâce à la contribution de plusieurs naturalistes. Géologues, géomorphologues et explorateurs ont contribué à la description du relief libanais. Un exposé analytique sur les différents travaux élaborés, ainsi que sur les approches méthodologiques utilisées dans le domaine du karst, sont mises ici en avant.

Les premiers travaux concernant de manière générale la géomorphologie du Mont Liban remontent au milieu du XIX^e siècle, avec les récits et les esquisses géologiques des naturalistes allemands, français et anglais. Géologues et paléontologues ont contribué à la connaissance descriptive de la région, notamment du relief libanais, ainsi qu'aux premières identifications des assises géologiques du massif. Les premiers travaux remontent à P.E. Botta (1833) qui a distingué trois domaines géologiques à l'embouchure du Nahr el Kalb. Suivent les publications de C. Blanche (1847) sur le terrain sableux de Dâmoûr et les descriptions de L. Lartet (1869) sur le Jurassique de l'Hermon. Il faut attendre les ouvrages de G. Zumoffen (1926) pour pouvoir établir la litho-stratigraphie du Mont Liban, surtout celle du Crétacé, sur des bases solides. Vient ensuite la contribution de H. Vautrin (1934) à la description du Jurassique dans l'Anti-Liban. L. Dubertret apporta plus de détails sur celle du Crétacé en 1937. Ce n'est qu'en 1951 que G. Renouard contribua à la connaissance de toute la stratigraphie du Jurassique du Mont Liban, grâce à une coupe géologique élaborée à Nahr Ibrâhîm.

Outre les descriptions de la stratigraphie, des essais de cartographie géologique du Liban ont commencé vers 1910, en se basant sur les travaux de J. Felix (1903, 1909) et de L. Krumbeck (1905). Mais ce n'est qu'à partir de 1930 que L. Dubertret entame l'entreprise de cartographier la géologie du Liban à l'échelle du 1/50.000^e. Cette accumulation de connaissances géologiques a contribué à l'appréhension de la stratigraphie du Liban. Elle constitue un socle important pour une reconstitution paléogéographique du massif libanais. L. Dubertret propose plusieurs phases d'orogénèse du Liban dans les notices de ses cartes, suivies à partir de 1983 par les publications de C.D. Walley.

Cette base de connaissance a été enrichie par de nouvelles recherches géologiques généralistes (Sabbagh G., 1964 ; Abou el-Enin H.S., 1973 ; Massaad M., 1975 ; Beydoun Z.R., 1976) et régionales sur le Mont Liban (Wakim S., 1968 ; Majdalani M., 1974 ; Ghattas I., 1975 ; Daher G., 1976 ; Noujaim G., 1977 ; Tabet C., 1978 ; Nader F.H., 2000), la Békaa et l'Anti-Liban (Kanaan-Atallah N., 1971 ; Hagg-Chahine T., 1973 ; Besançon J., 1975), les plateaux du Liban-Sud (Heybroek F., 1942 ; Abou-Mrad S., 1972 ; Houry R., 1978) et le Liban-Nord (Guerre A., 1970 ; Davie M.F., 1975 ; Doummar J., 2005). C'est sur la base de cette histoire que se sont élaborés les ouvrages et essais sur la description et l'analyse du patrimoine karstique du Liban.

De manière plus précise, les études sur le karst libanais ont commencé avec les récits de voyageurs, venus découvrir le Liban. Nous retrouvons des passages sur les vallées et les grottes dans les récits de voyageurs (Renan E., 1864), ainsi que des récits descriptifs sur la grotte de Jeita, découverte en 1836. Cependant, il faudra attendre la moitié du XX^e siècle pour voir apparaître des ouvrages traitant le karst libanais comme sujet d'étude et, ceci, bien après la définition de l'histoire géologique du Liban (Figure 1.12.). E. de Vaumas (1954, 1961a, 1961, 1961c) présente une thèse de géographie physique, en privilégiant le rôle des processus d'érosion dans le façonnement du relief. Viennent par la suite les études de M. Lamouroux (1972) sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen. D'autres études et thèses se font également sur des ensembles régionaux du karst libanais, à savoir : A. Abdul-Salam (1966) sur les reliefs de l'Anti-Liban et de la Damascène ; A. Guerre (1969) sur l'étude hydrologique de la plaine du Aakkar et du karst du Liban-Nord ; J. Besançon (1975) sur les traits morphologiques de la plaine de la Beqaa ; P. Sanlaville (1977) sur le domaine littoral. B. Hakim soutient en 1975 une thèse de troisième cycle sur la morphologie karstique du Mont Liban central, région représentative du karst libanais (bassins-versants du Nahr el Kalb et du Nahr Ibrâhîm). En 1985, il complète ces travaux par une thèse d'état sur les karsts du Liban, de la Syrie et du Maroc, mettant ainsi en avant, et avec une approche dynamique, le rôle géochimique des eaux dans la construction du karst (Figure 9).

Ces travaux ont posé une base solide de connaissances sur les différentes composantes du karst et leurs fonctionnalités. Des phases de karstification ont été identifiées, sans pour autant les rattacher aux événements paléogéographiques et morphogéniques, notamment au creusement et à l'évolution des vallées dépendantes de la Méditerranée.

La recherche karstique a connu son essor *via* la connaissance du patrimoine endokarstique libanais dès 1950. Les découvertes de grands réseaux souterrains, tels que ceux de la grotte de Jeita, des gouffres de Faouâr Dâra, d'Aïn el Lebneh et de Baatâra à Tannoûrîne, se sont multipliées. Les spéléologues du Spéléo-Club du Liban (S.C.L.), premier club libanais de spéléologie, contribuent alors à la description et à la topographie des réseaux souterrains. Les publications sur le karst libanais apparaissent alors dans les revues du S.C.L. et du département de géographie de l'Université Libanaise (Hannon). Des études hydrogéologiques, géomorphologiques et géologiques ont été publiées sur le karst du Liban, constituant ainsi un recueil d'informations utiles à notre recherche. A cela s'ajoutent les bulletins du club spéléologique du Groupe d'Etudes et de Recherches Souterraines du Liban (G.E.R.S.L.) et plus récemment, les publications de la revue de l'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques (A.L.E.S.) (Spéléorient).

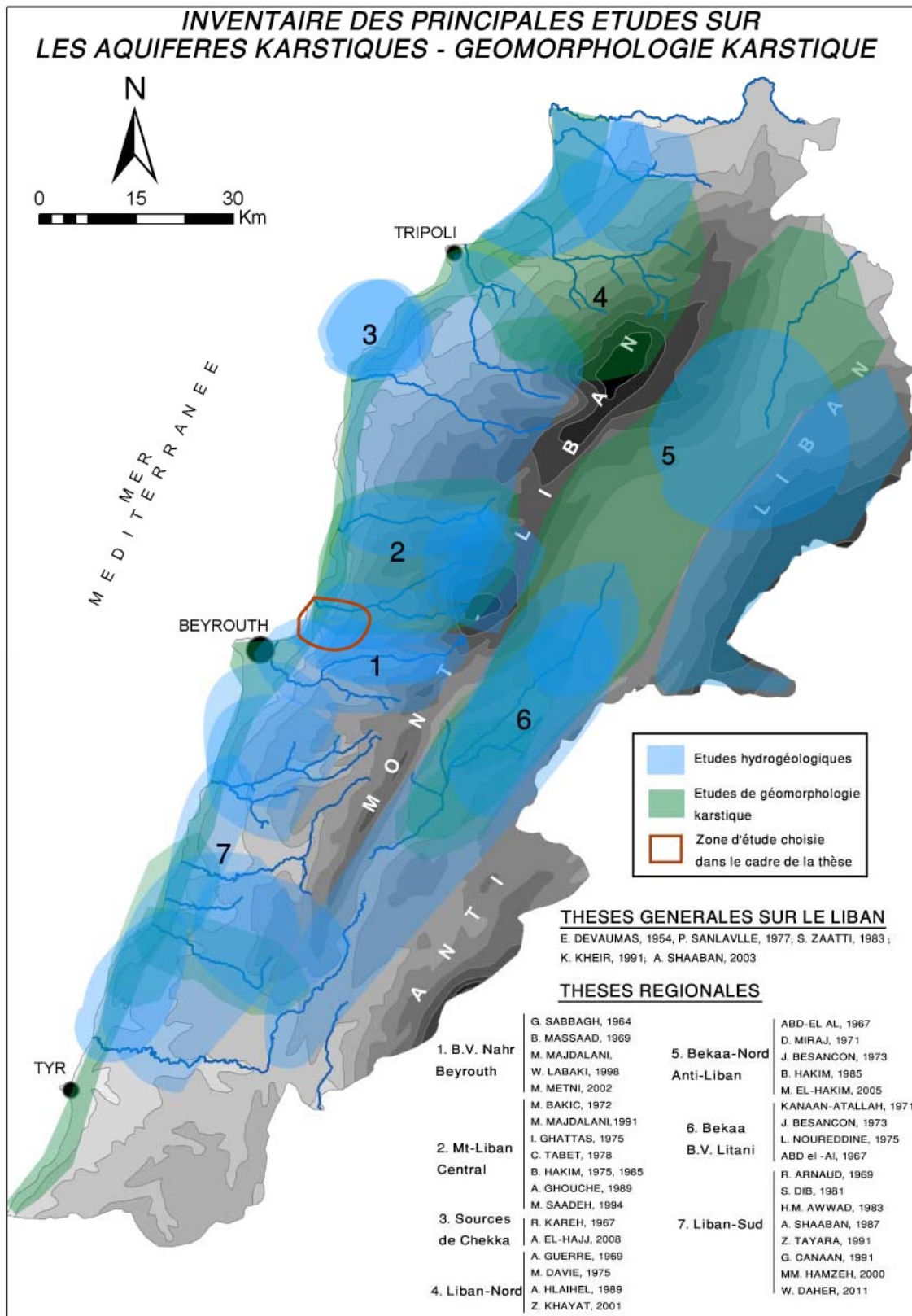


Figure 1.12. Les principales thèses et rapports sur les aquifères karstiques et la géomorphologie karstique du Liban (C. Nehme).

Hormis cette connaissance croissante des cavités du Mont Liban, la recherche sur le karst s'est plutôt orientée vers la mise en valeur de la ressource en eau, afin de répondre aux besoins en eau potable des zones urbaines littorales (*Figure 1.12.*). Plusieurs études ont été entamées dans cette perspective depuis les années 1960 : I. Abd el-Al (1967), R. Kareh (1967), M. Bakic (1972), B. Hakim (1975) et M. Majdalani (1977). Jusque dans les années 1975, les travaux dirigés par S. Karkabi (1962, 1963, 1963a, 1963b, 1967, 1972, 1990) dans la grotte de Jeita s'inscrivent dans un objectif de valorisation et d'exploitation de la ressource en eau. A la fin des années 1980, d'autres études dirigées par B. Hakim et J. Loiselet (1971, 1972) ont été menées avec l'assistance du Spéléo-Club du Liban, dans le cadre de campagnes de colorations effectuées dans la rivière de Nahr el Kalb, le gouffre de Faouâr Dâra et celui de Baatâra, à Tannoûrîne (Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Ce rapide état de lieux des recherches sur le karst du Liban met en avant deux apports scientifiques principaux :

- la richesse de l'histoire géologique et climatique du Liban qui a contribué à la genèse d'un karst évolué et riche en formes.
- la seconde est la valeur fonctionnelle du karst libanais et son potentiel de recharge hydrique, essentiels pour la mise en exploitation de la ressource en eau.

Cette description globale des particularités structurales, topographiques et karstiques du massif libanais nous a permis de mettre en avant les atouts du Mont Liban comme géosystème riche en formes et formations exo- et endo-karstiques, malgré les contraintes liées à la topographie et à la géologie. Ce massif karstique apparaît comme un bel exemple à étudier pour un essai de reconstitution paléogéographique, recherche qui a été longuement appréhendée sur les massifs karstiques européens.

Malgré le potentiel du karst du Mont Liban, bien peu de recherches ont été menées dans une dimension tout aussi intéressante, celle de la valeur informationnelle que portent les formes et formations karstiques pour la reconstitution paléogéographique et paléoenvironnementale.

Malgré l'intérêt des nouvelles études sur les paléoenvironnements du Liban et de la région nord-levantine (Develle A.L., 2005 ; Develle A.L. et *al.*, 2009, 2010 ; Gasse F. et *al.*, 2011 ; Hajar L., 2007 ; Hajar et *al.*, 2011 ; Marriner et *al.*, 2011), peu d'études ont été menées sur l'endokarst libanais et plus particulièrement sur les archives endokarstiques et la lecture des informations environnementales inscrites dans le milieu souterrain (*Figure 1.13.*). Quelques rares travaux traitant des dépôts endokarstiques remontent à la fin des années 1960.

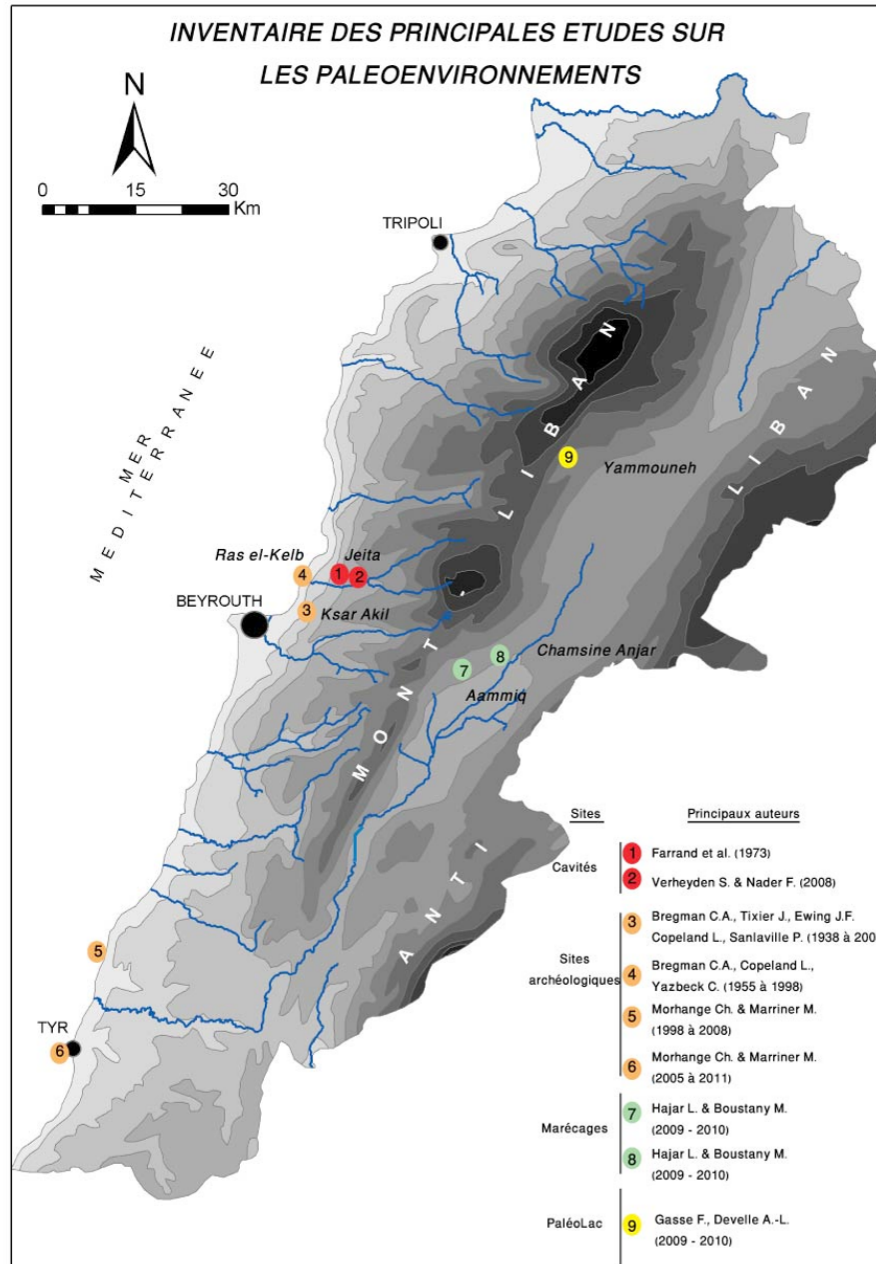


Figure 1.13. Les principales publications sur les paléoenvironnements établies sur divers types de carottages (C. Nehme).

M. Lamouroux (1968), K.M.Creer et J.S. Kopper (1976), W.Farrand (1979) sont parmi les premiers chercheurs ayant traité des dépôts de l'endokarst au Liban. En 1968, M.Lamouroux travaille sur les incursions pédologiques dans la grotte de Jeita. Les prélèvements de dépôts détritiques et biologiques et leur analyse chimique révèlent le rôle des eaux acides infiltrées dans la formation et la composition de ces remplissages. K.M. Creer et J.S. Kopper ont suivi une approche différente, pour une finalité concernant un domaine très pointu : retracer les oscillations magnétiques de la Terre durant les 50.000 dernières années passées. Ces données, inscrites dans les remplissages détritiques, ont fait l'objet d'une recherche menée à partir de dépôts détritiques de trois cavités situées en Méditerranée (Jeita au Liban, les grottes de Hermits et d'Arbreda en Espagne). Les données extraites à partir de ces dépôts ont été

corrélées à un échantillon sédimentaire prélevé des fonds marins de la mer Noire. Enfin, des études plus récentes ont été faites sur un spéléothème de la grotte de Jeita : elles ont permis de poser des jalons solides sur le climat passé du Levant depuis l'Holocène (Nader F.H., 2007 ; Verheyden S. et al., 2008). Les datations à haute résolution et les mesures des isotopes O^{18} et O^{13} sur ce spéléothème ont été comparées aux données issues de grottes en Israël. Elles ont permis de confirmer des phases climatiques d'humidité et de sécheresse durant l'Holocène dans la région levantine.

Le passage en revue de ces travaux montre que les recherches effectuées sur les dépôts (détritiques et carbonatés) de l'endokarst sont certes récentes. Ponctuelles sur un type de dépôt ou sur une problématique donnée, ces recherches n'abordent pas l'endokarst dans son ensemble.

Il existe, par ailleurs, un autre écueil : la documentation spéléologique des cavités du Liban⁴, fort bien élaborée par ailleurs, se limite trop souvent à la seule description des grottes et est, de fait, peu utilisable pour relever les formes et formations susceptibles d'être des vecteurs d'informations géomorphologiques.

Ainsi, la diversité des morphologies karstiques, en particulier endokarstiques, et leur potentiel informationnel sont un atout important à l'enrichissement de la connaissance géologique et géomorphologique des massifs karstiques du Liban. L'endokarst, par sa capacité à préserver les morphologies et les dépôts de l'érosion extérieure, est un champ d'observation riche en enseignements morphogéniques. Les recherches sur l'endokarst du Liban restent encore un champ d'étude non exploité.

C'est dans le cadre de l'objectif d'optimiser la valeur informationnelle que peut fournir l'endokarst du Liban que nous posons les premiers questionnements de cette recherche doctorale : quels sont les apports du Mont Liban, comme chaîne de montagne karstique, dans les enseignements morphogéniques et des environnements passés de cette région ? Notre recherche s'est focalisée sur le karst du Mont Liban central, région assez représentative du paysage karstique méditerranéen. Cette région concentre, à elle seule, l'essentiel des grottes les plus emblématiques du Liban (Jeita, Kassarat) qui se développent le long des vallées karstiques littorales.

La diversité endokarstique, d'une part, et la richesse des environnements du Mont Liban central, d'autre part, attribuent à cette région karstique un rôle d'enregistreur performant des phases morphogéniques des vallées littorales et des variations environnementales passées. C'est à partir de ce constat que notre problématique pose comme objectif de démontrer :

"L'apport des enseignements de l'endokarst du Mont Liban central dans la reconstitution des environnements passés et des phases morphogéniques des vallées karstiques littorales".

Cette recherche vise, non seulement à retracer les traits de la morphogénèse des vallées karstiques littorales, mais aussi à reconstituer les phases générales des environnements successifs qui ont conditionné le modelé karstique.

Outre la contribution que peut apporter l'étude de l'endokarst dans la connaissance des paléo-géographies et paléo-environnements des vallées du Mont Liban central, notre recherche doctorale s'inscrit dans une seconde perspective : aborder le karst selon une démarche méthodologique de plus en plus appliquée aux karsts européens, mais nouvelle dans le cas du Liban.

⁴ Une base de données du développement caverneux a été complétée en 2009, suite aux travaux de B. Hakim (1985), de H. Abdul-Nour (2004) et des prospections récentes de l'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques et du Spéléo-Club du Liban.

Cette démarche méthodologique se veut être fondée sur l'appréhension de l'endokarst dans son ensemble, dans son contenu et dans sa forme. Ensuite, les enseignements dégagés de l'analyse des formes et des formations endokarstiques seront confrontés aux moteurs géologiques, eustatiques, climatiques et environnementaux qui les ont contrôlés. L'endokarst sera alors replacé dans son contexte, pour en dégager les enseignements liés à l'évolution du karst régional et à celle de l'environnement qui l'a conditionné. Enfin, la reconstitution géo-morphogénique sera replacée dans le cadre géologique régional. La vérification de cette approche dans un contexte différent de celui des karsts européens serait un exercice méthodologique qui s'apprête à monter son efficacité dans l'enseignement morphogénique et paléoenvironnemental à partir de l'endokarst du Liban.

§ § § § § §

III- LES SITES D'ETUDES

3.1. LES RAISONS DU CHOIX DES SITES RETENUS

Notre recherche doctorale s'inscrit dans une démarche globale et/ou intégrée pour appréhender l'endokarst, à partir des réseaux spéléogéniques jusqu'au karst dans son ensemble. Notre contribution se veut complémentaire des travaux récents (Nader F.H. et *al.*, 2007 ; Nehme C., 2007 ; Verheyden S. et *al.*, 2008 ; Jabbour-Gédéon B., 2009b) autour d'un centre de gravité d'essence géomorphologique.

La complexité des processus géomorphologiques et géologiques contrôlant la morphogénèse du Mont Liban donne à cet espace restreint une personnalité géographique difficile à appréhender en un seul trait. De ce fait, nous avons limité notre domaine d'étude aux vallées karstiques du Mont Liban central, notamment celles du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb. Ce choix obéit à plusieurs critères :

- ces deux vallées karstiques s'inscrivent dans un même cadre géographique : elles constituent un domaine cohérent dans la mesure où une même nature géologique et un cadre géomorphologique similaire rendent comparables les données qui sont extraites de l'analyse endokarstique. En effet, les grottes et réseaux se développent dans les terrains jurassiques, sur les flancs des vallées, face au mur aptio-albien affecté par la flexure occidentale du massif. Ces réseaux se trouvent proches du littoral, ce qui permet de mieux cerner, *a priori*, leurs fluctuations et leur rôle éventuel dans la karstogénèse.
- la représentativité de ces deux vallées typiques du karst méditerranéen : le climat est caractérisé par une sécheresse estivale marquée, une grande variabilité des précipitations et la fréquence des averses brutales. Le régime des fleuves littoraux est marqué par un assèchement quasi-total durant l'été et un régime torrentiel durant les saisons de crues, participant ainsi à l'érosion des sols et au recul des versants des vallées.

- la densité de cavités en aval de ces deux canyons et le développement de réseaux actifs avec plus de 5 km de galeries : ceci constitue un point particulier aux vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Un tel développement d'un réseau endokarstique dense et concentré en aval de ces vallées et proche de la mer Méditerranée ne se trouve nulle part ailleurs le long du littoral libanais. En effet, l'aval de la vallée du Nahr el Kalb est alimenté par la rivière souterraine de la grotte de Jeita, avec plus de 10 km de galeries. Elle se développe parallèlement au réseau hydrographique extérieur et la rivière souterraine rejoint celui-ci à 60 m d'altitude, au point de l'exurgence du système. D'autres grottes sont également présentes de part et d'autre de la vallée et à plusieurs altitudes. La même observation est à souligner dans la vallée d'Antélias avec le développement de la grotte d'el Kassarat et ses 4,6 km de galeries. Ce réseau est caractérisé par une rivière souterraine qui exurge à 33 m d'altitude pour rejoindre le Nahr Antélias. Sept autres grottes sont également présentes dans la basse vallée d'Antélias.

3.2. PRESENTATION DES SITES

Le choix du terrain d'étude que sont les basses vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias (*Figure 1.14.*), situées dans le Mont-Liban central, est lié à la richesse de ces deux sites en développement endokarstique et à la diversité de leurs formes et contenus karstiques, ainsi qu'à la bonne documentation en matière d'études géologiques et géomorphologiques. L'histoire de l'occupation humaine est aussi omniprésente dans cette partie du massif (Yazbeck C., 2004). Elle s'étend depuis la Préhistoire jusqu'à la situation de pression anthropique actuelle.

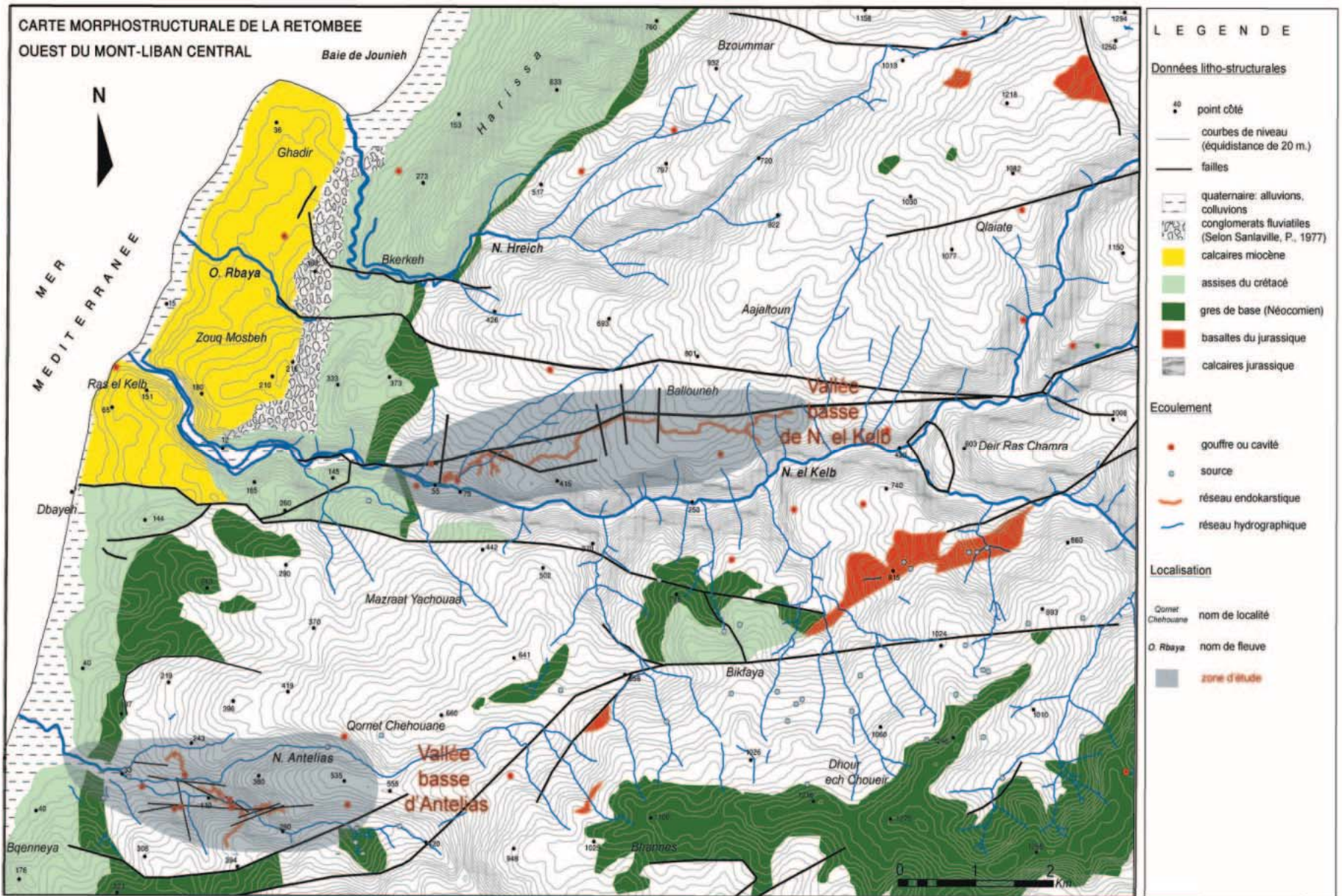


Figure 1.14. Carte morpo-structurale de la région bordière du Mont Liban central avec la localisation des sites d'étude.

3.2.1. LA VALLEE D'ANTELIAS

Située à 10 km au nord de Beyrouth, la vallée du Nahr Antélias (*Figure 1.15.*) marque la fin de la baie Saint-Georges. Un cours d'eau intermittent est alimenté par un bassin-versant de 22 km², l'un des plus petits des fleuves plus ou moins permanents du Liban. Son régime d'écoulement est torrentiel pendant l'hiver, mais le fleuve se retrouve complètement asséché durant l'été, même dans la partie aval au-delà de la source d'Antélias. Contrairement à la faible contribution de l'écoulement subaérien dans la basse vallée d'Antélias, l'écoulement souterrain draine un bassin-versant hydrogéologique beaucoup plus important (Labaky W., 2005) et a généré des réseaux souterrains développés, tel que celui de Mgharet el Kassarat avec 4.648 m de galeries (Karanouh R. et al., 2004). Ce qui est intéressant à relever, c'est que le bassin-versant de surface et le bassin d'alimentation hydrogéologique ne se superposent pas.

La partie amont du bassin-versant du Nahr Beyrouth contribue à alimenter le karst souterrain de la basse vallée d'Antélias, d'après les données issues des campagnes de colorations effectuées dans les gouffres de Faouâr Dâra (Loiselet J., 1971 ; Hakim B., 1978, 1988) et de Qattine Azar (Labaky W., 2005).

La vallée d'Antélias est, par ailleurs, particulièrement riche en cavités actives et d'autres « fossiles ». Nous retrouvons plus de 8 grottes au total, selon la base de données de l'A.L.E.S. (2009), à savoir : l'exurgence de Nabaa el Chataouieh (800 m, actuellement colmatée), la grotte de l'Ours (600 m), le système d'el Kassarat (4648 m), la grotte Kanaan (160 m), la grotte « 22 avril » (103 m), la grotte de Dahr (15 m) la grotte d'Antélias (40 m), le gouffre Hobeika (actuellement bouché).

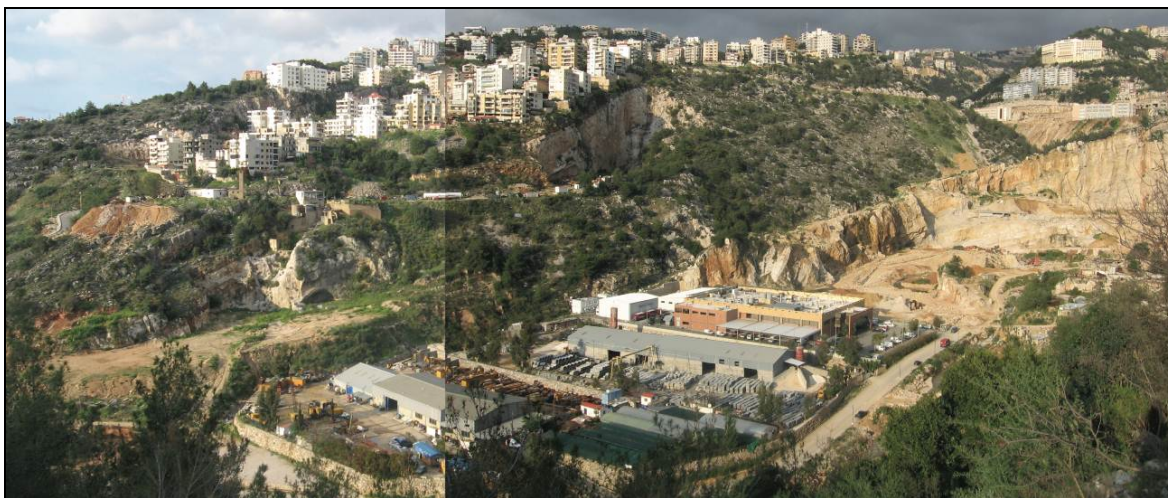


Figure 1.15. La vallée d'Antélias fortement anthropisée. Le réseau de la grotte d'el Kassarat se situe sous le plancher de la carrière (Cliché C. Nehme).

L'anthropisation de cette zone a détruit une grande partie des formes endokarstiques (*Figure 1.15.*). Le développement de l'exploitation des carrières depuis les années 1960 a également anéanti les terrasses alluviales du fleuve, inexistantes actuellement, ainsi qu'une cavité préhistorique qui a complètement disparu du paysage (probablement, la grotte dite « d'Antélias »).

Paradoxalement, ces activités sont à l'origine de la découverte du système du réseau d'el Kassarat, des grottes Kanaan et « 22 avril ». Développées depuis le talweg de la basse vallée du Nahr Antélias, les carrières ont alors recoupé les réseaux de ces cavités.

L'un des principaux sites que nous avons retenu pour l'étude est la grotte active d'el Kassarat. Réseau complexe et développé sur un réseau de fractures, cette cavité dispose d'un large spectre de formes et de formations. Drainée par une rivière souterraine, elle appartient au système karstique de l'émergence

du Fouar Antélias, en partie captée pour alimenter Beyrouth. Cependant, elle est partiellement perturbée par les activités de la carrière à proximité du site et par des travaux de captages d'eau au sein de la cavité (barrage, déviation de l'eau...).

Malgré cela, ce réseau a été retenu par notre étude pour la contribution qu'il peut apporter à la reconstitution des phases de creusement de la vallée d'Antélias. Grotte étagée et véritable canyon endokarstique à plus de 30 m d'altitude, Mgharet el Kassarat regroupe une variété de formes endokarstiques, telles que d'anciens drains colmatés et concrétionnés, de larges salles à dépôts clastiques recoupées par des failles régionales, des salles à remplissages détritiques, des siphons, des captures et des galeries « by-pass ».

Cette étude de reconstitution morphogénique s'appuiera aussi sur les deux sites satellites : la grotte Kanaan et celle dite « 22 avril ». L'apport du site endokarstique principal et des sites secondaires nous permettra de poser les phases morphogéniques du creusement de la vallée.

3.2.2. LA VALLEE DE NAHR EL KALB

Le Nahr el Kalb dispose d'un bassin-versant beaucoup plus important que celui du Nahr Antélias, avec une surface de 229 km². Prenant ses sources principalement à Nabaa Sannîne (1.680 m), Nabaa el Labane (1.640 m) et Nabaa el Aassal (1.570 m), il draine ses trois affluents, le Nahr el Salîb, le Nahr el Ouâdi et l'Ouâdi ej Jamâjem qui se rejoignent à Ras Chamra. Le fleuve parcourt 11 km avant de se déverser 340 m plus bas dans la mer Méditerranée.

Véritable canyon karstique, la basse vallée est caractérisée par une structure géologique qui la distingue de celle d'Antélias. Les calcaires miocènes, situés à l'embouchure du fleuve, atteignent plus de 200 m de hauteur et tronquent les calcaires crétacés (Dubertret L., 1951). Plus en amont, les calcaires jurassiques sont creusés sur plus de 400 m de dénivelé, formant ainsi une vallée encaissée, à pente raide et difficilement accessible.

Dans cet arrière-pays calcaire, des grottes perchées sur les flancs de la vallée ont été repérées. Bien que difficiles d'accès, elles sont, dans de nombreux cas, peu préservées. De ce fait, notre choix s'est limité au réseau de Jeita et ceci pour plusieurs raisons.

Cette cavité, la plus grande du Liban avec 10,05 km de galeries étagées, a été sélectionnée pour le bon état de préservation de ses paysages souterrains et de ses dépôts détritiques et carbonatés. Par ailleurs, l'aménagement touristique des galeries inférieures en 1958 et des galeries supérieures en 1969 (Karkabi S., 1990) nous a permis un accès facile au réseau. Le système de Jeita tient aussi son originalité à l'étagement des réseaux : les galeries supérieures, de 1.300 m. de développement (Karkabi S., 1990), sont connectées à la galerie inférieure par un canyon souterrain de plus de 72 m de hauteur (*Figure 1.16.*). Cette cavité étagée est drainée par une rivière souterraine qui parcourt 6,2 km depuis le siphon terminal, avant de sortir du massif au niveau de l'émergence de Jeita, située à 60 m d'altitude pour rejoindre le cours du Nahr el Kalb.



Figure 1.16. Le canyon souterrain de la grotte de Jeita vu depuis la galerie supérieure (Cliché M. Arzouni, 2009).

La particularité de la rivière souterraine de Jeita est qu'elle s'écoule parallèlement au cours du Nahr el Kalb, phénomène rarement observé dans d'autres massifs karstiques. Prenant sa source du siphon terminal situé à 158 m sous le talweg de la vallée, la rivière souterraine traverse une série de rapides et de cascades avec une pente d'écoulement de 1,3 % (Hakim B., 1985) et rejoint sa partie aval, tout en restant suspendue par rapport au talweg extérieur.

Le réseau de Jeita présente donc plusieurs atouts intéressants pour notre recherche :

- il constitue le plus grand réseau endokarstique du Liban et il se développe le long de la vallée du Nahr el Kalb.
- il est caractérisé par l'étagement des galeries et des drains.
- il comprend une large gamme de dépôts et de morphologies de creusement.

Nos travaux seront concentrés essentiellement sur plusieurs secteurs de ce site, afin de pouvoir reconstituer les phases morphogéniques de creusement du canyon souterrain. Ces phases seront ensuite replacées dans leur cadre géomorphologique, celui de la vallée du Nahr el Kalb. La dynamique karstique passée et actuelle de cette partie aval du Mont Liban devrait être alors révélée.

CONCLUSION

Dans cet état de l'art, nous avons exposé les principaux éléments qui font du Mont Liban un géosystème karstique à part entière. La structure actuelle de ce relief est l'héritage d'une longue histoire géologique et géomorphologique qui a contribué à la formation d'un massif karstique mature et évolué. En conséquence, les terrains carbonatés, constituant plus de 80 % du Mont Liban, offrent une diversité de phénomènes karstiques s'étendant du littoral jusqu'aux sommets montagnards.

Mais notre objectif de vouloir reconstituer, dans ce contexte, la morphogénèse et la paléogéographie fait face à une réelle difficulté. La disposition litho-stratigraphique et topographique contraignante, d'une part, et l'anthropisation accentuée du massif, d'autre part, concourent à la disparition des formes héritées de surface. Le karst reste alors l'un des vecteurs pertinents pour pallier aux difficultés rencontrées.

Ce constat établi, notre recherche a retenu l'endokarst comme principal objet d'étude pour une reconstitution paléogéographique des vallées littorales, formes typiques du massif bordier du Mont Liban central. Les phénomènes karstiques qui s'y manifestent ont pour principale incidence de pouvoir offrir un large spectre d'informations géographiques et environnementales inscrites dans les archives karstiques. Ces archives se situent à la fois dans les morphologies des réseaux souterrains et dans les formations des cavités.

Notre choix s'est limité à la vallée du Nahr Antélias (grottes d'el Kassarat et Kanaan) et du Nahr el Kalb (grottes de Jeita et de Qashqoush) pour leur représentativité du karst méditerranéen, du massif bordier du Mont Liban, ainsi que pour leur richesse en formes endokarstiques. Ces canyons karstiques disposent donc d'importants réseaux spéléologiques jugés pertinents pour notre problématique d'étude.

Dans les parties qui suivent, nous développerons les connaissances relatives aux archives karstiques et à leur importante contribution dans la reconstitution paléogéographique et paléoenvironnementale des reliefs et des environnements.

CHAPITRE 2 : LES ARCHIVES KARSTIQUES

INTRODUCTION

Une des spécificités du karst est la distribution et la connexion des formes et des formations dans les trois dimensions de l'espace (surface + souterrain). Cette distribution est liée à l'organisation du drainage karstique, ainsi qu'à la conservation de morphologies héritées d'anciennes phases karstogéniques (Mangin A., 1974, 1975, 1982). En effet, la succession dans le temps de phases de structuration et de réorganisation du drainage karstique se traduit par la « juxtaposition » de formes héritées d'anciennes structures de drainage (paléo-systèmes) et d'autres générées par les structures de drainage sub-actuelles à actuelles. Cette permanence au sein de la masse karstique de formes contemporaines des différentes phases karstogéniques permet de retracer l'évolution des systèmes de drainage dans le temps géologique. Or, on sait que l'évolution de la structure du drainage est commandée le plus souvent par un moteur d'ordre géodynamique, eustatique et/ou géomorphologique (Delannoy J.J., 1997). Par ailleurs, les dépôts contenus dans les réseaux endokarstiques sont à relier avec les énergies (gravitaire, hydraulique, chimique...) qui ont contribué à leur transport et à leur sédimentation. Partant de ces constats, le karst est alors considéré comme l'expression des énergies et des conditions environnementales (Quinif Y., 1984, 1994 ; Delannoy J.J., 1997). L'évolution de celui-ci dans les temps long, moyen et court est inscrite dans les formes et formations karstiques. Elles constituent alors des archives environnementales performantes (Maire R., 1990 ; Delannoy J.J., 1997 ; Perrette Y., 2000 ; Perroux A.S., 2005).

Un des vecteurs pour analyser ces différentes archives *via* l'étude des morphologiques et des dépôts est l'approche systémique qui permet d'aborder le karst dans ses différentes dimensions structurelles, fonctionnelles et évolutives (Bakalowicz M., 1974 ; Mangin A., 1975 ; Delannoy J.J., 1997). Le raisonnement systémique est intéressant dans la mesure où il autorise différents niveaux de lecture au sein de la structure morphologique du karst, selon la problématique de recherche. Ces niveaux vont de la lecture d'une partie d'un conduit spéléologique, à celle d'une grotte dans son ensemble, jusqu'à la visualisation d'un ou plusieurs systèmes karstiques dans leur contexte géomorphologique. Ces différentes entrées de lecture permettent, respectivement, de dégager des enseignements relatifs à l'évolution du karst et à son environnement. La systémique appliquée au karst introduit aussi la notion temporelle, lorsque nous voulons reconstituer les phases d'évolution du fonctionnement du karst.

Dans notre cas d'étude, le Mont Liban présente un fort potentiel de phénomènes karstiques diversifiés, qui vont des formes classiques de surface (lapiez, dolines nivo-karstiques) aux réseaux spéléologiques étagés (exemple de la grotte de Jeita). Dans l'objectif de reconstituer l'histoire morphogénique du creusement des vallées littorales du Nahr el Kalb et d'Antélias, l'étude de l'évolution des systèmes de drainage du karst s'avère être la plus efficiente, dès lors qu'on part du principe que la structuration du système karstique est conditionnée par le niveau de base régional qui correspond, le plus souvent, au talweg des vallées qui recourent les massifs carbonatés (en l'absence d'accident barrant). Dans ce contexte, les formes héritées endokarstiques constituent des supports pour (re)construire l'évolution du drainage souterrain conditionné par l'enfoncement du réseau hydrographique. La reconstitution karstogénique permettra, par ce processus analytique, de renseigner alors sur l'évolution des deux vallées étudiées dans ce travail en interrogeant la nature de leurs moteurs (géodynamiques et eustatiques).

Ce chapitre aborde, dans un premier temps, les fondements de la démarche que nous avons choisi de développer. Dans un premier axe seront exposées l'adaptabilité du karst à son environnement et sa capacité à générer des mémoires. Dans un second temps, les notions de la systémique appliquée au karst seront développées. Cette approche, qui constitue le cadre conceptuel de notre recherche, permettra de valoriser le karst comme « *une* » archive naturelle et situera la place de l'endokarst, forme karstique choisie dans ce système.

Dans la deuxième partie de ce chapitre, le choix de l'endokarst comme objet d'étude à part entière et son rôle d'archive environnementale seront explicités. L'apport informationnel de chaque enregistreur comme élément de l'endokarst et son intérêt scientifique, mais aussi les limites en termes de mémoire environnementale, seront développés.

Finalement, nous développerons les concepts liant la structuration du karst à l'évolution hydrographique des vallées (creusement, remblaiement). Les relations en termes d'écoulement et d'énergie de creusement seront alors évoquées. Ces liens sont traités à partir de deux entrées morphologiques : l'étagement des réseaux au sein du massif karstique et le profil d'équilibre des rivières.

I- LE KARST : ARCHIVE NATURELLE ET ENVIRONNEMENTALE

Le karst est considéré ici comme un géosystème à part entière, ayant des échanges d'énergie, de matière et donc d'information, entre lui comme système ouvert et le monde extérieur (Delannoy J.J., 1997 ; Quinif Y., 1998). Les sciences karstiques actuelles lui ont attribué un rôle d'enregistreur des variations environnementales. Cette fonction s'avère être compliquée à appréhender, si on ne dispose pas de l'ensemble des clés de compréhension de la morphogénèse karstique.

1.1. GENESE D'UN KARST

Plusieurs auteurs ont œuvré à la définition du karst (Cvijic J., 1918, 1925, 1960 ; Davis W.M., 1930 ; de Martonne E., 1909 ; Gèze B., 1965 ; Nicod J., 1972 ; Mangin A., 1975 ; Jacucs L., 1977 ; Ford D.C. et Williams P.W, 2007). Celui-ci est communément agencé dans des assises généralement carbonatées et solubles au contact de l'eau plus ou moins agressive. Une région est alors considérée comme karstique quand elle présente des morphologies engendrées par la dissolution hétérogène d'une roche modérément soluble (White W.B., 1988 ; Palmer A.N., 1991). Les paysages karstiques résultants se distribuent ainsi en deux grands ensembles qui sont, d'un point de vue dynamique, en étroite interaction : les formes de surface (lapiez, dépressions fermées et poljés) et les formes souterraines (du réseau de fissures millimétriques aux conduits de grande dimension (puits, galeries...)).

A partir de cette définition descriptive se posent des problématiques essentielles en géomorphologie : quels sont les paramètres et processus qui conditionnent la mise en place et la structuration des vides karstiques (de surface et souterrains)?

Les premiers éléments de réponse concernent les facteurs de karstification que nous assimilons à des formes d'énergie (Quinif Y., 1983) présentes dans l'environnement (*Figure 2.1.*). L'existence d'un modelé karstique est traduite sous la forme de deux énergies qui peuvent fonctionner simultanément ou pas, donnant ainsi plusieurs types de formes karstiques :

- l'énergie chimique : l'énergie de la dissolution de la roche calcaire encaissante, à partir de l'eau chargée en CO₂ dissous (Bakalowicz M., 1979 ; Dreybrodt W., 1981). Cette dissolution s'opère selon la réaction : $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HCO}_2 + \text{Ca}^{2+}$. Elle est à l'origine de la formation des réseaux endokarstiques et l'intensité de cette dissolution conditionne les dimensions de ceux-ci.
- l'énergie gravitaire ou hydrodynamique : elle est conditionnée par la différence d'altitude entre la zone d'alimentation du karst et l'exutoire et par la quantité de pluie qui l'alimente. Cette énergie gravitaire dépend des conditions litho-structurales, géologiques, eustatiques et géomorphologiques.

La présence de ces deux énergies est nécessaire à la genèse d'un karst. De même, la présence d'eau disponible (contexte climatique) est indispensable à l'expression de ces deux énergies.

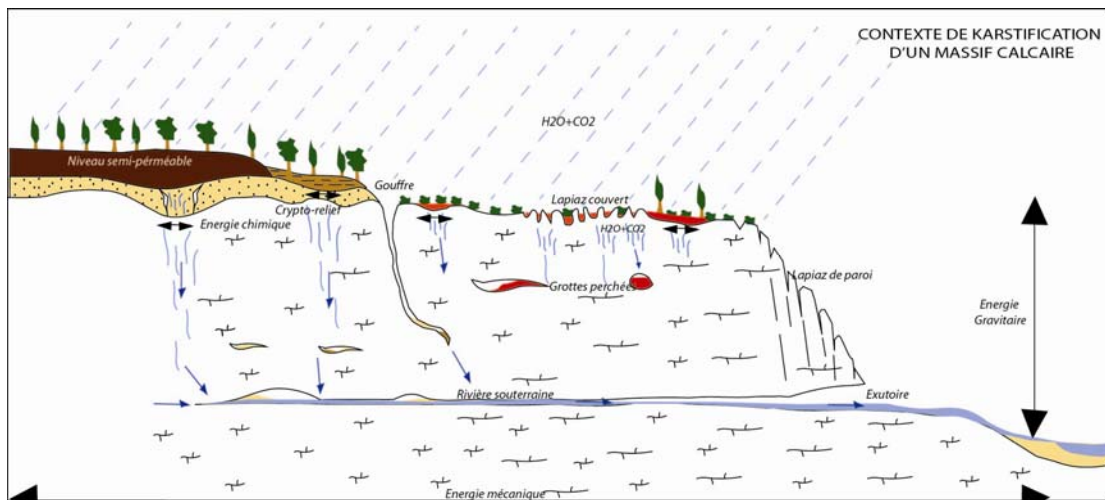


Figure 2.1. Typologie générale du contexte de karstification (Modifiée d'après Quinif Y., 1994).

Il faut que ces deux conditions existent pour que la karstification ait lieu, aboutissant ainsi à un modelé karstique cohérent. Les résultats de la présence de ces deux énergies et des interactions entre elles, en termes de morphologie karstique, s'expriment dans le relief par la mise en place de vides et de morphologies, liées à l'importation de la matière carbonatée sous forme soluble comme l'acide carbonique de la dissolution. Cependant, la valeur ou l'apport énergétique de ces trois facteurs ne sont pas toujours les mêmes, générant ainsi plusieurs types de formes dans le sens large du terme, à savoir : l'exokarst, l'endokarst, le cryptokarst et les fantômes de roches (Quinif Y., 1998, 2010).

1.2. ADAPTABILITE DU KARST A SON ENVIRONNEMENT

Un massif calcaire devient un massif karstique au fur et à mesure que l'environnement le conditionne et le structure (Quinif Y., 1983, 1998 ; Delannoy J.J., 1997). Les deux énergies considérées comme facteurs de karstification sont régies par les conditions de l'environnement (Figure 2.2.) : d'une part, la couverture bio-pédologique, agissant sur la concentration de CO_2 dissous dans l'eau, et la pluviométrie dépendent strictement du **climat** ; d'autre part, le relief (développement altitudinal) et sa géométrie (fissures et diaclases) dépendent du **contexte géologique** (lithologie, niveau imperméable) et **géomorphologique** (différentiel d'altitude). Toute modification de ces entrées (climat, géologie, géomorphologie) entraîne un nouveau « conditionnement » du relief karstique.

Les traits du conditionnement d'un massif, qui devient par la suite karst, se situent généralement à deux niveaux : la structuration des conduits et le transfert continu de matières solides (mise en place de dépôts ou décolmatage) dans les fissures et drains qui s'agrandissent au fur et à mesure de la genèse du système karstique.

Le passage d'une structuration des conduits, depuis un ensemble de vides peu structurés et interconnectés, à une unité cohérente de drainage de réseaux hiérarchiques, résulte d'un écoulement diffus au départ et qui s'organise de plus en plus au cours du temps. Cette hiérarchisation des écoulements est l'œuvre des deux énergies (chimique, gravitaire) conditionnées par le niveau de base (lithologique ou géomorphologique) situé à la borne inférieure du gradient hydraulique. Toute modification, voire même une suppression, des apports d'énergie amène à la réorganisation du drainage (création de nouveaux drains) et/ou une fossilisation d'une partie de sa structuration (abandon d'autres conduits) (Delannoy J.J., 1997).

La continuité et l'intensité des apports de ces deux énergies conditionnent le contenu des conduits créés. Le transfert continu de matières entraînées provenant de la roche encaissante, de la couverture pédologique ou lithologique (couverture) engendrera différents types et tailles de dépôts : les formations carbonatées par précipitation et les dépôts détritiques résultant d'un transport ou des processus gravitaires. Les changements des paramètres environnementaux, tels que la pluviométrie, le CO₂ biogénique, amorcés par le gradient hydraulique, entraînent une mobilisation ou une redistribution de matières dans le modelé. Cela peut se traduire par un colmatage/décolmatage des dépôts et/ou une modification de la nature et la taille des formations comme réponse aux modifications environnementales.

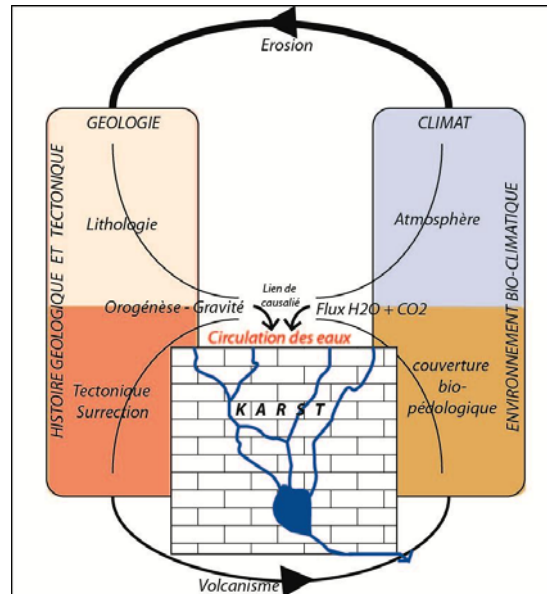


Figure 2.2. Le climat et la géologie, deux grands ensembles conditionnant la formation du karst.

Les facteurs à l'origine du modelé karstique, décrits sous la forme des deux énergies, ainsi que les conditions environnementales qui interviennent dans la structuration des conduits et le transfert de matières, renforcent un concept essentiel à notre recherche : le karst est le produit de son environnement et sa structure est capable d'enregistrer ces adaptations au travers des formes des conduits et de leurs contenus. Par conséquent, retracer la genèse d'un karst ne serait que restituer l'histoire de l'environnement qui l'a conditionné.

§ § § § § § § § § § § § § § §

II- LE CHOIX DE L'APPROCHE SYSTEMIQUE DANS NOTRE RECHERCHE

Le karst est un modelé cohérent issu des échanges d'informations et d'énergies avec son environnement (Quinif Y., 1998). Aborder sa genèse passe par la détermination des moteurs et des principaux facteurs responsables de sa réalisation, de sa structuration et de son évolution. Pour étudier et appréhender le karst comme mémoire morphogénique, le cadre de référence le plus performant est la systémique

(Delannoy J.J., 1997). Elle intègre la notion spatio-temporelle à l'analyse et permet de se placer à toute échelle de l'espace et du temps (Figure 2.3.) pour connaître les différentes dynamiques hiérarchisées et interactives à l'origine du karst (Vaudour J., 1986). Le choix de cette approche s'inscrit dans notre démarche : celle d'aborder le karst comme « une » archive naturelle permettant de reconstituer les paléogéographies et les paléoenvironnements des vallées littorales du Mont Liban central.

2.1. L'APPROCHE SYSTEMIQUE APPLIQUEE AU KARST

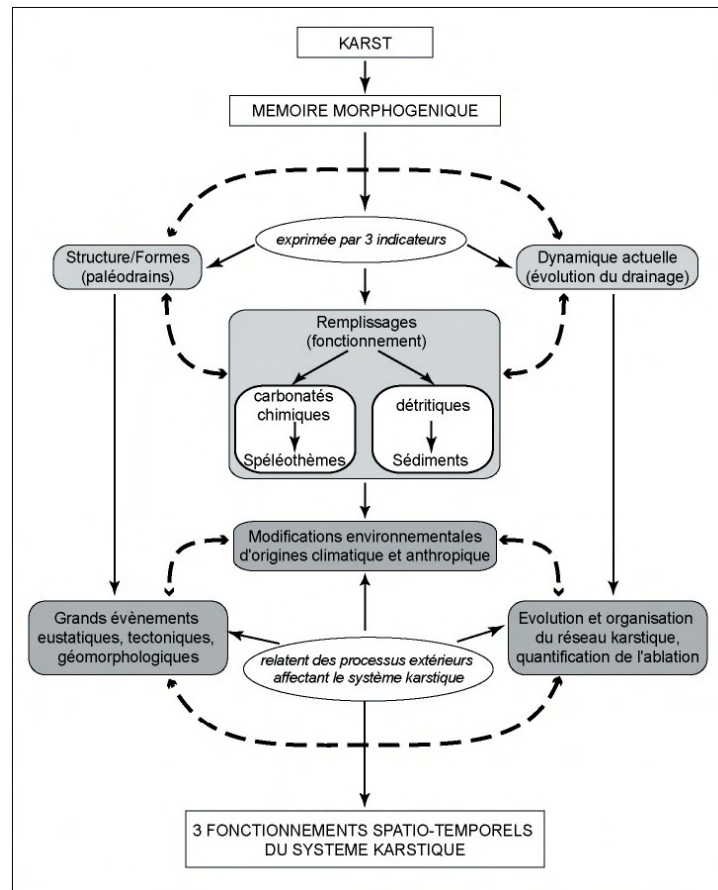


Figure 2.3. Les fonctions de la systématique karstique selon J.J. Delannoy (1999) (Modifiée de Perroux A.S., 2005).

L'approche systématique karstique (Durand D., 1979) a été élaborée au tout début par A. Mangin (1975, 1982), suivi par d'autres auteurs qui ont considéré ce système comme une unité structurée, fonctionnelle et évolutive ou comme un ensemble d'interactions organisatrices (Walliser B., 1977 ; Bakalowicz M., 1979 ; Vaudour J., 1986 ; Martin P., 1991 ; Delannoy J.J., 1981, 1997). Une autre définition assimile le système karstique à un impluvium, à partir duquel les écoulements souterrains s'organisent pour constituer une **unité de drainage** (Mangin A., 1974, 1975, 1982).

Partant de ces définitions, nous considérons que les trois composantes structurelles, fonctionnelles et évolutives sont contenues dans la notion de **karstification** ou de genèse d'un karst (Figure 2.4.) : en premier lieu, la structure du karst représente l'ossature du relief karstique, ensuite, le fonctionnement du système est régi par la dynamique de l'écoulement et enfin, l'évolution de la structure et de la dynamique du modelé s'inscrit dans le temps long et court.

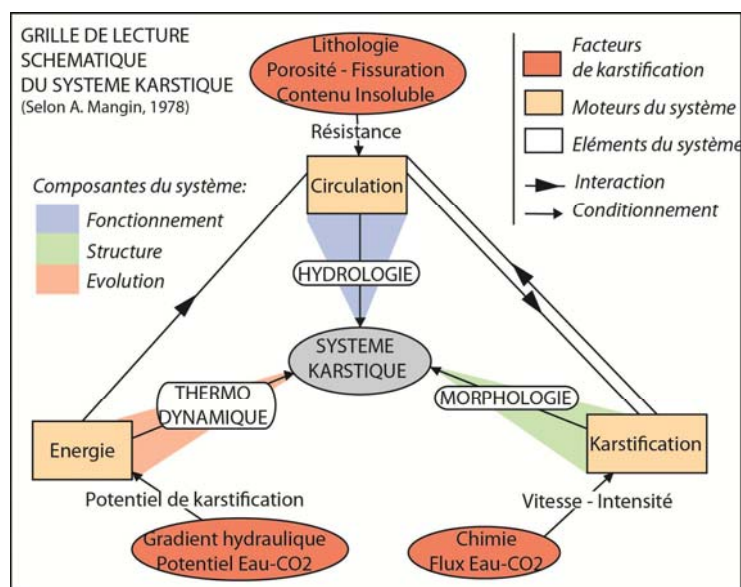


Figure 2.4. Schéma des niveaux spatio-temporels du système karstique (Modifié de Mangin A., 1975).

Pour mieux saisir l'approche systémique appliquée au karst, nous définirons tout d'abord les éléments de chacune des composantes du karst, l'entrée par lesquelles on peut les aborder et leur contribution conceptuelle et didactique dans le cadre de notre recherche. Nous situerons, au départ, la composante structurelle du système en optant pour l'approche morphologique adaptée à notre étude. Ensuite, la notion de spatialité du système et la délimitation de ces limites externes seront exposées, tout en faisant appel à la dimension fonctionnelle du karst. Dans un second volet, nous aborderons la dynamique et le fonctionnement du système karstique en nous appuyant sur la notion de temps, essentielle pour comprendre sa dimension évolutive.

2.2. LA COMPOSANTE STRUCTURELLE ET LA SPATIALISATION DU SYSTEME KARSTIQUE

La structure du modèle karstique concerne les éléments composant le système. Ils sont définis par les hydrogéologues selon la nature de l'écoulement. Le karst est divisé en zone noyée ou saturée en eau et en zone non saturée, régie par l'écoulement libre. Cette représentation est utilisée par les géomorphologues à partir de l'entrée morphologique du karst. La division de celui-ci selon la nature des écoulements n'est autre qu'un zonage des conduits et des différents vides qui résultent du drainage. La structure morphologique du système se résume ainsi par la roche encaissante et l'organisation de l'ensemble des vides qui y sont contenus. Elle peut être divisée en zones morphologiques (Figure 2.7.), telles que :

- i) l'exokarst ou l'ensemble des formes de dissolution situées en surface du massif, telles que les lapiez, les dolines, les poljés qui constituent autant de points d'entrée des eaux météoriques vers l'endokarst ;
- ii) l'endokarst ou l'ensemble de vides situés entre le toit du massif et la borne inférieure du gradient hydraulique. Il comporte des réseaux de fissures fonctionnelles et/ou fossiles (micrométriques à centimétriques, décimétriques) et des conduits pénétrables par l'homme. Il contient les parties vadose, épinoyée et noyée du système.

La définition de la structure du système karstique suivant l'entrée morphologique résulte des recherches spéléomorphologiques et de l'exploration spéléologique des paléo-drains, spéléonautique des drains noyés du karst. La spéléo-karstologie a permis de mener des observations là où s'opèrent les processus de dissolution, de mise en charge et d'abandon au sein du système karstique, rendant ainsi visible son

fonctionnement et son évolution (Bertz J.H., 1942 ; Renault P., 1967 ; Maire R., 1976 ; Delannoy J.J., 1981, 1997 ; Ewers R.O., 1982 ; Audra P., 1994 ; Hamilton P.J., 1995 ; Slabe T., 1995 ; Vanara N., 2000 ; Bruxelles L., 2001 ; Hausselman P., 2002 ; Anthony D.M. et *al.*, 2004 ; Camus H., 2003 ; Faulkner T., 2005 ; Jaillet S., 2005 ; Perroux A.S., 2005). Cette expression visible de la « boîte noire » (Bakalowicz M., 1975) que les hydrogéologues attribuent au système karstique met en avant la relation indissociable entre la structure visible (conduits et dépôts) et la structure invisible du karst (aquifères). Elle se traduit par la formalisation des éléments morphologiques et des dynamiques à l'intérieur de cette « boîte ». Dans notre recherche, nous serons amenés à utiliser plus couramment les termes morphologiques attribués aux zonages du karst, sans pour autant négliger leurs caractéristiques hydrogéologiques.

Dans cette présentation rapide, il faut noter que les éléments structurels ne sont pas des composants isolés les uns des autres. Les « ensembles », assimilés à des sous-systèmes, sont indissociables et en interactions continues entre eux. Ici intervient la notion de la dynamique de l'écoulement à un moment donné de l'évolution, qui permet ces connexions par le flux de matières et d'énergies. L'*épikarst*, alimenté par un écoulement diffus, transmet l'eau et les solubles dans les fentes plus larges situées dans l'*endokarst*. Dans cette partie, l'écoulement transporte, dépose ou remobilise la matière et ressort de celui-ci par l'exutoire du système situé dans la borne supérieure de la *zone noyée*. Dès lors, on considère le système karstique comme une **unité constituée** de **sous-systèmes** en **interactions** qui lui assurent une **cohérence** dans la structuration du drainage et des vides karstiques (Delannoy J.J., 1997).

Par conséquent, l'étude d'une « forme karstique » à l'échelle métrique telle qu'une galerie, une doline ou une marmite d'érosion endokarstique ne peut pas être abordée en soi, sans l'associer à ce qui est autour d'elle. L'approche systémique a pour intérêt de remettre la morphologie karstique dans son environnement et aux différentes échelles du système. L'objet d'étude est traité au niveau centimétrique (microformes), métrique (formes endokarstiques ou exokarstiques) ou plurimétrique, voire même kilométrique (macro-formes), sans l'isoler de son contexte. La réflexion suivant l'approche systémique invite à replacer la forme étudiée dans son contexte, si nous voulons interpréter la dynamique de sa mise en place, ou l'évolution de celle-ci dans le temps.

Par ailleurs, les composantes structurelles du système karst, une fois définies, font partie d'un ensemble cohérent, régi par la dynamique des écoulements pour atteindre un état d'équilibre thermodynamique (Mangin A., 1975). La délimitation de cet espace consiste à définir ses limites externes à un moment « t » de son évolution dans le temps géologique. Elle implique les notions d'impluvium et d'exutoire :

- l'**impluvium** concerne le bassin d'alimentation externe (les limites des eaux superficielles et les bassins-versants hydrographiques dans le cas d'une perte) et interne (le bassin-versant hydrogéologique du karst impliquant le contexte litho-structural).
- l'**exutoire**, situé à la borne inférieure du gradient hydraulique, permet de cerner le/le(s) point(s) de sortie de l'écoulement de l'aquifère karstique. C'est l'expression du niveau de base du système. L'évolution spatiale de cette borne inférieure est conditionnée par les événements d'ordre eustatique, géomorphologique ou géodynamique (tectonique).

En somme, la structure du karst (ou l'ossature du système) est constituée par l'ensemble des conduits hiérarchisés depuis l'entrée des infiltrations diffuses jusqu'à la sortie concentrée des écoulements (source karstique). La structure morphologique est la résultante des organisations du drainage qui se sont inscrites dans le modelé karstique. Appréhender le système karstique par son entrée morphologique lui attribue une portée visible intéressante pour notre recherche. Aussi, la dimension spatiale du modelé karstique qui

délimite notre champ d'action, comporte cette structure morphologique et cerne les frontières du système par les flux d'entrée et de sortie de l'écoulement. Les limites externes du système, régies par la dynamique de l'écoulement, définissent le bassin d'alimentation du karst. Ces limites ne sont pas figées dans le temps. Au contraire, l'espace du système karstique est en évolution permanente, en fonction de l'environnement qui le conditionne.

2.2.1 LA TEMPORALITE DU SYSTEME KARSTIQUE

Le karst peut être appréhendé et traité en tant que **système spatio-temporel** (Delannoy J.J., 1997). Les notions d'espace et de temps sont ici étroitement liées au sein du modèle karstique. Elles relèvent du fait que la spatialisation du système passe par le fonctionnement de l'écoulement au moment « t », vu son rapport réciproque avec l'environnement. Au cours du temps géologique, le « système karst » subit des modifications, tout en conservant une certaine permanence. Sa dimension évolutive nous permet de lui attribuer **un rôle de mémoire via les formes et les dépôts**.

Essentielle dans notre recherche, la temporalité du système met l'accent sur le fonctionnement et l'interaction entre ses éléments. Il convient, dès lors, de déterminer les moteurs et les processus morphogéniques et hydrologiques intervenant dans la structuration et la dynamique des écoulements. Nous aborderons, par la suite, la notion de l'évolution du karst qui lui attribue un rôle d'archives naturelles, dans le temps long et court.

2.2.2. LA COMPOSANTE FONCTIONNELLE

L'aspect fonctionnel du karst définit les critères de sa dynamique. Ces critères sont les moteurs qui déterminent la circulation des eaux. Nous citerons, d'une part, le gradient hydraulique contrôlé par la gravité ou l'énergie potentielle et, d'autre part, les flux d'eau et de gaz carbonique dissous régis par l'énergie chimique (*Figure 2.5.*). La quantité et la dispersion des flux d'eau et de gaz carbonique sont à l'origine de l'érosion physico-chimique de la roche encaissante. Ils contribuent, par leur accentuation ou leur diminution, à l'accélération de la formation d'un karst.

Cependant, cette érosion est liée à la cinétique de l'écoulement dans la mesure où la circulation est possible. Elle se réalise par la gravité ou l'énergie potentielle nécessaire pour le déplacement des flux d'eau du point A au point B, situé plus bas. Une fois les deux moteurs présents, la genèse et le fonctionnement du karst sont alors possibles.

Notons que ces critères sont contrôlés par des paramètres structuraux, à savoir la nature de la roche encaissante, sa porosité et son degré de fissuration. A ceux-ci s'ajoute un paramètre fondamental : le niveau de base hydrologique. Ce conditionnement externe au système se situe à la borne inférieure du gradient hydraulique. Il affecte la structuration des circulations et se traduit par la genèse de vides karstiques dans la roche encaissante. Les moteurs vont influencer la position du niveau de base karstique (cas du karst barré).

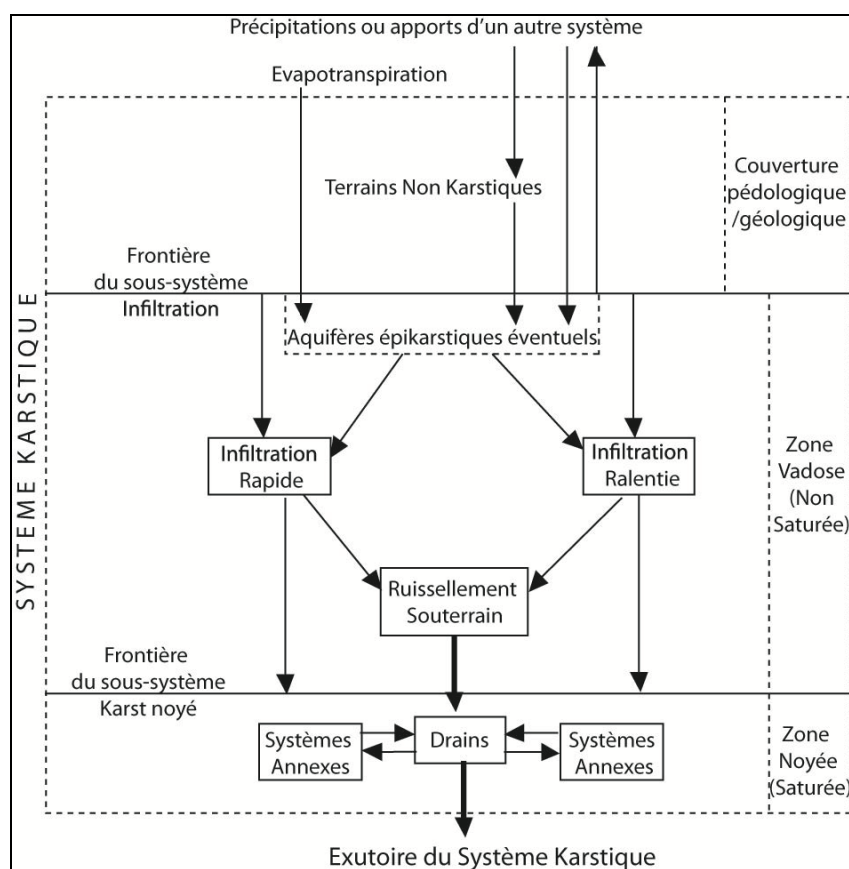


Figure 2.5. L'organisation du fonctionnement du système karstique selon A. Mangin (1975).

Le système karstique, de par son état fonctionnel ou actif, est une **unité en rapport réciproque** avec son **environnement**. Considéré comme un système ouvert, il est en état d'échange continu d'informations avec son cadre externe (Figures 2.3., 2.5.), ces informations pouvant être des infiltrations provenant des eaux météoritiques (infiltrations efficaces⁵) ou des apports d'un autre système. Alimentant des aquifères épikarstiques, les eaux d'infiltration (lente ou rapide) transitent dans la zone non saturée du karst et soutiennent les débits des flux ruisselant à la base de la zone vadose. Ce ruissellement alimente les drains et l'exutoire (la source karstique).

Le karst fonctionnel peut passer soit à un système isolé, soit à un système fermé (Mangin A., 1978). Dans le premier cas, un abaissement du niveau de base entraîne une partie de la structure à s'isoler. Les anciens drains de la zone active ou noyée appartiennent, dès lors, à la zone d'infiltration (vadose). L'étagement des réseaux dans une vallée peut être l'expression d'une succession d'abaissements ou de rehaussements du niveau de base.

Par contre, un karst fermé résulte d'une remontée du niveau de base qui entraîne un ennoyage de l'aquifère karstique (Delannoy, J.J., 1997). Ainsi, durant le Pliocène, l'ennoyage des drains de certains réseaux s'est réalisé lors de la crise messinienne (Mocochain L., 2006, 2007).

2.2.3. LA DIMENSION EVOLUTIVE DU KARST

Les notions de la dynamique de l'écoulement et de l'échange de matière et d'énergie sont fondamentales du système karstique, car elles permettent de le définir comme une unité subissant des modifications

⁵ Fraction de la quantité d'eau infiltrée depuis la surface du sol, qui traverse la zone non saturée et parvient à la zone saturée.

dans le temps, tout en conservant une certaine permanence (Walliser B., 1977). Cette permanence n'est autre que l'état stationnaire (Mangin A., 1982) que peut avoir le système lorsque les énergies ou les facteurs de karstification sont constants. Dès qu'il y a une variation de l'intensité de l'une de ces énergies, le fonctionnement du système se modifie. Une nouvelle structure de drainage se met en place, entraînant l'abandon de l'ancienne.

La structure non-fonctionnelle du système devient alors un paléokarst. Les remplissages qui y sont contenus sont aussi dissociés de la nouvelle organisation de l'écoulement. Ils constituent alors des dépôts hérités d'anciennes phases de fonctionnement du système.

C'est à ce niveau que le paléokarst et/ou les dépôts hérités deviennent une mémoire naturelle, du moment où ils sont déconnectés du drainage actif du système. Néanmoins, les anciennes structures de drainage et les vides qui en découlent, peuvent être réutilisés par des structures de drainage, notamment dans la zone vadose.

Ainsi, l'accumulation et/ou l'étagement de ces mémoires composent la dimension évolutive du karst. Ces constats sont essentiels à la notion d'archivage des données environnementales. Leur traitement et leur analyse nous permettent ainsi de reconstituer, depuis les héritages paléogéographiques jusqu'au temps actuel, les différentes phases de fonctionnement du karst.

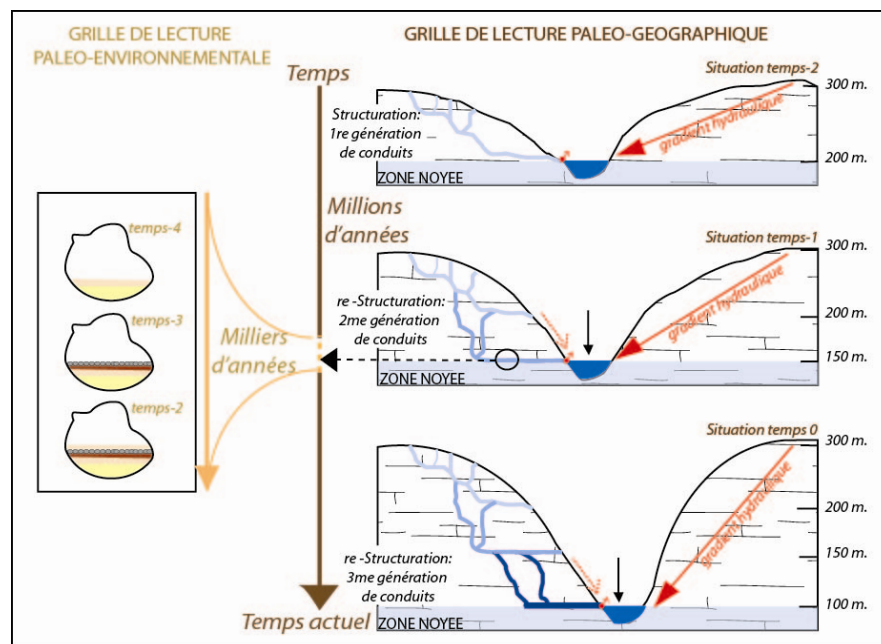


Figure 2.6. Les modalités de lecture du vecteur temps dans le système karstique.

L'évolution du système s'effectue, dans la plupart des karsts, en plusieurs phases successives. Le vecteur temps dans l'évolution du karst est continu. Mais l'appréhension du système karstique dans sa dimension évolutive nécessite de le traiter en deux temps. Les notions de **temps court** et de **temps long** (Delannoy J.J. et al., 1999) ont été abordées pour des raisons didactiques, afin de clarifier l'usage des termes de « paléo-géographie » et de « paléo-environnement » (Figure 2.1.). En effet, le temps long correspond à l'évolution du système karstique dans ses composantes structurales, à savoir l'eustatisme, la géodynamique, la lithologie et la mise en place de l'orographie sous l'impact du climat. Le temps long ou géologique correspond alors à la reconstitution des **paléogéographies**. Cependant, le temps court, intercalé dans le temps géologique, correspond à l'évolution du système karstique dans ses composantes dynamiques actuelles et passées, à savoir les climats et les sociétés humaines.

En montrant l'organisation du système karstique, ses composantes principales et son fonctionnement, on comprend mieux les éléments du système, ainsi que sa dynamique et les interactions entre ces éléments. A partir de là, on pourra replacer l'endokarst, objet d'étude retenu pour notre recherche, et le fonctionnement de ce dernier dans le système karstique en général. Il semble donc évident, voire même nécessaire, que toute étude portant sur une partie du vide endokarstique doit être menée selon une approche systémique. Cette démarche nous permettra alors de comprendre et d'interpréter les interactions entre les formes et les formations endokarstiques, de déduire les facteurs contribuant à leur formation et par suite, de reconstituer les conditions environnementales qui englobent ces facteurs.

§ § § § § § §

III- PLACE DE L'ENDOKARST DANS LE SYSTEME KARST

L'endokarst peut être considéré comme un objet d'étude à part entière. Il peut être aussi utilisé comme un vecteur performant pour appréhender les anciennes phases de structuration du karst, que l'étude géomorphologique classique ne permet pas de reconstituer.

Il s'agit, tout d'abord, de relever les intérêts que représente l'endokarst pour notre recherche doctorale. Ensuite, nous présentons ses différentes caractéristiques et composantes, son fonctionnement et son rôle de mémoire environnementale au sein du système karstique. A la lumière de ces aspects, les deux principales mémoires endokarstiques (la morphologie et les remplissages détritiques et spéléothémiques) seront abordées et leur contribution en tant qu'indicateurs paléogéographiques et paléoenvironnementaux sera mise en avant.

3.1. INTERETS DE L'ENDOKARST COMME OBJET D'ETUDE

L'endokarst présente plusieurs intérêts majeurs pour notre recherche doctorale :

-1- Il est particulièrement adapté à notre recherche, du fait que c'est le produit d'une karstification « évoluée » qui a été conditionnée par les facteurs environnementaux. L'étude des anciennes structures endokarstiques permettent de retrouver les conditions initiales à leur réalisation et de s'interroger sur leurs causes.

-2- L'endokarst est une entité riche en formes et dépôts. En spéléomorphologie, nous dénombrons des formes de conduits selon les régimes d'écoulement, des microformes selon les types de processus d'érosion et de réajustement mécanique de l'encaissant, des dépôts détritiques selon leur taille, leur forme et leur mode de mise en place et enfin, des formations carbonatées, avec plus d'une centaine de variétés (Hill C. et Forti P., 1997 ; Perrette Y., 2000). Cette large gamme de réseaux spéléologiques et de dépôts représente une mine d'informations spéléogéniques et karstogéniques, voire morphogéniques. Etudiées chacune indépendamment des autres, ces mémoires s'empilent et apportent des informations d'une longue portée chronologique (Perroux A.S., 2005). Cette diversité offre aussi la possibilité de combiner les études sur diverses mémoires. L'apport informationnel d'une mémoire étant limité au temps de son fonctionnement, il se complète par celui d'une autre mémoire.

-3- Les dépôts et les formes karstiques auxquels nous avons accès *via* les réseaux spéléologiques sont protégés des processus d'érosion externe. Ceux-ci peuvent facilement gommer des formes exokarstiques susceptibles de nous renseigner sur des processus morphogéniques passés et donc karstogéniques. La fonction protectrice du karst vis-à-vis des dépôts qu'il renferme est bien réelle, et permet une conservation, parfois exceptionnelle, des différentes mémoires au cours du temps (Delannoy, J.J., 1992).

-4- Enfin, l'accès aux formes et aux formations endokarstiques rend plus pratique l'étude morphogénique du karst, à condition de la replacer dans son contexte géomorphologique global. C'est, en effet, un argument primordial, qui donne à toutes les mémoires endokarstiques une valeur informationnelle particulièrement riche.

3.2. PLACE DE L'ENDOKARST DANS LE SYSTEME KARST

L'endokarst englobe l'ensemble des réseaux de vides et des différents types de dépôts qui y sont contenus. Au niveau structurel, la répartition et la direction des écoulements s'expriment selon des formes de conduits ou drains spécifiques à chaque zone de l'endokarst. Nous distinguons trois zones (Figure 2.7.) :

- i) La zone épikarstique, située sous la couverture bio-pédologique : elle regroupe des microfissures impénétrables. Assimilée à une zone capacitive, les écoulements y sont forcés de circuler vers le bas, se concentrent à des points préférentiels et se hiérarchisent. Cette zone assure la concentration des flux d'eau venant depuis la surface et leur transfert vers la zone inférieure.
- ii) La zone de drainage vertical : elle constitue un ensemble regroupant des conduits à dominante verticale pénétrables et non-pénétrables. L'écoulement y est à l'état libre, les flux d'eau et de matières sont rapidement transférés vers les drains inférieurs. Ce type d'écoulement attribue à cette zone un fonctionnement hyper-transmissif.
- iii) La zone de transfert horizontal : elle regroupe les drains principaux et horizontaux de l'endokarst. Le forçage du drainage est à dominante horizontale. La hiérarchisation des drains se réalise par dissipation d'énergie. L'écoulement dans cette zone est aussi soutenu par des micro-drainages propres à des systèmes annexes.

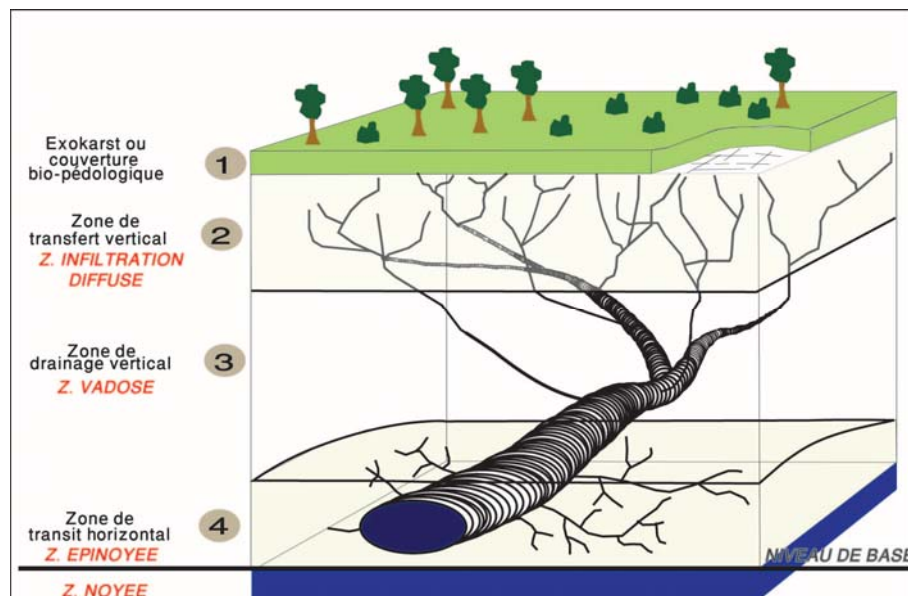


Figure 2.7. Les différentes zones du système karstique (Modifiée de Perrette Y., 2000).

Le type d'écoulement conditionne la morphologie des vides de l'endokarst. Mais aussi, il contribue au transfert, au colmatage et à la remobilisation de la matière (soluble et insoluble) dans ces drains. Nos observations se sont concentrées surtout dans la borne inférieure du karst, là où les conduits sont spéléologiquement accessibles. Dans cette partie de l'endokarst, ces conduits portent souvent le nom de cavités ou grottes. Nous nous intéressons particulièrement à cette zone inférieure du système karstique, parce que les conduits horizontaux sont susceptibles de passer d'un fonctionnement du karst à un autre (noyé, épinoyé, vadose). Les marques de ce passage sur les parois peuvent y être enregistrées. L'essentiel des dépôts de l'endokarst se situe dans les conduits sub-horizontaux appartenant à la borne inférieure du karst (ancienne ou actuelle). Suite à ce constat, cette zone d'information optimale nous donne la possibilité de reconstituer l'histoire de ces drains, à partir de la relation entre la morphologie de la cavité et les sédiments qui y sont contenus (Delannoy J.J., 1997). La reconstitution de cet élément du karst relève de la spéléogénèse, une démarche morphogénique qui consiste à étudier la formation des vides souterrains, tout en les replaçant dans le contexte géologique et géomorphologique. Dans le cadre de cette démarche, que nous développerons ultérieurement, les dépôts et les formes endokarstiques sont traités en tant que mémoires endokarstiques des changements environnementaux (Ford D.C. et Ewers R.O., 1978 ; Dreybrodt W., 1981 ; Maire R., 1990 ; Quinif Y., 1994 ; Perrette Y., 1996, 1999) qui ont marqué le modelé karstique.

3.3. ROLE ET PLACE DES MEMOIRES ENDOKARSTIQUES COMME ARCHIVE NATURELLE

L'étude de la formation des vides et conduits souterrains ou spéléomorphologie a été entreprise par les karstologues depuis la seconde moitié du XX^e siècle (Renault P., 1967 ; Maire R., 1976 ; Bini A., 1977 ; Delannoy J.J., 1997 ; Vanara N., 2000 ; Camus H., 2003 ; Jaillot S., 2005). L'étude des remplissages des grottes vient compléter l'approche spéléogénique par l'introduction de nouvelles méthodes d'investigation. Les séquences détritiques sont mieux appréhendées *via* les techniques d'extraction et de traitement (Lignier V., 2001, 2002 ; Perroux A.S., 2005) et les formations carbonatées *via* les datations (Maire R., 1990 ; Perrette Y., 1996, 2000). La complémentarité des démarches spéléogénique et sédimentologique permet de regrouper deux niveaux de renseignements à deux échelles temporelles intercalées (temps long de la géologie et temps court du Quaternaire et de l'Holocène). Ces renseignements comprennent des indicateurs ou des traces qui ont marqué un processus d'érosion et/ou une modification des données climatiques. L'ensemble de ces traces à l'échelle géologique et/ou Quaternaire et Holocène peut être assimilé à des archives ou à des mémoires contribuant à retracer l'histoire de la cavité.

Une mémoire endokarstique est ainsi ***assimilée à un ensemble d'archives naturelles contenues dans les formes et les remplissages de l'endokarst*** (Perroux A.S., 2005). Ces traces sont des indicateurs tels que les formes susceptibles de nous renseigner sur le creusement du drain, les dépôts montrant les dynamiques d'écoulement de la grotte et les formations chimiques enregistrant les phases climatiques quaternaires.

Les éléments de l'endokarst, à savoir les formes, les formations et les remplissages, seront au centre de notre étude. Il ne s'agit pas, dans cette partie, de reprendre toutes les formes et formations endokarstiques, mais de relever celles qui contiennent des indices sur le fonctionnement et l'évolution de la cavité et à partir de là, du massif dans lequel se développe les vides souterrains. Les indicateurs morphologiques et détritiques intéressants seront mis en avant, pour définir leur mise en place. Les renseignements qu'ils peuvent contenir seront ainsi utiles dans le décryptage des paléogéographies et des anciens environnements de notre zone d'étude, à savoir, les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias.

3.3.1. LA MORPHOLOGIE ENDOKARSTIQUE

L'ensemble des formes souterraines résultant de la karstification est ici pris en compte, dans les zones de transfert vertical aussi bien qu'horizontal des écoulements. La définition de la cavité par B. Gèze (1970) comme « **un vide avec de la roche autour** » est démonstrative. Ces vides correspondent à l'ensemble des conduits fonctionnels et non-fonctionnels dont la dimension peut varier.

La formation des vides résulte de la dissolution de l'encaissant calcaire, à partir de l'eau chargée en CO₂ dissous. La morphologie des drains est retouchée avec la modification de l'apport en eau et sa composition (concentration en CO₂ dissous, température). Ce facteur principal conditionne la dissolution.

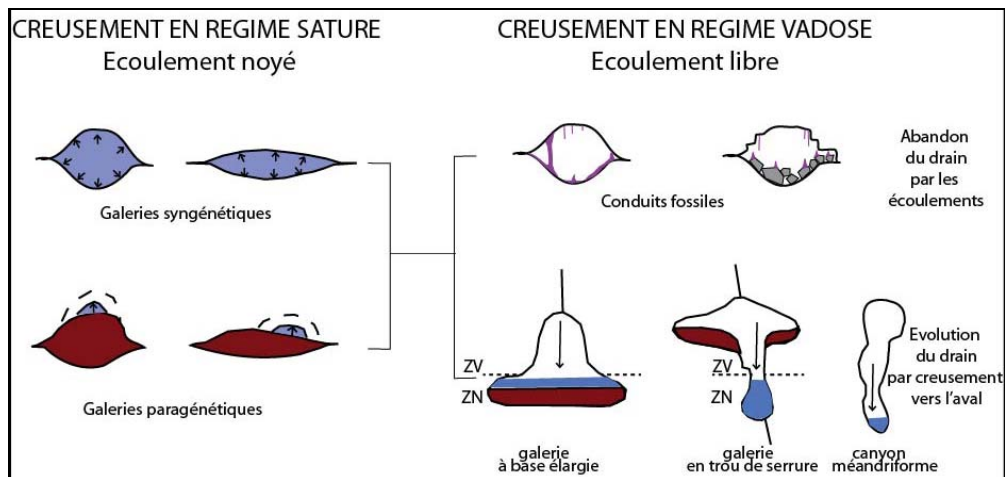


Figure 2.8. Schéma récapitulatif et synoptique des principales formes de drains, de leur formation et de leur évolution (D'après Renault P., 1967 ; Collignon B., 1988 ; Delannoy J.J., 1997).

La circulation de l'eau est un facteur essentiel de creusement des vides endokarstiques. Les formes résultant dépendent directement de l'organisation du drainage souterrain et de son évolution. La morphologie des conduits (Figure 2.8.) est différente selon la zone d'écoulement (noyée/vadose) dans laquelle ils ont été creusés. Dans le cas d'un karst classique, dit gravitaire (Delannoy J.J., 1997), les eaux traversent les fissures de la zone non-saturée (ou vadose) et atteignent la zone saturée (noyée) du karst, là où stationne le niveau de base de l'écoulement.

a- LES FORMES DE LA ZONE NOYEE DU KARST

Dans la zone noyée du karst, les observations de P. Renault (1967) sur la forme des conduits et sa théorie associant creusement et sédimentation ont permis l'élaboration d'une typologie de drains s.s. en fonction de la vitesse de circulation. Nous distinguons deux types de galeries :

- La galerie « syngénétique » (Renault P., 1967) ou en « conduite forcée » (Chevalier P., 1944) est le résultat d'un creusement en écoulement rapide (Figure 2.8.). Une quasi-absence de sédimentation est liée à la vitesse élevée de l'écoulement. Le diagramme de Hjulström (1935) (Figure 2.12.) montre bien la relation entre taille des grains et vitesse de l'écoulement et nous donne un ordre de grandeur de la vitesse (12 cm/s à 1 m/s) qu'il faut atteindre pour éviter toute sédimentation. Le conduit non protégé par les sédiments est corrodé sur tout son pourtour, amenant ainsi à une forme de drain proche de celle d'un tube vide.

- La galerie dite « paragénétique » (Renault P., 1967) résulte d'un écoulement lent. La faible vitesse des flux (< 10 cm/s selon le diagramme de Hjulström) permet la sédimentation de particules fines à la base du conduit. La remobilisation de celles-ci (argiles) demandant une vitesse d'écoulement beaucoup plus élevée, par conséquent elles ont tendance à rester à ce niveau-là. La corrosion du conduit s'effectue alors sur la partie sommitale du drain. Ce creusement « *per ascensum* » est une autorégulation de la section non protégée par augmentation et diminution de la vitesse des flux (Renault P., 1967). Les formes de réajustements qui en résultent sont alors des coupoles emboîtées et/ou des chenaux de voûte dans la partie supérieure du conduit, des lapiez de voûte ou des chenaux anastomosés (Bertz J. H., 1942 ; Gèze B., 1970 ; Ford D.C. et Williams P.W., 2007).

Nous nous intéressons ici à une forme bien particulière de la galerie « paragénétique », celle des « banquettes-limites » relevées par P. Renault en 1970 (*Figure 2.9.*). Ces encoches sont situées entre la partie sommitale du remplissage et la paroi du conduit. Orientées longitudinalement dans l'axe de la galerie et souvent parallèles entre elles, ces formes sont façonnées à chaque phase d'aggradation du remplissage sédimentaire de la galerie. Paradoxalement, elles sont invisibles quand le conduit est en zone noyée, mais se dévoilent lors du décolmatage des dépôts du drain. Ces encoches, une fois visibles, révèlent les différents niveaux ascendants du remplissage et permettent alors de restituer leur géométrie par rapport au conduit. Les banquettes-limites présentent dans le paysage souterrain un profil en montagnes russes et plus rarement un profil quasi-linéaire (Jaillet S., 2005b, 2007). Ces deux variantes sont liées à la vitesse de l'écoulement qui est beaucoup plus lente dans le deuxième cas de profil.








FORMES	NOM	DIMENSION	INFORMATION PALEOGEOGRPHIQUE
	Banquette-Limite	Longueurs plurimétriques	Encoches de paroi situées entre le sommet du remplissage et la paroi. Engendrées à chaque phase d'aggradation des dépôts de la galerie paragénétique.
	Chenal de voute	Longueurs métriques à plurimétriques	Forme semi-circulaire en tube engendrée par la dissolution des écoulements rapides et sous pression (Régime noyé)
	Coupole de dissolution	Diamètre pluri-centimétriques à métriques	Dissolution par des écoulements ascendants, rapides et sous-pression (syngénétisme, paragénétisme) par effet de tourbillon engendrée sur hétérogénéité de la roche.
	Lapiaz de voute et de paroi	Longueurs métriques	Forme de dissolution engendrée l'ennoyage/dé-noyage du drain par les écoulements
	Coups de gouges	Longueur et largeur pluricentimétrique	Pour des galeries creusés en regime noyé, indication du sens et de la vitesse d'écoulement
	Stries ou flutes	Longueurs pluricentimétriques	Dissolution prolongée des parois (allongement des formes) à vitesse régulière
	Chenaux anastomosés ou en sillon	Longueur pluri-centimétrique largeurs centimétriques	Dissolution par des écoulements sous pression et rapides pour les plafonds et parois

Figure 2.9. Récapitulation des différentes formes en zone noyée et de l'information paléogéographique associée, d'après Renault P., 1967, 1970 ; Delannoy J.J., 1981 ; Lismonde B. et Lagmani A., 1987 ; Gilli E., 1995 ; Slabe T., 1995 ; Jaillet S., 2005 (Simplifiée d'après Perroux A.S., 2005). Clichés G. El-Haibe, T. Comaty, C. Nehme, B. Sadier, M. Alejandra-Perez, C. Arnoux.

La reconnaissance de ces formes de stationnement visibles dans un drain décolmaté implique une évolution du conduit suite à la migration de la zone noyée en contrebas. Leur identification nous permet alors de reconstituer l'ancienne zone noyée dans la géométrie du massif karstique.

D'autres formes qui se développent en zone noyée du karst sont également instructives dans le sens où elles nous renseignent sur les modalités des écoulements (sens des paléo-écoulements et calcul des paléo-débits). Nous développerons ici l'exemple des coups de gouge (Figure 2.10.)

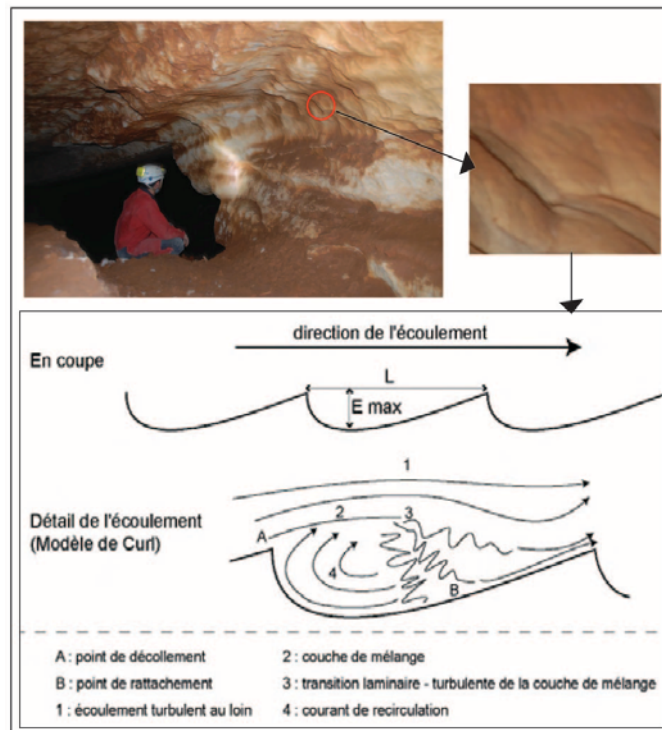


Figure 2.10. Les coups de gouge sur les parois d'une galerie en conduite forcée et leur signification (D'après Curl R.L., 1966 ; Lismonde B. et Lagmani A. 1987 ; Slabe T., 1995).

Communément appelée vagues d'érosion (de Joly R., 1933), les coups de gouge sont des microformes de creusement que l'on relève sur les parois, le plafond ou le plancher des conduits. Elles sont le résultat d'une dynamique de creusement en zone noyée ou de mise en charge du conduit. Ces morphologies résultent d'un phénomène hydrodynamique associé à un mécanisme de dissolution (Lismonde B. et Lagmani A., 1987a ; Slabe T., 1995). Elles nous renseignent sur le sens des paléo-écoulements et les paléo-débits. Les premières descriptions de ces microformes remontent à J. de Malbos en 1839 et 1882, cet auteur faisant allusion à l'action des eaux sur de telles formes observées sur les parois. R. de Joly (1933) explique la relation entre ces microformes et le sens de l'écoulement, sans pour autant les lier à une formule physique. P. Renault fait le point sur ces microformes en 1967. Ce n'est qu'à partir de 1960 que des expériences de mesure sur l'aspect hydrodynamique et chimique de la genèse des vagues d'érosion aboutissent à des résultats quantitatifs des écoulements qui les ont générés (Rudnicki J., 1960 ; Curl R.L., 1966, 1974). Les travaux de Curl sur les équations de quantification des débits à l'origine des formes des vagues d'érosion sont les plus aboutis et proposent une formule simple : la vitesse de l'écoulement est inversement proportionnelle à la longueur mesurée de la vague. La formule serait alors :

$$V \text{ (cm/s)} \times L \text{ (cm)} = 220000$$

Cette formule a été retenue par la communauté karstologique et est couramment utilisée pour calculer un paléodébit à partir d'une section irrégulière d'un drain souterrain.

b- LES FORMES DE LA ZONE VADOSE DU KARST

Les drains correspondent aux conduits drainant la zone noyée dont la surface est commandée par la position du niveau de base du système. Lorsque le niveau de base s'abaisse (pour des causes eustatiques, tectoniques, géomorphologiques), les conduits creusés initialement en zone noyée se développent alors dans la zone vadose. Deux évolutions spéléogéniques sont dès lors envisageables :

1- les écoulements abandonnent l'ancienne structure de drainage. Les paléodrain (ou galeries dites « fossiles ») sont alors sujets ou non à des réajustements essentiellement d'ordre mécanique. Ces réajustements se réalisent dans des zones de faiblesse de l'encaissant (niveaux marneux, secteurs fracturés) ou de décompression mécanique (proximité de versants...). Les processus d'écroulement masquent alors la physionomie initiale des anciens drains et sont à l'origine des salles d'effondrement. Dans les secteurs où ces phénomènes de réajustement mécanique sont indigents, voire absents, alors la forme originelle (en tube, conduite forcée ou conduit paragénétique) se conserve dans le paysage souterrain. A ces mécanismes d'ordre gravitaire et mécanique, s'ajoutent les processus chimiques à l'origine du concrétionnement qui peut dans certains cas colmater entièrement le paléodrain.

2- Lorsque les écoulements de la zone vadose empruntent les anciens drains, la forme des conduits évolue. La dissolution de l'encaissant calcaire par les circulations à surface libre surcreuse, donnant ainsi des galeries en forme de « trou de serrure » ou méandriques. L'intensité de l'érosion verticale dépend alors de l'agressivité des eaux, de la quantité des flux, du substrat et du facteur temps (temps nécessaire mis par l'eau pour éroder et rejoindre son niveau de base).

Lorsque les anciens drains ont été le siège de dépôts (creusement en mode paragénétique), les écoulements de la zone vadose les recreusent et sont à l'origine des « terrasses » étagées. Les eaux remobilisent en partie ou la totalité de ces dépôts, gommant ainsi les traces des témoins karstogéniques antérieurs.

Cet exposé des principales formes de drains avec les réajustements régulateurs de leur morphologie initiale appuie l'idée de la signature de l'écoulement et de son évolution, *via* les conduits du karst. Les observations de ces formes dans la roche encaissante ou les dépôts, si elles sont présentes et préservées, nous conduisent à retrouver d'anciens témoins de drainage et à nous interroger sur leurs variations dans le temps et l'espace. Cette réflexion basée sur la reconnaissance des paléo-drains est au cœur de notre recherche visant à reconstituer les paléo-structures de drainage des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias.

3.3.2. LES DÉPÔTS DÉTRITIQUES

L'étude des remplissages souterrains est complémentaire de l'analyse morphologique des paléo-drains dans la mesure où ces dépôts dépendent en grande partie de la capacité des écoulements à transporter et à déposer le matériel (dissous ou détritique), capacité qui dépend elle-même des conditions climatiques et environnementales. Dans ce cas, les dépôts sont postérieurs aux conditions qui ont régi le creusement des conduits (ex des paléo-drains). Ces dépôts ne doivent pas être confondus avec ceux contemporains du fonctionnement en régime noyé : cas d'un conduit paragénétique.

De nombreux travaux sur les dépôts et remplissages souterrains, ainsi que sur leur classification, ont été menés à bien (Cabrol P., 1978 ; Maire R., 1976, 1982 ; Ek. C. et Quinif Y., 1988 ; Delannoy J.J. et Guendon J.L., 1988 ; Sorriaux P., 1982 ; Campy M., 1990 ; Lignier V., 2001 ; Perroux A.S., 2005 ; Farrant A. et Smart P.L., 2011). Dans cette partie, nous limiterons la description des dépôts à l'ensemble des formations clastiques et alluviales suivant deux types de classification : l'origine et leur mode de mise en place, puis la forme et la taille des sédiments.

Les dépôts détritiques sont de différentes nature et origine (*Figure 2.11.*). Nous distinguons dans un premier volet, deux catégories de formations :

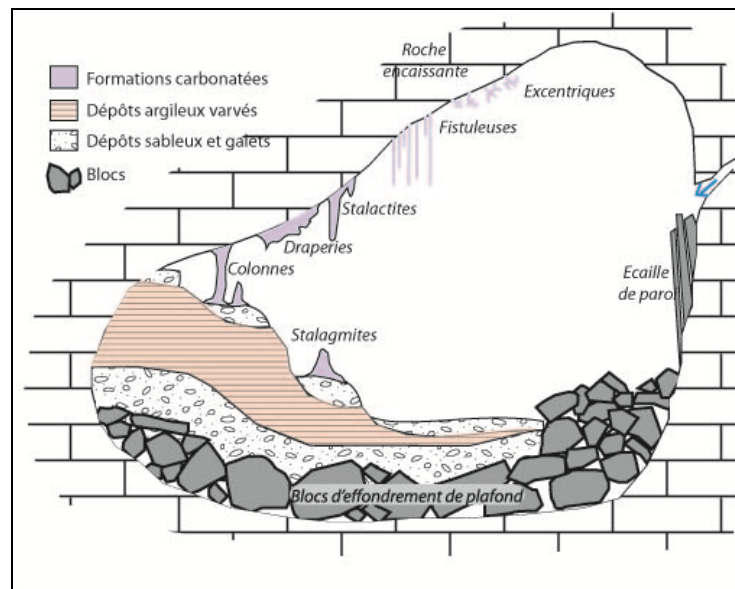


Figure 2.11. Les différents types de dépôts détritiques et carbonatés à l'intérieur d'un drain (Modifiée d'après Pomel S. et Maire R., 1995).

La première catégorie comprend les dépôts gravitaires (Figure 2.12.). Issus de la roche encaissante (autochtones), ils sont l'expression de réajustements mécaniques. Ils figurent dans le paysage comme des débris anguleux, des blocs effondrés, des clastes de desquamation. Leur taille peut aller d'éléments centimétriques jusqu'à des blocs métriques (effondrement de strates). Ils s'accumulent sous forme d'éboulis. Ils peuvent être entraînés et/ou dissous par des écoulements souterrains. Ces dépôts sont, en général, le résultat de la décompression mécanique de la voûte d'un conduit ou de l'ensemble du massif. La détente mécanique généralisée se produit plutôt à proximité des versants (Gilli E., 1984) ou des escarpements limitant les massifs (Hoblea F., 1999). Les cavités situées dans ces zones sont plus soumises aux processus d'écroulements : des effondrements de plafond et les recoupements par fentes de décollement sont assez fréquents.

Au sein des dépôts gravitaires, les gélifractions font exception par leur origine climatique. Présents sous forme de blocs centimétriques et anguleux, les dépôts cryoclastiques résultent du processus de gel/dégel sur les parois rocheuses situées non loin de l'extérieur et soumises à de fréquents courants d'air (ex. glaciaire). Les gélifractions retrouvés dans les cavités souterraines par leur transition *via* des puits d'absorption ou des fissures ouvertes (Delannoy J.J., 1992) ramènent à l'existence de ces périodes climatiques froides qui ont affecté le massif en question.

La deuxième catégorie des dépôts détritiques concerne les sédiments transportés et déposés par les écoulements souterrains (Tableau 2.1). Ils peuvent être endogènes ou autochtones au karst (Gèze B., 1970 ; Ek C. et Quinif Y., 1988). Ils se présentent sous forme : *i*) d'argiles résiduelles issues de la dissolution de l'encaissant (Cavaillé A., 1960 ; Renault P., 1990a) ; *ii*) de galets calcaires issus de dépôts clastiques de l'encaissant et transportés par les écoulements souterrains ; *iii*) des matériaux provenant de la surface (sols, insolubles d'un niveau géologique), transitant à travers les fissures et se déposant dans les conduits. Dans des cas particuliers, on peut retrouver d'anciens noyaux de sols piégés dans le karst actuel et qui peuvent correspondre à d'anciennes phases de karstification. Ces résidus paléokarstiques, identifiés dans les dépôts actuels des galeries, renvoient à des périodes de karstification régies par des écoulements météoriques qui s'infiltrèrent à travers les fissures (karst à fonctionnement unaire selon A. Mangin (1982)).

MODE DE TRANSPORT	ORIGINE DU MATERIEL		FAMILLE DE DEPOT
	MECANISME INITIAL	MECANISME SECONDAIRE	
ABSENCE DE MOUVEMENT OU DE TRANSPORT	Dissolution de la roche encaissante		Produit de décalcification <i>in situ</i> (argiles résiduelles, arènes dolomitiques)
MOUVEMENT PROVOQUE PAR LA GRAVITE	Effondrement (détente méc.)		Chaos ouvert de blocs
	Effondrement (détente mécanique)	Dissolution blocs sous-jacents	Chaos fermé de blocs (affaissement, dissolution)
	Gélifraction porche, entrée puits		
	Gélifraction surface, puits	Transit assisté par neige ou eau	Eboulis lité, cône d'éboulis... (parautochtones)
	Desquamation		Eboulis lité, affaissement
	Corrosion de la roche encaissante	Déplacement par gravité <i>via</i> le réseau de fentes	Produit de décalcification (abs. de struct. sédiment.)
	Altération superficielle	Déplacement par gravité <i>via</i> le réseau de fentes	Altérite piégée (abs. de struct. sédiment.)
TRANSPORT PAR LES EAUX COURANTES	Effondrement, écoulement		Galets
	Gélifractions		Graviers, granules
	Produits de décalcification :		Structure sédimentaire (litage) :
	Calcaires "purs" - - - - -		Argiles résiduelles (illite prédominante)
	Calcaires gréseux - - - - -		Sables, limons
	Calcaires marneux - - - - -		Limons, argiles
	Calcaires silex - - - - -		Galets à granules
	Dolomies - - - - -		Sables
	Altération superficielle		Argile, présence structure sédimentaire et de kaolinite
	Perte d'un cours d'eau exogène		Galets, sables, argiles de pétrographie différente du substrat encaissant, et présentant un fort émoussé
Perte d'écoulement d'origine glaciaire		Sables fins et "farine glaciaire" carbonatés - Possibilité de varves si ennoisement du réseau	
Perte glaciaire		Moraines	

Tableau 2.1. Les principaux types de dépôts détritiques et leurs modes de mise en place. Tableau simplifié d'après J.J. Delannoy (1997) (In Perroux A.S., 2005).

Les sédiments alluviaux peuvent être aussi exogènes ou allochtones. Il s'agit de matériel extérieur qui a été acheminé dans le karst par les écoulements. C'est le cas des pertes dans le karst ou des ponors drainant les poljés. Ces dépôts sont l'expression d'un fonctionnement binaire du karst (Mangin A., 1982 ; Delannoy J.J., 1997). Ils sont amenés dans l'endokarst, *via* des pertes (percée hydrogéologique). Dépendants de circulations compétentes et de hautes énergies, ces dépôts sont généralement de tailles granulométriques importantes (sables, galets). Leur parcours au sein de l'endokarst est tout aussi complexe. Ils sont d'abord transités par les conduits, puis piégés dans des sites où l'on relève des chutes d'énergie hydraulique (élargissements de galerie, moindre pente, lacs, barrages clastiques). Les sédiments alluviaux s'accumulent et peuvent être remobilisés au sein du réseau, lorsqu'ils sont repris par les écoulements jusqu'à un autre point d'accumulation en aval du système. L'eau joue un rôle d'agent de

transfert de matières entre l'extérieur et le karst, mais aussi entre l'amont et l'aval du système de drainage et aussi au sein du même système (remobilisation d'anciens remplissages).

Les dépôts détritiques qui sont remobilisés au sein d'un réseau subissent des modifications de structure et de forme. En effet, les modalités d'accumulation sont différentes lorsqu'il s'agit d'un dépôt détritique piégé et remobilisé au sein de l'endokarst, ou d'un dépôt détritique provenant directement de l'extérieur. L'étude granulométrique et sédimentologique permet de discerner les sédiments transportés et mis en place par des écoulements libre, en régime noyé ou de remise en charge.

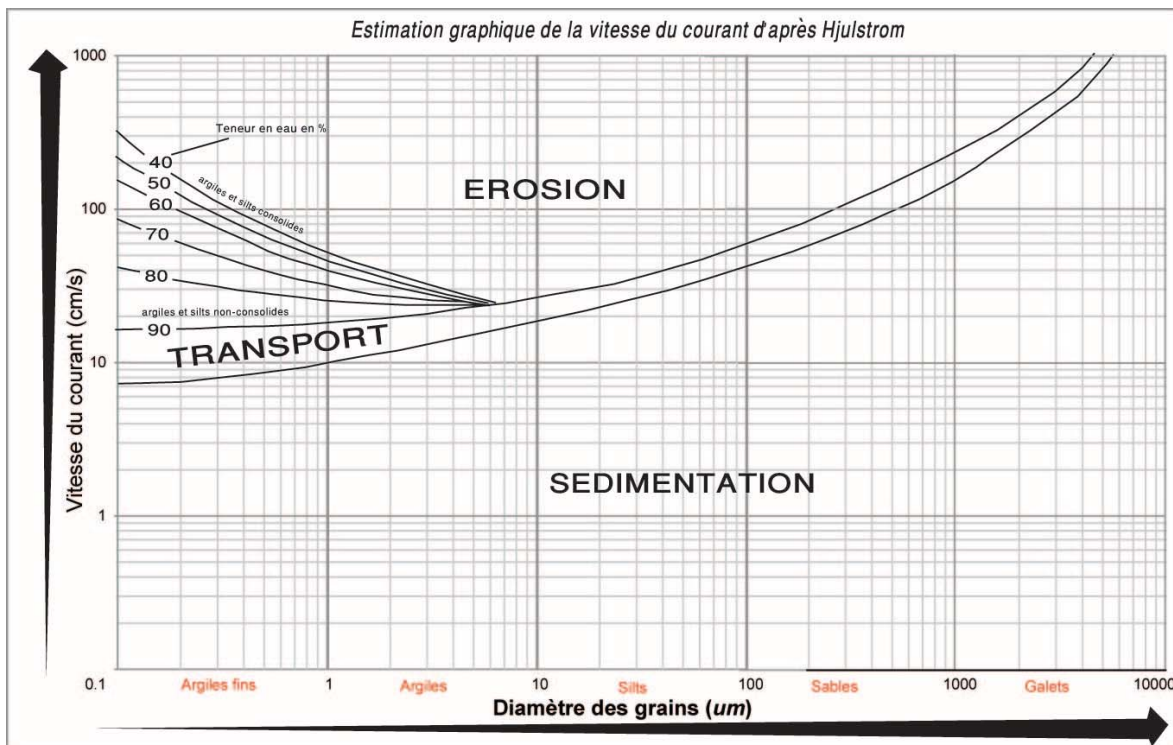


Figure 2.12. Relations entre la vitesse d'écoulement, la sédimentation et le transport des différentes tailles de grains (D'après Hjulström, 1935).

La taille des grains est directement liée à la force du courant. Plus la vitesse est importante, plus grande est la taille des grains transportés (Figure 2.12.). Initialement appliqué à l'étude granulométrique des dépôts des cours d'eau de surface (Rivière A., 1977), le diagramme de Hjulström a été transposé pour l'analyse et l'identification des vitesses d'écoulement souterrain en fonction de la taille des grains. Le diagramme représente les vitesses minimales d'un écoulement susceptible de transporter les particules, d'éroder des niveaux déjà en place ou de déposer des sédiments. Par exemple, un grain d'argile de 1 µm a besoin d'une vitesse inférieure à 10 cm/s pour être déposé. Cette même taille de grain ne peut être remobilisée que par un courant ayant une vitesse supérieure ou égale à 50 cm/s.

L'analyse sédimentologique permet également de reconstituer : *i*) le type de transport (par saltation, suspension ou charriage) ; *ii*) la disposition des couches au moment de leur dépôt (varvées, entrecroisées, superposées) ; et *iii*) leur texture syn-sédimentaire de leur accumulation (roulement des couches ou *slump*, soutirage par microfailles ou en entonnoir). Les dépôts détritiques allochtones sont des archives environnementales et naturelles de l'hydrodynamisme de l'endokarst (Delannoy J.J. et al., 1988). Leurs analyses sédimentaires permettent de reconstituer les environnements correspondant à leur transport et leur dépôt.

Tous ces points sont soulignés ici pour démontrer que les dépôts détritiques peuvent jouer un rôle de mémoire environnementale à plusieurs niveaux.

L'étude de l'origine des dépôts détritiques (autochtones ou allochtones) et de leurs caractéristiques (morphoscopique, minéralogique, granulométrique) permet, dans certains cas, de distinguer le caractère (unaire ou binaire) du système karstique dans lequel ils se sont déposés.

Ensuite, l'étude des dépôts allochtones dans des pièges à sédiments permet de reconstituer l'évolution de la circulation de l'eau au sein de l'endokarst. L'étude d'un dépôt détritique piégé pris individuellement permet de reconstituer dans le temps la dynamique de sa mise en place et son piégeage au sein du karst. Ensuite, l'étude d'un ensemble de dépôts constitués de différents sédiments (étude de la composition de chaque type de dépôt, de la position de chacun par rapport à l'autre) permet la reconstitution des processus de sédimentation qui ont agi successivement et participé à la sédimentogenèse de la cavité.

3.3.3. LES FORMATIONS CARBONATEES

Il s'agit de dépôts résultant des équilibres des réactions physico-chimiques entre l'eau circulant dans le karst et les différents vides qu'elle recoupe. Parmi eux, existent divers sédiments dans les cavernes selon les minéraux constituants, tels que calcite, aragonite, gypse (Hill C.A. et Forti P., 1997 ; Bogli A., 1980). Dans notre cas d'étude, on présentera seulement les formations chimiques carbonatées de calcite que sont les « concrétions » ou les « spéléothèmes ».

Dans cette partie, nous exposerons les mécanismes intervenant dans la formation des concrétions et les facteurs contrôlant leur croissance. Leurs intérêts étant divers pour la reconstitution des environnements, nous aborderons essentiellement ceux qui sont intéressants pour notre recherche : l'enregistrement morphologique des conditions environnementales durant la formation des concrétions et leur faculté à caler chronologiquement les événements spéléogéniques d'une cavité.

Les concrétions se déposent dans la zone vadose du karst. Il faut souligner le fait que l'eau doit s'écouler lentement et sans pression, pour qu'elle ait suffisamment de temps pour déposer sa charge en carbonate. Les formations qui résultent de la précipitation du carbonate dissous sont les spéléothèmes (stalagmites et stalactites), les planchers stalagmitiques, micro-gours, fistuleuses, perles de cavernes.

Le moteur premier de leur mise en place est la dissolution, qui s'opère depuis la couverture biopédologique jusqu'aux conduits suffisamment développés de l'endokarst (*Figure 2.13.*). L'eau chargée de CO₂ dissous s'infiltré à travers les fissures des roches calcaires. L'apport en CO₂ rend l'eau plus agressive, permettant ainsi une dissolution de la roche encaissante. On passe alors de la phase d'équilibre physico-chimique de l'eau à une phase de sursaturation de l'eau riche en ions solubles bicarbonates, calcium Ca²⁺ et CO₃²⁻.

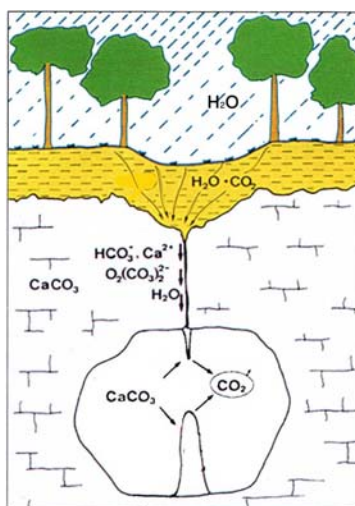


Figure 2.13. Formation des dépôts carbonatés (D'après Perrette Y., 2000).

L'eau sursaturée regagnera son équilibre naturel, lorsque cette dernière, arrivant à la voûte de la galerie, subira un dégazage du CO_2 dissous qui s'évade dans le vide (Dreybrodt W., 1980, 1988). Il y a alors précipitation des ions solubles du bicarbonate de calcium sur le sol et les parois de la galerie. Cette précipitation forme des couches de dépôt appelé calcite. L'eau regagne son état d'équilibre physico-chimique après la précipitation et le dégazage (Dreybrodt W., 1988).

Les facteurs qui contrôlent la formation et la croissance des concrétions sont liés au processus de dissolution chimique. On relève essentiellement le rôle de la couverture pédologique où se produit le CO_2 biogénique (micro-organismes) essentiel (10 % de la quantité totale produite selon White W.B., 1988) pour que l'eau devienne plus agressive vis-à-vis du calcaire. A ce paramètre s'ajoute l'épaisseur du sol qui influe les infiltrations et le temps de contact entre le sol et l'eau (Bogli A., 1964 ; Perrette Y., 1996, 2000). L'ensemble des paramètres cités est, en grande partie, dépendant des conditions extérieures au karst. Leur présence optimale reflète un contexte biostatique (érosion chimique lente, couverture végétale stable, pluviométrie abondante) essentiel à la formation des concrétions. Leur présence dans les cavités renvoie à des périodes climatiques (interglaciaire ou climat chaud) favorables à leur croissance. Par contre, leur absence ou le ralentissement de leur croissance dans l'endokarst est généralement lié à des périodes froides (glaciaires, périglaciaires) ou à un contexte de rhéxistase.

Outre les facteurs externes au karst, nous évoquons le temps et la surface de contact entre l'eau et l'encaissant dans la formation des concrétions. Plus la densité du réseau de fissures est grande, meilleure serait la karstification. L'infiltration des flux d'eau en CO_2 dissous s'acheminera alors par de multiples voies (Maire R., 1990).

Le contrôle des conditions environnementales externes sur la formation des concrétions leur attribue le rôle d'enregistreurs des environnements (Fairchild I.J. et McMillan E.A., 2007), des évolutions des climats et des impacts anthropiques dans le temps de l'Holocène et du Pléistocène. Leur présence dans l'endokarst les protège des processus d'érosion externes et permet une conservation dans le temps long. Enfin, leur structure interne présente un atout majeur : celui de pouvoir être datées par différentes méthodes dont on n'exposera que l'essentiel dans le chapitre suivant. Ces moyens d'investigation permettent de caler dans le temps les enregistrements paléoenvironnementaux *via* leur croissance ou ponctuellement les événements naturels ou anthropiques.

Parmi les divers apports des concrétions pour les reconstitutions environnementales et les multiples moyens d'investigation (observations micro et macromorphologiques des spéléothèmes, comptage des lamines, datations absolues, datations par marqueurs), nous développerons un aspect intéressant pour notre recherche sur les paléogéographies et les paléoenvironnements *via* l'endokarst des vallées littorales

du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, celui des calages chronologiques que peuvent fournir les datations U/Th des concrétions.

Les datations absolues des concrétions par la méthode U/Th permettent de caler chronologiquement les phases spéléogéniques de la cavité. Dater la base des stalagmites recouvrant un bloc effondré d'un cône d'éboulis, ou la base d'un plancher formé sur un niveau détritique, permet d'avancer l'âge minimum du concrétionnement et par défaut (plus vieux que) la mise en place des matériaux détritiques (alluviaux, clastiques). Les datations permettent également de discerner diverses générations de spéléothèmes au sein d'un même réseau (Delannoy J.J. et *al.*, 2004), renvoyant alors à plusieurs phases d'optima climatiques.

L'endokarst, par sa fonction mémoire (morphologie des réseaux, origine, taille et mise en place des formations), peut donc nous renseigner sur les variations paléogéographiques et paléoenvironnementales. Les spéléothèmes sensibles aux paramètres extérieurs au karst peuvent caler dans le temps les variations environnementales passées (Maire R., 1990 ; Couchoud I., 2007) et les phases spéléogéniques de la cavité. A partir de là, nous considérons les éléments de l'endokarst, exposés tout au long de ce chapitre, comme éléments fort du système karstique, sur lesquels se concentrera notre recherche, afin d'extraire les informations et les interprétations pouvant servir à reconstituer l'évolution spéléogénique, puis karstogénique, et d'intégrer ses contributions dans la reconstitution paléogéographique.

§ § § § § §

IV- LE KARST ET CREUSEMENT DES VALLEES KARSTIQUES

Les massifs karstiques sont souvent recoupés par des vallées dont le creusement va participer à la karstogenèse du massif étudié. La concentration des cavités et des réseaux spéléologiques en direction des vallées n'est pas anodine. Elle est soit hydrologiquement concentrée (par exemple : exutoire karstique), soit recoupée par l'enfoncement des réseaux hydrographiques. Des concepts de relations génétiques entre vallées karstiques et karst ont été développés (Birost P., 1981 ; Derruau M., 1988 ; Nicod J., 1972, 1982, 1997).

La proximité spatiale de ces deux grandes familles de morphologies doit être discutée en termes d'échanges hydrologiques et d'évolution conjointe ou disjointe entre elles (par exemple : recoupement d'anciennes structures de drainage par la structure topographique de type versant). L'adaptation des vallées aux modifications d'ordre tectonique (surrection du massif), eustatique (abaissement ou relèvement du niveau de base marin) et climatique (période glaciaire ou interglaciaire), se traduit par des réajustements plus ou moins rapides et différés entre les creusements fluvial et karstique (par exemple : vallées allogènes) qui se produisent à des vitesses différentes et génèrent des morphologies spécifiques à chacune. L'évolution des deux familles de formes a fait l'objet de plusieurs recherches (Martin P., 1981 ; Quinif Y., 1999b ; Blanc J.J., 1992 ; Nicod J., 1997 ; Delannoy J.J., 1997 ; Camus H., 1997 ; Bruxelles L., 2001 ; Anthony D.M. et *al.*, 2004).

Dans l'objectif de pouvoir reconstituer la morphogenèse, voire les stades de creusement des vallées littorales du Mont Liban, nous nous sommes intéressés à la relation entre les drainages subaériens et

souterrains. Toutefois, les témoins de surface (terrasses alluviales) sont quasi-absents dans les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Le profil en long de ces cours d'eau reste le seul témoin régulateur de leur enfoncement. Par conséquent, le recours à l'endokarst comme témoin d'anciennes phases de creusement et/ou de stationnement des vallées est alors privilégié. Partant de ce fait, nous exposerons au départ la genèse des deux formes (les vallées et l'endokarst) selon une approche énergétique (les énergies disponibles) pour appréhender leur formation. Ensuite, nous évoquerons les relations hydrodynamiques entre les vallées karstiques et l'endokarst, afin d'en faire ressortir les caractères communs sur lesquels est fondée notre approche morphogénique de l'enfoncement du réseau hydrographique.

Cette relation hydrodynamique s'exprime au travers de morphologies de « stationnement » et de « régulation ». La première catégorie concerne les formes de karstification servant de niveau de stationnement des vallées. Le deuxième considère les profils en long des rivières comme morphologies régulatrices de l'érosion verticale.

4.1. APPROCHE COMPARATIVE DE LA GENESE DES DEUX FORMES

L'encaissement des vallées est exprimé par la dénivelée ou différence d'altitude entre la tête du bassin d'alimentation et le niveau de base général qui est, dans notre cas d'étude, la mer Méditerranée. L'altitude maximale du Mont Liban (3.088 m. pour le sommet du Qornet es Saouda) et sa proximité de la Méditerranée (30 km de distance du point culminant au littoral) ont conditionné l'énergie potentielle de l'écoulement superficiel, contribuant à enfoncer son propre réseau et créant ainsi des canyons karstiques. Les traits morphologiques se caractérisent par la raideur des versants des vallées, en forme prononcée de « V », et par la profondeur de l'encaissement, atteignant exceptionnellement 1.000 m dans le cas du Nahr Ibrâhîm. L'énergie potentielle (différence de dénivelé entre l'amont et l'aval du gradient hydraulique) est la cause principale du creusement des vallées. Les facteurs conjoncturels (Nicod J., 1976 ; Birot P., 1981 ; Ambert P., 1994) de cette érosion verticale, tels que la lithologie et les variétés de climats, sont secondaires (Quinif Y., 1999b).

Cette énergie est le moteur d'une érosion linéaire du massif. Les écoulements se déplacent alors uniquement sous l'effet de la gravité avant d'atteindre la borne inférieure du gradient hydraulique. L'énergie disponible (potentielle) est, dans ce cas, amorcée par un soulèvement tectonique de la région ou un abaissement eustatique du niveau de base du réseau hydrographique. L'énergie hydro-chimique (Camus H., 2003) dans l'érosion des canyons intervient dans la rapidité du creusement, mais n'en constitue pas le moteur.

Dans notre terrain d'étude où les différents types d'énergie étaient disponibles (et le sont toujours), vallées et réseaux endokarstiques adjacents ont existé simultanément. Le creusement des drains est lié à celui des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Les autres affluents tributaires ou qualifiés de gradins de confluence karstique (Nicod J., 1967) se sont raccordés au canyon principal. Nous aborderons, par conséquent, notre analyse des drains de l'endokarst en fonction de l'enfoncement de la vallée principale. Avec cette nuance concernant l'apport énergétique, importante à relever, le facteur temps est également contributeur du façonnement des deux formes. C'est là où la distinction est grande et s'exprime par la vitesse de creusement. L'érosion karstique est plus rapide que l'érosion fluviale (Bakalowicz M., 1979). Dans le cas de l'endokarst, où les conduits sont plus petits et contiennent moins de matières que dans une vallée fluviale, les écoulements ont tendance à s'organiser plus rapidement que le réseau hydrographique subaérien. Le réseau fluviale met plus de temps à s'agencer, à cause des quantités de matières importantes à exporter (Quinif Y., 1999b).

Outre la vitesse de creusement ou d'érosion, s'ajoute le temps de réaction des vallées et du karst à une perturbation externe au système : fluctuation du niveau de base (abaissement/rehaussement) ou exhaussement du massif. Dans les deux cas, le temps mis par chaque système pour répondre à cette modification, l'absorber et tendre vers un nouveau profil d'équilibre est désigné comme étant un temps de réaction (Mangin A., 1975) ou d'adaptation. Ce concept est lié à la notion de brisure de la symétrie du temps des systèmes (Delannoy J.J., 1997). Le retour à un état d'équilibre ou d'*hystérésis* se traduit dans le cas d'une crue par le retour au débit initial. Dans le cas d'un abaissement du niveau de base, c'est la régulation de la pente du profil en long de la rivière ou la réorganisation des drains en fonction de cette nouvelle contrainte externe.

Le temps de réaction des rivières subaériennes est généralement plus lent que celui du karst, malgré les paramètres de résistance (lithologie, porosité, fracturation) de ce dernier aux changements extérieurs (Martin P., 1981). Le système « karst », manifestant une propension à dissiper l'énergie (Julian P., 1992), s'adapte aux nouvelles conditions externes, mais avec un peu de retard (10.000 à 20.000 ans selon les travaux de l'école de Moulis). Malgré son éloignement de l'évènement formateur ou perturbateur dans le temps, le karst a la particularité de l'enregistrer avec un laps de temps beaucoup moins décalé que celui de la vallée. Cet intervalle temporel peut être réduit ou augmenté selon la lithologie du lit du fleuve (rocheux ou meuble).

4.2. RELATION HYDRODYNAMIQUE ENTRE ECOULEMENT SOUTERRAIN ET SUBAERIEN

La relation entre les vallées et le karst est essentiellement d'ordre hydrodynamique. Ceux-ci sont traversés par les écoulements (aériens pour la vallée et souterrains pour le karst) qui concourent à leur creusement jusqu'à atteindre un état stationnaire. La borne inférieure du gradient hydraulique est un élément majeur de la (re)structuration du drainage. Ce niveau est assimilé à celui de la mer quand il s'agit des vallées. Pour le drainage du karst, le niveau de base correspond au point d'émergence le plus bas vers lequel se dirigent les eaux souterraines pour sortir de l'encaissant (Bakalowicz M., 1996). Morphologiquement, il est assimilé à la zone de transfert horizontal (Fabre G. et Nicod J., 1978) ou à sa surface de contact avec la zone noyée du karst.

Le rapport entre la vallée karstique et les réseaux endokarstique se manifestent par le positionnement du niveau de base (Figure 2.14.) qui peut être commun aux deux systèmes dans le cas des karsts littoraux proches du niveau de base marin. Les fluctuations eustatiques conditionnent la mise en place des plateformes marines (Sanlaville P., 1974), tout comme le creusement des vallées. Cependant, ce constat est plus complexe lorsqu'il s'agit d'un karst montagnard gravifique comme le Mont Liban.

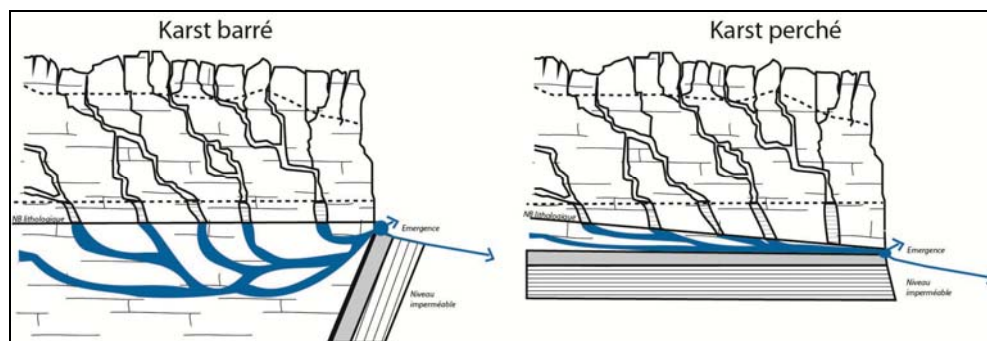


Figure 2.14. Les types de karsts et leurs niveaux de base respectifs selon la position de l'écran imperméable vis-à-vis du massif carbonaté.

Plusieurs cas de relations entre karst et vallée peuvent alors se présenter. En général, le karst est régi par un niveau de base dit « karstique » (Figure 2.14.). Dépendant de la structure du massif, l'exutoire du système est souvent situé au niveau d'une lithologie imperméable barrant le karst (lithologie imperméable en juxtaposition avec le massif calcaire) ou perchante le relief (niveau imperméable sous la lithologie calcaire). Dans ces conditions, la zone noyée est calée sur ce niveau lithologique.

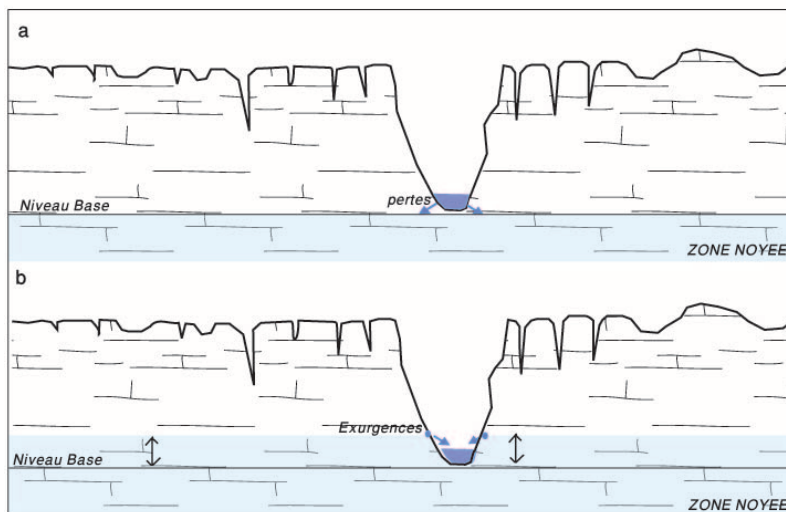


Figure 2.15. Deux types de relations entre écoulements subaérien et souterrain dans un canyon karstique (Modifiée d'après Nicod J., 1997).

En l'absence d'un contrôle lithologique, le niveau de base est dit alors géomorphologique. C'est lui qui commande les écoulements. Défini comme fluviatile (Maire R., 1990), le niveau de stationnement correspond à un lac ou au talweg d'un canyon pérenne. Dans ce cas, des échanges multiples se produisent entre le cours d'eau et les circulations karstiques en fonction des conditions locales.

La zone noyée du karst correspond, dans le premier cas (Figure 2.15a), au même niveau que la rivière ou est légèrement sous le niveau du talweg. Le cours d'eau extérieur est ainsi partiellement absorbé par des pertes dans le lit rocheux ou sous les alluvions.

Dans le second cas (Figure 2.15b), la zone noyée est plus élevée que le lit du cours d'eau. Les émergences du karst alimentent le fleuve. A ce niveau, la vallée draine le karst (Nicod J., 1997).

Dans les deux situations, la définition de la zone noyée actuelle nous permet d'appréhender le fonctionnement hydrodynamique des deux formes de drainages (externe et interne) du massif et de projeter ainsi nos réflexions sur les étapes de leur creusement antécédentes. Etant la zone-clé qui connecte les deux systèmes de drainage, les morphologies typiques d'un écoulement noyé (*in supra, partie III*) sont un outil géomorphologique efficace sur laquelle se base notre approche morphogénique des reliefs.

4.3. MORPHOLOGIES DE STATIONNEMENT ET DE REGULATION

La détermination de la structure des systèmes karstiques successifs (succession des différents systèmes karstogéniques) permet de décliner les stades de l'évolution géomorphologique d'un massif et particulièrement d'une vallée. L'approche nécessitant une telle reconstitution de l'organisation des réseaux endokarstiques doit prendre en compte deux notions : l'étagement des drains révélant des

formes de stationnement du niveau de base ; l'analyse du profil en long des cours d'eau, comme forme régulatrice de l'enfoncement vertical du drainage.

4.3.1. ETAGEMENT DES RESEAUX

La notion d'étagement est liée à la superposition de conduits souterrains au sein d'un même massif (Quinif Y., 1989). Cet étagement est souvent le résultat de différentes phases karstogéniques liées aux variations du niveau de base régional. En premier abord, appréhender la notion de stationnement du niveau de base et les morphologies décodant ce mécanisme, passe par le raisonnement sur les fluctuations et la migration du niveau de base (abaissement ou exhaussement). Le principe est la position du niveau de base qui correspond à celle de la zone noyée du karst.

Plusieurs auteurs admettent que la surface ou le toit de la zone noyée fluctue pendant les périodes de crues et de décrues. Ce battement est actuellement analogue à la zone épinoyée (zone temporairement inondable de l'endokarst, située entre la zone noyée et la zone vadose) (Choppy J., 1992, 2008). L'ennoiement temporaire de l'endokarst au-dessus de la zone saturée en permanence serait à l'origine du creusement des galeries en forme de tube (Audra P., 1994 ; Hausselman P., 2002). La genèse de ces conduits circulaires est particulièrement longue. Elle suppose que le niveau de base, et donc la zone noyée toute proche, ait stationné assez longtemps pour creuser de tels conduits. Il est alors admis, en l'absence d'un écran imperméable, que ces conduits perchés soient des témoins d'un ancien niveau de base proche (Audra P., 1994). L'horizontalité des cavités est un critère essentiel pour discerner les drains témoins d'un stationnement que nous assimilons à des niveaux repères de karstification. Leur inclinaison induit, au contraire, un creusement par aggradation due à l'ennoyage de l'endokarst, mais avec un niveau de base situé beaucoup plus bas.

L'étagement de ces drains horizontaux à plusieurs niveaux d'altitude d'un versant est révélateur de phases successives de karstification. La continuité régulière de cette érosion du massif n'est pas vérifiée quand il s'agit d'un événement ou d'une période géologique majeurs responsables du basculement de cet ordre de creusement de l'amont vers l'aval du canyon. C'est le cas de la crise messinienne, bien connue sur le pourtour de la Méditerranée (Clauzon P. 1981 ; Ambert P., 1992 ; Audra P. et *al.*, 2009). La régression de cette mer a entraîné le creusement des fleuves méditerranéens bien plus bas que leur niveau actuel. La remontée générale des eaux au Pliocène a ennoyé, voire colmaté, d'anciens drains situés plus bas que le talweg des vallées actuelles (Mocochain L., 2006, 2009). Ces régressions marines répétitives se sont manifestées, à une bien moindre échelle, durant les crises glaciaires du Quaternaire. Pendant les périodes interglaciaires, c'est un remblaiement des vallées et, parfois, des réseaux souterrains, qui s'est produit. Le niveau de base plus haut a induit une réorganisation du drainage. D'anciens conduits perchés du karst ont pu être ré-empruntés par les écoulements ou de nouveaux conduits creusés plus hauts que les anciens drains. Par conséquent, il faut considérer le contexte géologique de la région quand il s'agit d'interpréter l'étagement successif d'anciens drains karstifiés.

4.3.2. PROFIL EN LONG DES RIVIERES

Considéré comme l'expression de l'état d'équilibre stationnaire du gradient hydraulique, le profil en long (*Figure 2.16.*) d'une rivière est la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire (Derruau M., 1988 ; Bravard J.P et Petit F., 1997). Cette forme linéaire propre à un cours d'eau de surface est aussi présente dans les rivières souterraines de la zone vadose du karst.

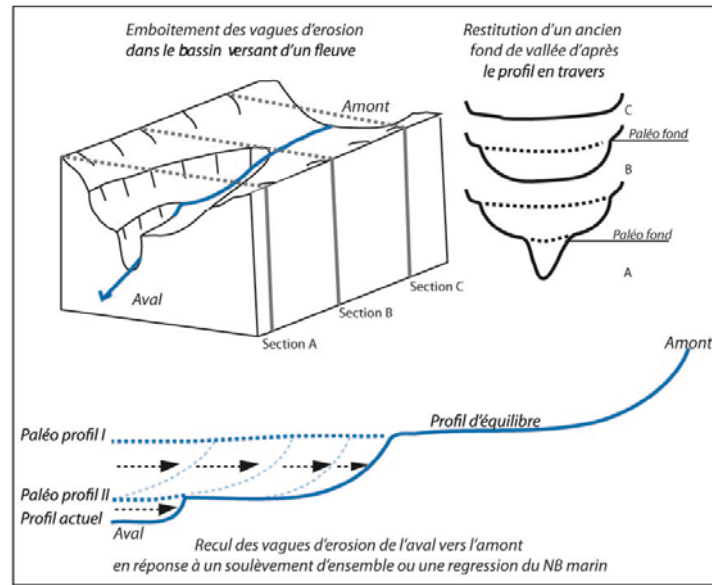


Figure 2.16. Réponse d'un cours d'eau à une modification du niveau de base du gradient hydraulique (D'après Derruau M., 1988).

Les canyons endokarstiques constituent la morphologie conséquente du creusement des cours d'eau souterrains. Les conduits endokarstiques traversés par des rivières peuvent se présenter sous forme de réseaux complexes étagés et/ou arborescents. En amont, l'écoulement concentré et drainé du massif transite vers les réseaux *via* les siphons. Les flux parcourent les conduits et se concentrent dans un drain collecteur, situé à l'aval du réseau, avant de sortir du système par l'exutoire.

Le réseau de conduit, et donc des flux, peut être assimilé à la structure arborescente du réseau hydrographique subaérien où l'écoulement tend à s'organiser autour d'un drain collecteur, situé à l'aval du drainage. La structure d'un réseau peut présenter également un branchement simple avec une large galerie dans laquelle transitent les écoulements.

Tout comme les fleuves des vallées, ces rivières souterraines répondent aux fluctuations du niveau de base en creusant le fond du conduit vers l'aval. La base du drain vadose serait alors le lit du cours d'eau où se manifestent les mécanismes de creusement, d'érosion régressive, d'accumulation ou d'évacuation des dépôts.

La morphologie qui nous permet de saisir la dynamique d'enfoncement d'un canyon s'exprime par les sections du drain et le profil en long du lit. Ce profil est ajusté en fonction de la position de l'exutoire, dépendant du niveau de base du système. L'abaissement général du niveau des écoulements se manifeste par une dynamique d'érosion régressive qui agit sur le profil en long de la rivière. La vague d'érosion régressive (Figure 2.16.) se répercute progressivement sur l'ensemble du réseau, en se déplaçant de l'aval du drain collecteur vers l'amont, jusqu'à atteindre la tête du conduit collecteur. Ce processus exprime une dynamique d'incision à composante spatiale et s'oppose ainsi à la dynamique d'incision généralisée et linéaire du conduit (Jaillet S., 2000, 2005a). Elle est alors une variante du creusement en zone vadose. C'est dans cet esprit que nous considérons le profil en long comme forme régulatrice du creusement vertical en ajoutant une dimension linéaire à l'érosion karstique.

Cette érosion régressive se manifeste par des formes d'érosion typique d'un cours d'eau. La remontée érosive le long du canyon creuse le lit et génère des ruptures de pente localisées. Elles s'expriment par des morphologies typiques de ce mécanisme, à savoir : marmites, zones de rapides, cascades, cascadelles...

Dans notre recherche, l'étude morphométrique des rivières souterraines des grottes de Jeita et d'el Kassarat comparée à celle du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias est intéressante, vu le parallélisme de ces écoulements souterrains et subaériens. La comparaison des profils en long permettra d'évaluer l'érosion régressive linéaire de la vallée et dans l'endokarst en réponse aux fluctuations du même niveau de base, celui de la barrière lithologique Aptien/Albien du Crétacé.

CONCLUSION

Les différentes notes traitées dans ce chapitre avaient pour objectif de mettre en avant les archives karstiques. L'adaptabilité du karst à son environnement est un fait majeur en fonction duquel la notion de mémoire morphogénique du karst a été proposée. Les modifications du contexte géographique dans le temps long et court se traduisent par l'émergence de formes et de dépôts karstiques.

Notre choix de retenir l'endokarst comme outil géomorphologique de reconstitution de l'évolution des vallées se justifie par sa capacité, d'une part, à enregistrer les moindres changements liés au contexte géologique et climatique, d'autre part, à préserver les morphologies de creusement et les remplissages face à l'érosion, fort pesante sur les témoins morphogéniques de surface.

Une esquisse des principaux dépôts et formes de l'endokarst a permis de révéler le rôle principal du drainage souterrain dans la genèse de ces morphologies. L'organisation et la structuration des écoulements sont conditionnées par un niveau de base, dont l'évolution (migration vers l'aval ou exhaussement) engendre une restructuration des écoulements et, par là, une évolution des morphologies de creusement. L'endokarst s'avère être la partie du système karst la plus propice pour analyser l'évolution de la structuration du drainage souterrain.

Afin de mieux appréhender les valeurs informationnelles contenues dans l'endokarst, l'approche systémique permet de situer notre analyse à plusieurs échelles temporelles et spatiales du système karst. Ainsi, la composante structurale du système karst permet de se situer à toute échelle spatiale du modelé et d'emboîter les formes les unes par rapport aux autres sans, toutefois, les isoler de leur contexte. La composante fonctionnelle du système *via* la dynamique de l'écoulement nous renseigne, à son tour, sur les interactions entre les flux (eaux) et l'encaissant ou les matières (solubles et insolubles). Enfin, sa dimension évolutive dans les temps long (géologique) et court (Quaternaire et Holocène) permet de saisir l'évolution des conditions environnementales (climat et géologie) qui conditionnent ce modelé. C'est dans cette approche systémique spatio-temporelle que nous abordons le karst et l'évolution de sa structuration au cours des temps long et court. De ce fait, il peut être une archive naturelle, lorsqu'il s'agit d'étudier l'évolution des vallées karstiques et de l'enfoncement du réseau hydrographique externe, quand les témoins morphogéniques de surface (terrasses marine et fluviales) sont avariés d'indicateurs.

Dans notre étude, nous abordons l'endokarst comme un système en relation avec le drainage des vallées. Les interactions dynamiques entre ces deux familles de formes sont régies par les niveaux de base (karstique pour le drainage souterrain et marin pour le drainage subaérien) liés par le talweg⁶ des vallées. Les morphologies endokarstiques qui en résultent (drains en tube) sont révélatrices de niveaux de karstification préférentiels. Elles renvoient à un niveau de stationnement du niveau de base karstique lié à un niveau proche du talweg de la vallée. La succession de ces drains permet de retracer l'histoire de la structuration du drainage souterrain et, par là, l'enfoncement du réseau hydrographique extérieur.

L'endokarst peut être un excellent marqueur des phases de creusement des vallées, car il permet de pallier les contraintes topographiques et la quasi-absence des formes de stationnement (terrasses alluviales et marines) du paysage.

⁶ Correspond à la ligne qui rejoint les points les plus bas d'une vallée.

CHAPITRE 3 : CADRE METHODOLOGIQUE POUR UNE APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE GLOBALE

INTRODUCTION

L'objectif de notre recherche est d'exploiter les différentes mémoires contenues dans l'endokarst, afin de pouvoir reconstituer la morphogénèse de la retombée méditerranéenne du Mont Liban et, plus particulièrement, de son réseau hydrographique. Pour mener à bien cet objectif, il est important de fixer la démarche et le cadre méthodologique. Nous avons privilégié une approche à différentes échelles spatiales et reposant sur le concept de « poupée gigogne » : partir des morphologies des réseaux spéléologiques étudiés pour reconstituer leur spéléogénèse ; spéléogénèse qui est ensuite mise en résonance avec les différentes étapes karstogéniques ; elles-mêmes interrogeant les moteurs géodynamiques, eustatiques et climatiques ayant contribué à la morphogénèse du Mont Liban. Cette démarche repose de fait sur un socle de connaissances contenues dans les conduits souterrains, d'où la nécessité de mobiliser des outils permettant d'extraire les données contenues dans les mémoires du karst. Ce chapitre a pour objet d'explicitier le choix des outils que nous avons privilégiés pour restituer les informations nécessaires à la reconstitution morphogénique des deux vallées étudiées. Ce choix implique des méthodes ayant le même « sens » de lecture que celle de la démarche retenue : lecture des morphologies ponctuelles jusqu'à l'endokarst, du dépôt jusqu'à l'endokarst, de l'endokarst vers le relief et du relief géographique vers l'environnement.

Ce chapitre expose les méthodes que nous avons jugé les plus efficaces pour notre recherche. Nous développerons dans un premier temps la méthode, le principe, les intérêts, ainsi que les limites de la cartographie géomorphologique des cavités comme premier niveau de lecture de l'endokarst. Dans le deuxième temps, nous présenterons les outils complémentaires à la cartographie (section et coupe géomorphologique, modèle 3D) qui nous ont permis d'aborder l'endokarst à une plus grande échelle, afin de reconstituer l'histoire spéléogénique au sein d'un système karstique. Les méthodes d'analyse des dépôts endokarstiques seront développées dans une troisième partie : d'une part, les traitements analytiques appliqués aux dépôts (stratigraphie, granulométrie, morphoscopie, minéralogie, colorimétrie, susceptibilité magnétique, datations, carte de profondeurs) et, d'autre part, le raisonnement inductif qui insère l'histoire des sédiments dans leur contexte spéléogénique.

Enfin, la quatrième partie développera l'approche paléogéographique basée sur un croisement entre la karstogénèse et son apport informationnel à la morphogénèse. Les méthodes d'observation (coupes et carte géomorphologique de surface) s'opèrent à des échelles plus larges, faisant ainsi appel à la lecture de la géologie et de la géomorphologie régionale, afin de reconstituer les phases de creusement des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias dans le temps long.

I- LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE: PREMIER NIVEAU DE LECTURE DE LA CAVITE

La géomorphologie a pour objet l'étude du relief, d'en distinguer les grands traits physiques, de les analyser et de définir les agents morphogéniques à l'origine de son modelé. C'est partir de l'analyse des témoins hérités et actuels que la géomorphologie parvient à reconstituer l'évolution passée et actuelle du relief, tout en distinguant les différentes phases morphogéniques en les replaçant au sein d'une chronologie relative, voire absolue.

C'est cette même démarche qui a été appliquée à l'étude des reliefs souterrains, depuis les micromorphologies de paroi jusqu'à l'organisation générale des réseaux. Ici, il importe également de distinguer les morphologies et formations héritées, récentes et actuelles, et de leur attribuer les processus responsables de leur genèse et conservation. Le géomorphologue doit pour cela passer par différents outils méthodologiques, afin dans un premier temps de lire le paysage souterrain.

Pour répondre à ces objectifs, l'outil que nous avons privilégié est la cartographie géomorphologique des cavités.

1.1. DEFINITION DES OBJECTIFS DE LA CARTOGRAPHIE APPLIQUEE A L'ETUDE SPELEOGENIQUE

La carte géomorphologique est un document synthétique qui intègre différents niveaux d'information :

- i - les formes et dépôts, classés en fonction des processus responsables de leur présence ;
- ii - la chronologie relative des formes et dépôts dans leur environnement (« plus vieux que ») ;
- iii - l'emboîtement de l'ensemble des différentes familles et générations de formes et dépôts (la galerie, le réseau...) dans le relief observé.

La cartographie géomorphologique souterraine résulte d'une démarche initiée par les spéléologues scientifiques : représenter les différents phénomènes souterrains au-delà de la seule topographie des réseaux. Il s'agissait alors de nourrir les topographies de données morphologiques, caractérisant tel ou tel secteur d'une cavité. Ce travail a été codifié sous l'égide de l'Union Internationale de Spéléologie (UIS) en 1966, sous la responsabilité de M. Audétat et de G. Fabre Sur cette base, des travaux de cartographie souterraine (Delannoy J.J., 1981, 1997 ; Noury M., 2005 ; Hausseman P., 2002 ; Thomas M., 2010) ont complété cette base cartographique, en introduisant une sémiologie d'essence plus géomorphologique et en introduisant de la couleur dans le même esprit que ce qui avait été mené pour les cartes géomorphologiques de surface (Joly F., 1974b).

Les récentes recherches sur la grotte Chauvet (Delannoy J.J., 2001), les grottes de Choranche (Delannoy J.J., 2004) et l'aven d'Orgnac (Sadier B., 2007) en France ont mis en avant le potentiel informationnel de la cartographie morphologique dans un objectif de reconstitution du contexte géomorphologique des cavités. Cette méthode apporte un nouvel essor à l'observation et à la lecture de l'endokarst, dans la mesure où nous pouvons présenter les processus morphogéniques avec une évaluation de leurs héritages, en chronologie relative.

A la lumière des recherches citées ci-dessus, la **cartographie géomorphologique des cavités**, inspirée de celle appliquée aux reliefs de surface, a été définie. Elle permet la représentation des éléments qui caractérisent les formes et les formations visibles dans la cavité. « Elle a pour objet de révéler des informations d'ordre morphogénique (formes), paléoclimatique et paléoenvironnemental (formations). Il

s'agit alors d'une schématisation destinée à comprendre l'emboîtement de ces formes et de ces formations. » (Delannoy J.J., 2001).

Partant de cette définition, notre première lecture de l'endokarst à travers cet outil consiste à interpréter le paysage endokarstique et à s'interroger sur les processus hérités et actuels de la cavité. La carte géomorphologique permet, dès lors, de répondre à nos questionnements sur la part des héritages dans le modelé actuel de l'endokarst.

L'identification de chacun des processus qui ont modelé l'espace et de leur rôle dans le temps est l'un des objectifs de la démarche cartographique. Cette méthode œuvre à reconstituer l'espace étudié *via* son potentiel à pouvoir intégrer un large spectre de formes et de formations présents dans la cavité. De même, elle se focalise sur le jeu de relations et interrelations entre les éléments de la grotte par agencement spatio-temporel.

1.2. PRINCIPES DE CONSTRUCTION DE L'ESPACE

Réaliser une cartographie géomorphologique endokarstique requiert différentes étapes. Elle repose sur une construction graduelle de l'information. La démarche part alors du choix de l'espace à cartographier, au prélèvement de l'information, à son traitement, jusqu'à aboutir à une représentation finale de l'espace endokarstique.

1.2.1. IDENTIFICATION DE L'ESPACE

L'espace endokarstique peut être représenté selon le choix du niveau de lecture à l'échelle d'une salle ou d'un conduit jusqu'à celle du réseau endokarstique. Néanmoins, cartographier à une échelle fine tout un réseau endokarstique pour construire un raisonnement est une méthode chronophage. Pour entamer une cartographie détaillée d'une cavité, il faut s'interroger sur la pertinence de l'espace à étudier et sur l'échelle du relevé des informations morphogéniques. Ces réflexions ne se présentent pas dans le cas de cavités ayant un développement modeste (quelques dizaines à quelques centaines de mètres). Dans ce cas, il est plutôt avantageux de cartographier toute la cavité pour profiter d'une lecture complète de cet espace. Cependant, dans le cas d'un réseau endokarstique pluri-kilométrique, la définition de l' (des) espace(s) à cartographier s'impose. Cette sélection d'espaces-clés repose sur une première grille de lecture des réseaux étudiés, en fonction de la problématique de recherche. Le choix de l'espace clé peut s'opérer alors selon :

- a- *la sélection des conduits* à cartographier en fonction de leur localisation dans les zones fonctionnelles ou héritées de creusement. Si la cavité est composée de conduits « non-fonctionnels » et de conduits « actifs », il est alors intéressant de cartographier un paléo-drain appartenant à la zone vadose du karst et un réseau actif situé à proximité de la zone épinoyée et/ou en contact avec l'exutoire (ou la zone noyée). La comparaison des deux cartographies sera alors riche en enseignements relatifs aux différentes étapes, aux modes de creusement du système de drainage et aux éventuelles phases de remblaiement et de déblaiement.
- b- *en fonction du type de conduits* : cartographier un conduit horizontal (paléodrain, conduit drainé par des écoulements, etc..) est plus intéressant dans la mesure où on enregistre plus d'informations spéléogéniques (remplissages, emboitements morphologiques, etc.) (cf. *supra* ; Chapitre 2, Partie 3). La morphologie du conduit et sa localisation au sein du réseau vont également conditionner leur intérêt karstogénique. Plus le conduit est large (grande salle), plus les dépôts s'y seront accumulés et

mieux conservés. Par conséquent, une salle fonctionnant comme piège à sédiments apparaît *a priori* plus porteuse d'information morphogénique qu'un conduit rectiligne par lequel ont transité les écoulements.

- c- *la diversité des dépôts et de leur degré de façonnement* : les conduits qui contiennent un large spectre de dépôts et de formations (dépôts détritiques, dépôts clastiques, plusieurs générations de dépôts carbonatés) renseignent mieux sur les phases de colmatage du réseau et contribuent davantage à la définition des différentes phases spéléogéniques de la cavité.

1.2.2. PRELEVEMENT DE L'INFORMATION GEOGRAPHIQUE : LES APPORTS DE LA TOPOGRAPHIE SOUTERRAINE

La topographie est l'élément de base de toute cartographie géomorphologique. Elle offre une représentation graphique des réseaux souterrains et permet de repérer dans l'espace les différents éléments qui contribuent à la physionomie des cavités (Marbach G. et Rocourt J.L., 1980 ; Collignon B., 1988). Pour rendre utilisable tout plan topographique d'une cavité à des fins scientifiques, le relevé de terrain doit répondre à certaines exigences de travail :

- a- Le choix de la bonne position des points de repère au sein du réseau : points à partir desquels d'autres points secondaires sont relevés pour matérialiser les parois, les limites des dépôts, les ressauts, les concrétions...
- b- Une bonne visée entre les points exige la prise de bonnes mesures de pente, d'orientation et de distance. Ces trois mesures sont essentielles pour le calcul des coordonnées des points.
- c- La bonne représentation de l'espace relevé, à l'aide un croquis, permet de mieux repérer le contenu et les points relevés.

Le travail de terrain nécessite un matériel spécifique (*Figure 3.1.*), tels que le distomètre 2D ou 3D pour mesurer les volumes et le théodolite laser ou le tachéomètre, grâce auxquels il est possible de réaliser le relevé des dimensions, orientations et pentes des points.



Figure 3.1. Les différents outils utilisés pour un levé topographique de terrain.

Le calcul de la position des ensembles de points et de leur distance, grâce au levé topographique, permet de passer d'un espace tridimensionnel à un plan ou à une carte en deux dimensions spatiales. Le relevé est réalisé suivant le principe du cheminement des points de station et du choix de leur position, selon la visibilité de l'une par rapport à la précédente. Cette relation s'inscrit dans la position du point de station dans le champ de vision de la station précédente et vice-versa. Ce procédé est suivi tout au long de la progression dans la cavité (de l'entrée jusqu'au fond de la grotte ou vice-versa) jusqu'à fermer la boucle des points de base. Après avoir fixé les points de stations, le relevé topographique des points localisés au niveau du contour de la cavité et de son contenu peut être entamé. Le nuage de points final est alors traité suivant un procédé de calcul trigonométrique, afin de projeter les coordonnées des points relevés

sur un plan. Les formules de calcul des points (Figure 3.2.) par rapport aux coordonnées des stations s'opèrent de la façon suivante :

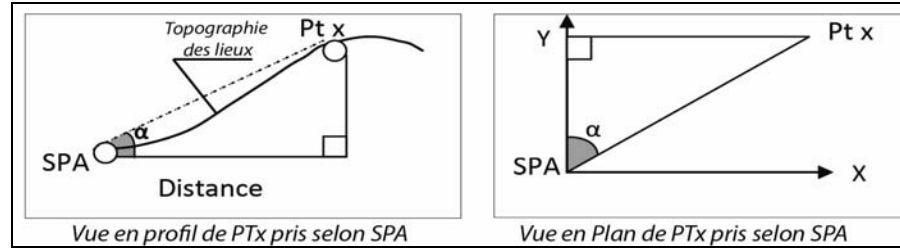


Figure 3.2. Les calculs trigonométriques de base pour un levé topographique.

- X_{ptx} (point relevé) = X_{SPA} (point station) + $\sin(\text{orientation en grades}) \times \text{Distance horizontale (cm)}$
- Y_{ptx} (point relevé) = Y_{SPA} (point station) + $\cos(\text{orientation en grades}) \times \text{Distance horizontale (cm)}$
- Z_{ptx} (point relevé) = $\sin(\text{Angle en degré } \alpha) \times (3.14 / 180) Z_{SPA}$ (point station)

Les points relevés dont les coordonnées sont locales, sont raccordés à un géoréférentiel régional (Lambert ou Stéréographique). Par conséquent, il est possible de localiser précisément la grotte sur les cartes topographiques et géologiques de la région ou de l'introduire dans la base de données d'un Système d'Information Géographique (S.I.G.).

De la minutie de ce travail dépendra la qualité du document final. Après le lever de terrain et le calcul des coordonnées des points relevés, suivent deux autres étapes avant la réalisation de la carte topographique :

- Le dessin de l'esquisse pour reproduire l'ossature du réseau et, par la suite, son habillage par le contour, le contenu de la grotte, les sections, les hauteurs des salles, la légende, l'échelle et le nord de la carte.
- La dernière étape consiste en la transformation de ce tracé en un fichier numérique vectoriel, à l'aide d'un logiciel approprié (Illustrator ; Inkscape).

Une fois la carte topographique d'une cavité réalisée et/ou vérifiée, la deuxième phase de collecte de l'information est alors possible. L'intervention du géomorphologue dans cette étape consiste à : *i*) définir et à représenter les processus morphogéniques qui ont façonné son terrain d'étude en attribuant une couleur spécifique à chaque processus, *ii*) apprécier le degré de remaniement des formations (dépôts *in situ* ou remaniés par l'eau ou l'homme) et *iii*) attribuer une plage de couleurs progressive selon le degré d'héritage des formations en place. Ces trois lectures analytiques du paysage endokarstique relève d'un traitement de l'information qui s'opère sur place (Figure 3.3.).

Le géomorphologue devrait ainsi observer, *in situ*, dans son champ de vision les formes et les formations, les identifier en les classant et les reporter sur ses minutes de terrain. Cette progression sur le terrain peut se réaliser en procédant par :

- a- balisage du terrain jusqu'à boucler ces limites physiques ;
- b- délimitation de l'espace et puis, progression à l'intérieur de celui-ci ;
- c- subdivision de l'espace en zones selon ses traits topographiques.

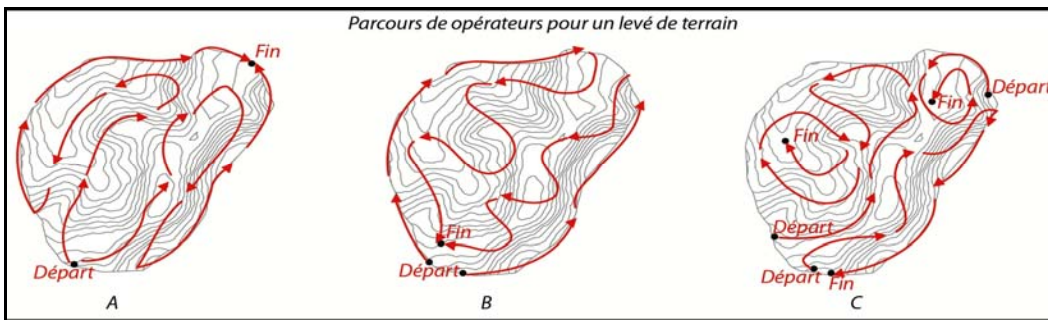


Figure 3.3. Les différents types de parcours pour un levé géomorphologique.

1.2.3. TRAITEMENT DE L'INFORMATION GEOMORPHOLOGIQUE

Le relevé des formes et des formations sur le terrain dépend de notre connaissance de ces phénomènes, de leur perception et aussi de la problématique de recherche. Plus la perception de l'espace étudié est importante, meilleur sera le relevé de l'information. Le traitement cartographique des données consiste à distinguer les données observées, puis à les retranscrire sur un plan. Cette démarche se construit sur deux niveaux de traitement : la décomposition de l'espace *via* l'expression cartographique, suivie de la généralisation des données.

a- LA DECOMPOSITION DE L'ESPACE

Le premier niveau de traitement est la décomposition de l'information spatiale. Elle s'appuie sur la différenciation entre la forme générale du conduit, donc le contenant, sa composition (structure de la roche, pendage, failles et diaclases...) et le contenu, donc les formations et les dépôts.

Après avoir dressé la topographie du contenant (cavité, galerie, salle, paroi...), le lever géomorphologique passe à l'appréciation des conditions de dépôt de son contenu, donc au relevé des formes, des dépôts, de leur nature, ainsi que de leur limite spatiale.

Le principe de décomposition de l'espace endokarstique est, au tout début, une démarche descriptive tentant de donner une représentation graphique à la forme ou à la formation en question. L'ensemble des signes et des symboles attribués aux contenant et contenu de l'espace forme la légende de la carte. La légende s'appuie donc sur des règles de construction, des modes d'implantation graphiques (point, trait, surface) et des variables visuelles (Beguin M. et Pumain D., 1994) pour faire passer l'information géographique en un plan graphique.

La codification de la représentation des formes et des formations en signes conventionnels se base communément sur des variables visuelles : la forme d'un objet, la taille du figuré, la variable visuelle couleur, la trame. Dans notre démarche, nous redéfinirons ces variables en trois critères d'identification des formes et des formations :

i) la **morphométrie** qui réunit la forme et la taille de l'objet ; *ii)* la **morphogénèse** qui passe par la couleur pour identifier les processus morphogénétiques ; *iii)* la **morphochronologie** en jouant sur l'intensité des couleurs pour représenter une gradation de l'âge relatif de la forme et du dépôt (Joly F, 1965 ; Delannoy J.J., 2012).

- La **Morphométrie** (la dimension des dépôts et des formes) :

L'observation des formes et des dépôts nous permet de distinguer leurs diverses dimensions (chute de blocs sous forme de dalles, graviers, débris rocheux, roches de dimensions métriques). La représentation des dépôts détritiques et carbonatés se fait en fonction des dimensions réelles des formes sur le terrain

étudié et nous permet alors de mieux comprendre la dynamique actuelle d'un processus en place (direction d'un soutirage dans une salle).

- La Morphogenèse (l'origine des dépôts) :

Les formes et les formations sont classées selon les processus qui sont à l'origine de leur mise en place. Elle concerne, en premier lieu, les conditions lithostructurales (liées à la disposition et à la nature du substrat géologique, à la présence de failles et de diaclases). En second lieu, il s'agit de processus morphogéniques selon les différents agents : formes liées aux écoulements, aux phénomènes gravitaires (dépôts clastiques), au rééquilibrage mécanique de la cavité (voûtes d'équilibre), à l'évacuation progressive du matériel (concrétions translitées, plancher démantelé...), aux processus de précipitations physico-chimiques (dépôts carbonatés), à la condensation (fleur de calcite sur paroi...). En identifiant les processus morphologiques, on structure la carte en positionnant les différentes formes et dépôts dans leur contexte spatial et temporel (emboîtement). Par cet exercice, la cartographie offre un premier regard et un premier niveau de compréhension de l'évolution morphogénique.

L'identification des processus représentés sous forme graphique permet un premier niveau de classification des morphologies représentées selon les processus et la succession de ceux-ci dans le temps. Cette classification, à la base de la légende morphogénique de la carte détaillée, est structurée de la manière suivante (*Figure 3.4.*) :

1- Le contexte topographique et litho-structural (Noir) : le contexte topographique de la grotte est un indicateur des événements morphogéniques. La disposition des dépôts argileux ou du plancher stalagmitique horizontal ou en pente, l'agencement spatial d'un talus rocheux ou d'un effondrement du plafond, peuvent être indicateurs d'un événement de creusement ou de vidange de la grotte, d'une reprise d'érosion ou d'une sédimentation. Les figurés topographiques sont les lignes représentant les ruptures de pente et les accidents marquants.

Les symboles géologiques conventionnels sont repris pour le contexte lithostructural de la cavité. La forme des conduits souterrains, ainsi que leur réajustement, est conditionnée par le contexte géologique de la roche encaissante (la présence de failles et fractures ou leur absence induit des zones de faiblesse ou, par contre, des zones de résistance).

2- Les données hydrologiques (Bleu) : les écoulements permanents et intermittents empruntant aujourd'hui la galerie sont représentés, ainsi que que les zones temporaires ou pérennes de rétention (lacs, gours en eau...). Ces figurés nous indiquent l'alimentation hydrologique actuelle dans les zones encore actives de la grotte. Les paléoécoulements représentés par les points de soutirage et les traces de circulations anciennes sont aussi relevés, mais non représentés en bleu : ils sont visibles par les formes et dépôts qu'ils ont engendré (voir ci-dessous).

3- Les formes et formations liées aux eaux courantes (Vert) : il s'agit des formes et des microformes de corrosion et d'érosion engendrées par l'écoulement de l'eau, quel que soit le débit (de quelques gouttes à plusieurs mètres cube). Ces formes sont des indicateurs de creusement dans la roche (coups de gouge, cupules sur les parois, chenaux de voûte au plafond) ou dans les formations préexistantes (incision dans les dépôts argileux, marmites d'érosion, impacts de goutte...). Sont également représentés en vert les dépôts alluviaux.

4- Les formations clastiques (Marron) : les blocs effondrés, les dalles rocheuses, les éboulis, les clastes témoignent de phénomènes de détente mécanique et gravitaire.




























5- Les formations chimiques ou carbonatées (Mauve à Rose) : les dépôts carbonatés représentés nous permettent de définir les zones de la grotte où débouchent les infiltrations saturées en carbonates. Nous distinguons un large spectre de dépôts chimiques (planchers et leur distribution topographique, les

colonnes, les stalagmites, les hélicites, les perles de cavernes, les gours et les micro-gours...). Une attention particulière est donnée aux concrétions cassées, translucides, décalées, montrant la dynamique des dépôts argileux sur lequel reposent les formations carbonatées. Plusieurs générations de concrétions sont représentées selon la tonalité de la couleur.

6- *Les dépôts détritiques (Jaune)* : les dépôts argileux, sableux et granuleux sont liés à une sédimentation qui peut être d'origine fluviale ou provenant de la mise en charge de la cavité par remontée des eaux.

- La Morphochronologie (l'évolution des dépôts dans le temps) :

La représentation du contenu de la cavité tient compte du cadre temporel des formes et formations, identifiées à partir de l'observation. Cette dernière est le seul moyen utilisable sur le terrain pour distinguer les types de remplissages, leurs formes et leur évolution dans le temps selon la couleur (concrétion blanche active, brune), leur emplacement les uns par rapport aux autres (repousse de stalagmites sur des concrétions cassées) et leur aspect de surface (lisse, rugueuse). Cette distinction se transpose sur la carte grâce à des couleurs conventionnelles, adoptées pour chaque type de dépôt, avec un dégradé d'une gamme de couleur, représentant ainsi la chronologie de la mise en place de ces formes et de ces dépôts. Plus le remplissage ou la forme sont qualifiés d'anciens, moins la couleur est intense. Cependant, le classement selon la morphochronologie est la dernière étape de l'inventaire des formes et des formations, car elle nécessite une compréhension globale du fonctionnement de l'espace, afin de discerner les dépôts anciens et actuels.

<u>DEPOTS DETRITIQUES</u>			
	Dépôts argileux en place		Colonne
	Dépôts argileux remaniés		Colonne cassée
	Dépôts argileux sur concrétions ou paroi		Colonne translétée
<u>DEPOTS CLASTIQUES</u>			Coulée sur paroi
	Blocs effondrés		Coulée fragmentée
	Talus de graviers effondrés		Draperie
			Draperie cassée
<u>DEPOTS CARBONATES</u>			Micro-gours
	Plancher stalagmitique ancien récent		Helictites
	Plancher démantelé		Perles de cavernes
	Encroûtement de surface		Concrétions choux fleurs
	Rupture de pente		Fleur de calcite
	Fissure dans le plancher ressoudé		Fragments de concrétions cassés
	Stalagmite		Concrétions cassées et ressoudées ou prise dans le plancher
	Stalagmite avec picots		
	Stalagmite cassée		

Figurés cartographiques utilisés suivant la base de données de l'U.I.S.; Delannoy J.-J., 1981,2001; Jabbour-Gedeon B., 2009,2011; Nehme et al., 2009

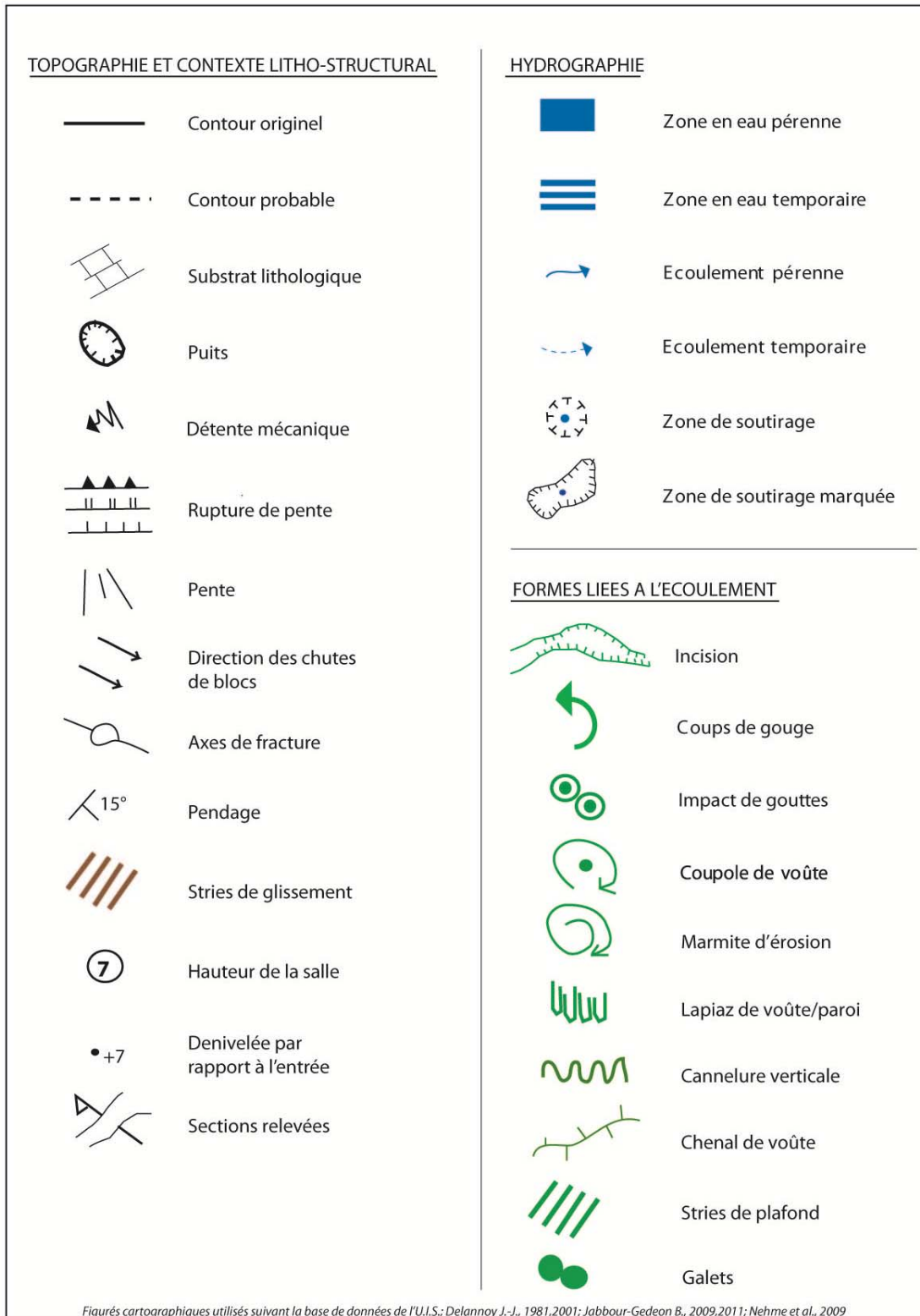


Figure 3.4. La légende géomorphologique utilisée dans les levés de terrain.

b- LA GENERALISATION DE L'INFORMATION

Le deuxième niveau de traitement des données cartographiques est la généralisation de l'information : c'est une opération de **simplification** des données cartographiques à un niveau d'observation ou de lecture de l'espace (l'échelle). Elle se traduit par une harmonisation du dessin et une simplification de quelques formes (Figure 3.5.), tout en essayant de ne pas biaiser la donnée géographique.

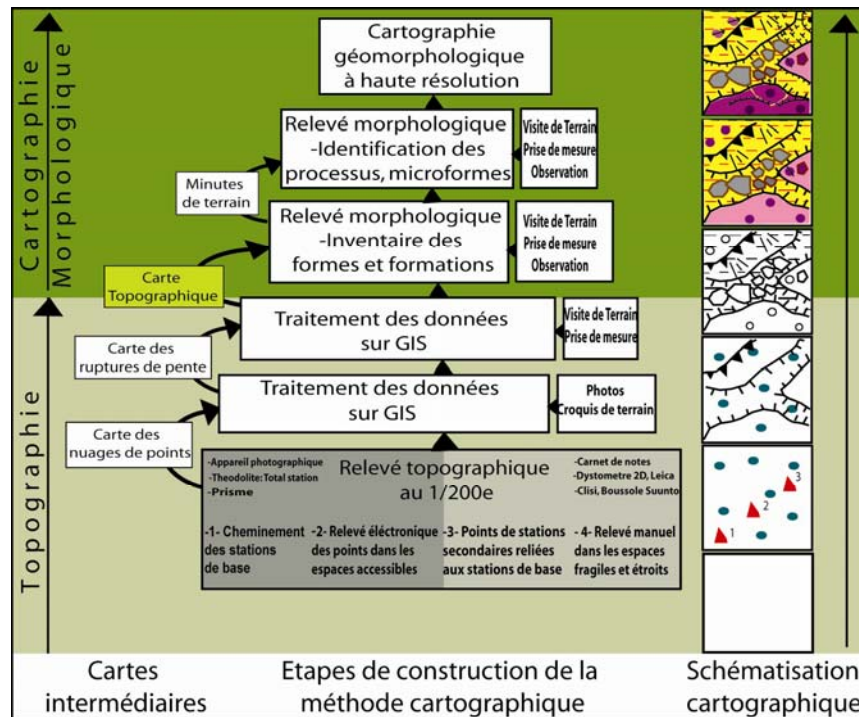


Figure 3.5. Les étapes de construction de la cartographie géomorphologique.

Ce niveau de traitement dépend de l'échelle à laquelle nous travaillons. La simplification de l'information rend la représentation d'un phénomène moins complexe, soit par lissage du trait, soit par implantation graphique simple d'un objet et/ou par représentation schématique des processus d'érosion.

La généralisation est proportionnelle au niveau de lecture de l'espace. Plus l'échelle de la carte est petite, plus importante sera la généralisation des données géographiques.

La carte géomorphologique des cavités est réalisée à un niveau de lecture à haute résolution, soit 1 point tous les 2 à 5 mètres (1/200^e jusqu'au 1/500^e). Cette échelle détaillée réduit l'effet de la généralisation sur l'information géographique que nous voulons relever, sans pour autant l'annuler. En deçà des échelles fixées, les formes et les formations ne sont pas représentées dans l'intérêt de ne pas biaiser la lecture de l'organisation dynamique de l'espace étudié.

1.2.4. REPRESENTATION FINALE DE L'INFORMATION

La construction de la carte géomorphologique est le résultat d'un long travail informatique qui suit le traitement sémiologique des données relevées. La troisième étape de réalisation de la carte est, par conséquent, un travail informatique qui consiste à transformer le travail manuel réalisé en un fichier numérique. Le document final ou la carte géomorphologique finalisée est numérisée selon deux méthodes différentes dans l'organisation du travail numérique :

La première consiste en une numérisation directe des calques ou des minutes de terrain de chaque secteur d'étude grâce à un logiciel de dessin performant (Adobe Illustrator). Cette méthode a l'avantage d'aboutir rapidement au document numérisé voulu, vu la facilité d'usage de ce type de logiciel. Néanmoins, la numérisation des calques de terrain n'est que d'ordre esthétique (*Figure 3.6.*). Le résultat est alors une carte non géoréférencée, dont le traitement géographique des couches d'information devra être repris avec d'autres logiciels.

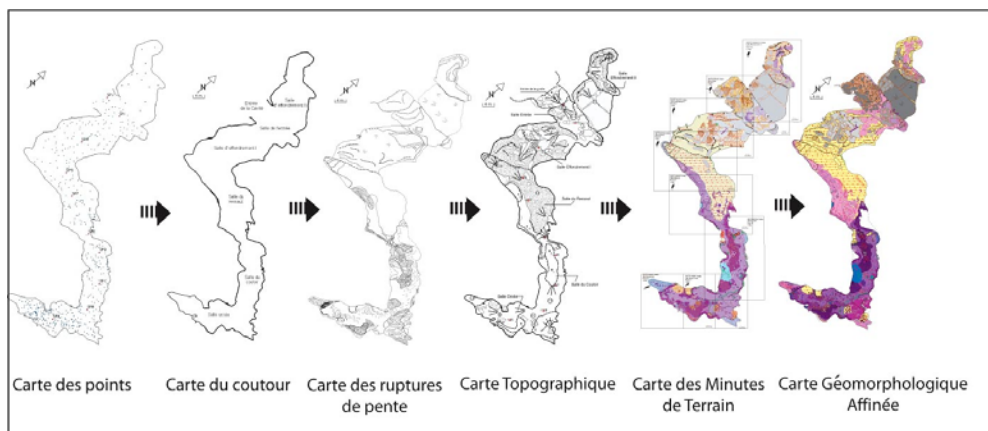


Figure 3.6. La transformation de l'espace cartographié.

La deuxième méthode consiste en une numérisation du fond topographique avec le module ArcMap du S.I.G. (Système d'Information Géographique) ArcGIS, ce fond servant de base au relevé géomorphologique. La numérisation du relevé s'opère selon les caractères sémiologiques du logiciel, après le relevé de terrain. Cette méthode est consommatrice de temps, dans la mesure où le cartographe doit alterner le travail entre lever de terrain et traitement de l'information par le logiciel après chaque campagne de collecte de données (*Figure 3.7.*). Cependant, le résultat obtenu ne produit pas uniquement une carte géomorphologique numérisée, mais met en place une base de données géoréférencées utile pour un traitement ultérieur des données.

1.3. LIMITES DE LA DEMARCHE

La démarche de la cartographie à logique inductive va dans le même sens de lecture que celle de la reconstitution spéléogénique d'un élément du karst. Toutefois, elle est limitée par des contraintes liées à l'espace, à la représentation de l'information géographique et par des limites dans la démarche analytique en soi.

1.3.1. LES CONTRAINTES LIEES A L'ESPACE

L'avantage qu'offre l'endokarst est que son étude est plus facile à aborder que celle de l'exokarst, vu son espace délimité (conduits) et l'accessibilité visuelle des formes et des formations. Toutefois, des contraintes spatiales s'imposent dans la mesure où la cartographie en soi ne permet pas de tout représenter. Pour une démarche cartographique, la méthode de relevé de l'information est limitée à un plan 2D. Or, la lecture du karst et surtout de l'endokarst se fait dans son volume. C'est-à-dire, qu'un troisième axe de lecture (en Z) est nécessaire pour comprendre le fonctionnement du réseau au sein du substrat et pour relever tous les témoins de sa genèse par le biais des formes. Pour cela, il a fallu rajouter

à la carte des sols un relevé précis des sections habillées utilisant les mêmes signes conventionnels de la carte, afin de mieux représenter la forme du réseau et par là, mieux comprendre son organisation.

1.3.2. LIMITES DE LA DEMARCHE ANALYTIQUE

La logique analytique est d'aller du général au particulier en décomposant l'espace choisi, puis de le reconstruire selon une démarche inductive. Cette décomposition de l'espace est précédée par la sélection d'un espace-clé, choisi pour les informations qui y sont contenues et pour leur complémentarité. Une fois ces espaces-clés retenus et topographiés, leur relevé géomorphologique est basé, comme pour le principe de toute carte, sur la représentation de tout ce qui est perceptible à une grande échelle. Cependant, en deçà de l'échelle fixée (1/200^e, 1/150^e en général), les éléments ne sont pas représentés au centimètre près, dans le but de ne pas compliquer la lecture rapide de la disposition des formes et des formations. La cartographie à haute résolution d'une espace-clé de la grotte n'a pas pour objectif de tout représenter du terrain, afin de ne pas perdre la lecture dynamique de l'organisation de celui-ci. La démarche cartographique dans la décomposition de l'espace est alors limitée, au détriment de la généralisation de l'information en deçà de l'échelle fixée⁷, afin de ne pas compromettre la lecture dynamique de l'espace.

1.3.3. LES CONTRAINTES SEMIOLOGIQUES

Les limites liées à la représentation de l'information géographique sont dues aux modalités de la communication de celle-ci, aux enjeux que représente le terrain cartographié et à l'harmonisation de la représentation sémiologique.

En effet, la carte géomorphologique est un document de base riche en informations morphogéniques qui sont lues à différents niveaux d'échelles. Le relevé des formes et leur représentation s'effectue suivant un codage ou une légende complexe. Néanmoins, il est du devoir du géomorphologue de simplifier cette représentation, sans pour autant compromettre les spécificités et la valeur des informations qui sont contenues dans le modelé souterrain.

Les terrains d'étude sont complexes et riches en informations particulières, liées aux modalités d'érosion de l'espace en question. Le spéléo-karstologue est donc face à un terrain qui pourrait présenter de nouvelles données particulières. Il devra alors les représenter par une nouvelle schématisation ou un codage, en raisonnant sur la typologie de la donnée (ponctuelle, linéaire, surfacique), sa dimension (centimétrique, métrique, décamétrique) et sur le processus à l'origine de cette forme. La création de nouveaux symboles cartographiques enrichit, certes, le langage sémiologique de la cartographie souterraine, mais un travail d'harmonisation des symboles cartographiques a été, à plusieurs reprises, nécessaire pour organiser la démarche cartographique dans le karst. Ceci s'est traduit alors par la mise en place de comités de recherche nationaux et internationaux, dont le travail est de rassembler tous les travaux de cartographies de surface ou souterraine, afin de normaliser le code sémiologique des cartes. Parmi ces travaux, nous citerons : les travaux de M. Audétat et G. Fabre lors du 6^{ème} congrès international de l'U.I.S. en 1966, sous la direction de l'Union Internationale de Spéléologie (Fabre G., 1978 ; Audétat M. et Fabre G., 1978) ; la cartographie géomorphologique de J. Tricart (1972a) et de F. Joly (1966, 1974a, 1974b) dans le cadre de la commission de recherche et cartographie géomorphologiques du C.N.R.S. ; les travaux d'harmonisation de la cartographie des cavités et du karst de surface, durant le congrès international de l'U.I.S. à la Chaux de Fonds (Suisse) en 1997, afin de standardiser la sémiologie

⁷ Si on fixe une échelle de lever géomorphologique au 1/200^e, les éléments de l'espace en-deçà ou au-dessous de cette échelle ne sont pas représentés sur la carte.

cartographique. En France, ce travail a été récemment conduit par l' « école chambérienne de karstologie » (Delannoy J.J., 1997, 2001 ; Perroux A.S., 2005 ; Jaillet S., 2005a ; Sadier B. et al., 2007).

En somme, la cartographie détaillée des cavités est une méthode de construction, par étapes, de la donnée spatiale pour un essai de sa reconstitution dans le temps (Tricart J., 1965b). Elle se réalise d'abord par la compréhension et le choix de signes conventionnels, à savoir la légende et l'échelle, et se complète par le discernement de l'organisation de l'espace représenté et des formes du relief et leur évolution spatio-temporelle. Cette deuxième étape analytique s'opère à travers l'identification des formes et des dépôts par simple observation sur le terrain et par représentation de ces contenants sur un plan.

Elle aboutit alors à la construction d'une carte morphogénique détaillée de l'espace endokarstique. Le troisième niveau de construction de la carte se matérialise par son utilisation comme inventaire spatial de ces informations localisées. Son usage comme outil de travail lui confère une nouvelle fonction, celui de la fin de la structuration d'un espace et le commencement de la reconstitution de la genèse de celui-ci.

La carte, qui en elle-même est un aboutissement, servira comme document de base pour une reconstitution spéléogénique du réseau, nous permettra de s'interroger sur le type de distribution spatiale et l'emboîtement spatio-temporel des formes et des formations. Ces réflexions permettront de reconstituer les phases de la genèse du réseau. Le niveau de lecture de l'endokarst passe de la visualisation du conduit jusqu'à la lecture du réseau endokarstique dans son ensemble.

§ § § § § § § §

II- LA DEMARCHE SPELEOGENIQUE POUR UNE CONSTRUCTION DE L'ESPACE DANS LE TEMPS

La cartographie a été notre point de départ pour « lire » le milieu souterrain et en extraire les informations spéléogéniques. Le choix d'un relevé géomorphologique à haute résolution permet l'identification des différents processus morphogéniques qui ont présidé au modelé de la cavité. Les limites de la 2D nécessitent le recours à des méthodes de lecture complémentaires dans le but de représenter le réseau endokarstique à différentes échelles spatiales et temporelles. Nous aborderons, en premier, la démarche spéléogénique (*Figure 3.7.*) appliquée à une grotte à partir des apports de la cartographie géomorphologique. Les modalités d'intégration et d'emboîtement de l'information endokarstique y seront développées, afin de saisir la construction du raisonnement spéléogénique. Enfin, les méthodes complémentaires à la cartographie, ainsi que les outils de lecture de l'endokarst dans son ensemble, seront exposés.

2.1. L'ANALYSE SPELEOGENIQUE APPLIQUEE A UNE CAVITE

La démarche de la carte géomorphologique relève d'un raisonnement inductif (Tricart J., 1965a). Cette logique consiste à rapporter une information relative à un processus d'érosion à partir des formes et des formations observées au cours du levé de terrain. Celle-ci peut être complétée par une autre information

quand il s'agit de l'agencement entre plusieurs processus : par exemple, un bloc effondré de la voûte (processus de détente mécanique) est marqué de vagues d'érosion (processus d'érosion de la surface du bloc, dû à des épisodes antérieurs ou postérieurs d'écoulement).

Le cheminement de la réflexion inductive commence ainsi par la décomposition de l'espace en analysant tous ses composants, suivi d'un deuxième niveau d'analyse inductif pour leur reconstitution temporelle. Cette démarche nécessite un raisonnement en plusieurs temps.

2.1.1. LES MODALITES D'EMBOITEMENT DE L'INFORMATION

L'agencement des formes et des formations dans l'espace endokarstique (Figure 3.7) contribue à la reconstitution de l'information en chronologie relative. La succession d'évènements est basée sur un emboîtement informationnel entre formes/formations, formes/microformes, formations/microformes.

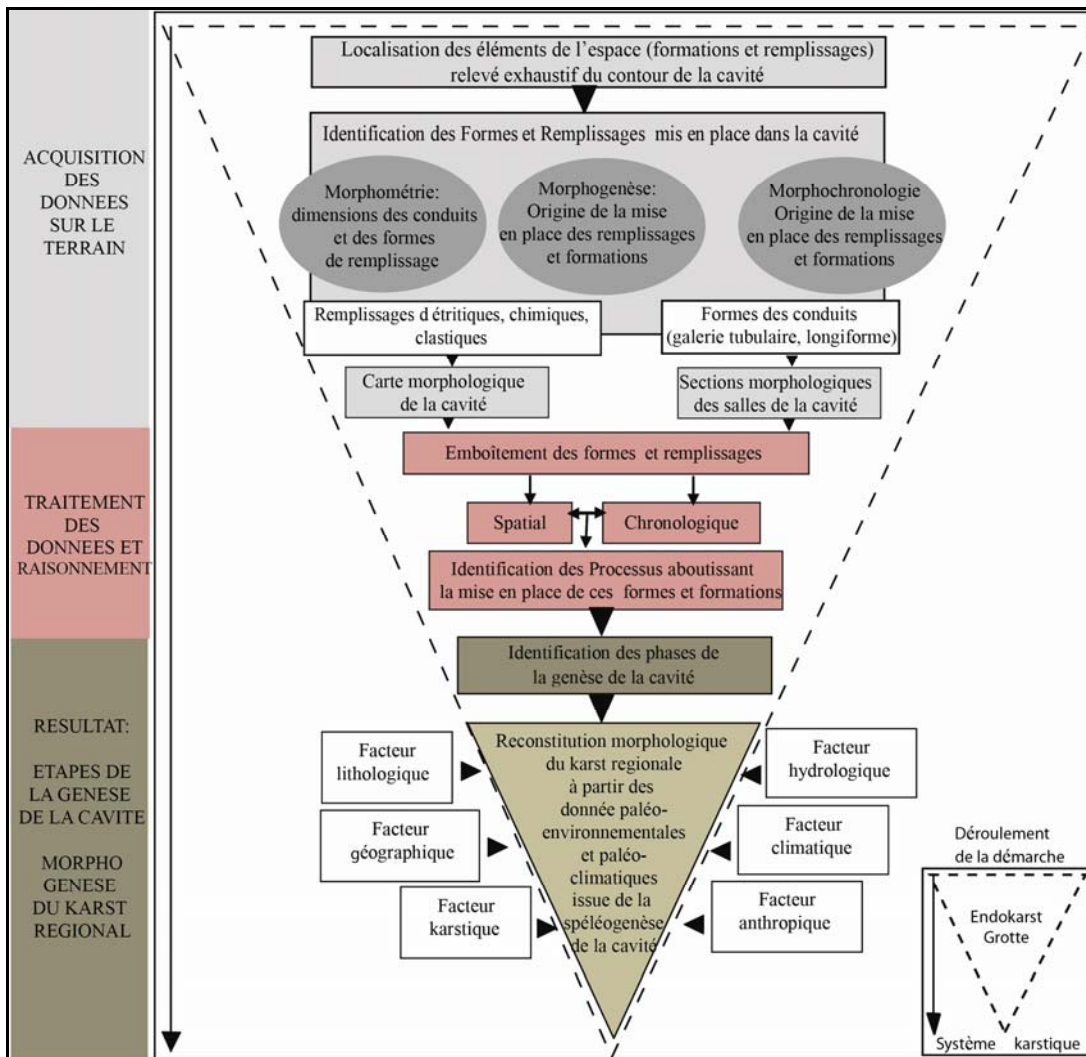


Figure 3.7. La démarche spéléogénique appliquée à une grotte.

Plusieurs types d'emboîtement sont décrits ici : i) spatio-temporel appliqué à l'échelle d'une salle ou d'une galerie et, ii) par analogie /différence à l'échelle d'un réseau endokarstique.

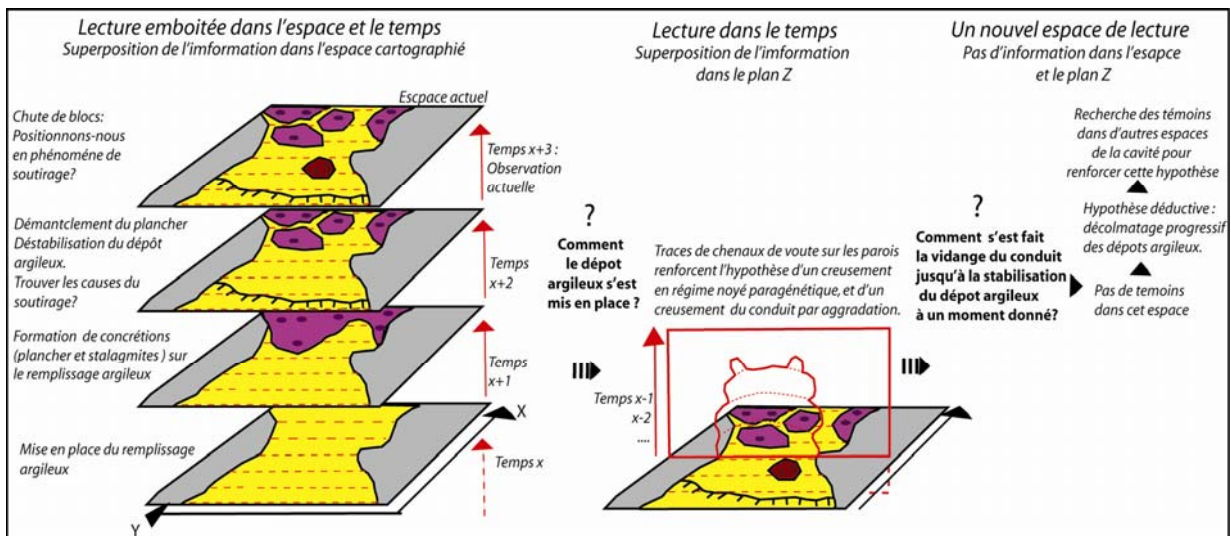


Figure 3.8. La lecture inductive de l'espace endokarstique et la construction du raisonnement spélogénique.

a- LA DEMARCHE INDUCTIVE OU L'EMBOITEMENT SPATIO-TEMPOREL

L'identification des formes et des formations selon leur nature permet de remonter aux processus qui les ont générées. Les phases d'accumulation de l'information représentées sur un plan cartographique et sur des sections sont ensuite identifiées. Cette analyse emboîtée dans le temps et l'espace nous permet, par la suite, de construire les hypothèses d'un scénario sur la succession des phases morphogéniques de la cavité.

L'analyse des formes et des formations est basée, d'une part, sur une lecture de leur répartition spatiale au sein de la cavité et, d'autre part, sur des réflexions nous permettant de nous interroger sur les modalités de leur mise en place en chronologie relative (Figure 3.8.).

Cette représentation de l'information que nous révèle la cartographie de l'espace est la somme ordonnée d'éléments accumulés les uns sur (dans) les autres. L'analyse de l'espace cartographié (Figure 3.8.), représenté sur différents plans XY, nous permet une reconstitution temporelle des différentes phases d'accumulation (Temps x , $x+1$, $x+2$, $x+3...$) de ces informations, ainsi que leurs modalités de répartition dans la cavité à chaque phase. Les premières réflexions sont alors lancées sur les processus qui sont intervenus dans la mise en place de la cavité.

Cette forme de lecture emboîtée est complétée par des mesures en Z des sections topographiques. Celles-ci nous renseignent sur la forme initiale du conduit, ainsi que sur les modalités de creusement de la cavité (Temps $x-1$, $x-2...$) à partir du relevé de microformes (banquettes-limites, chenaux de voûte, coups de gouge). Cette lecture dans le temps, à partir de l'information accumulée dans le plan Z, complète les étapes de la genèse de la cavité. Cependant, à cause de l'absence de formes et de formations dans l'espace cartographié, il n'est pas possible d'avoir les réponses à toutes nos questions. Pour ce faire, il faudrait, soit lancer de nouvelles investigations sur de nouveaux espaces, soit proposer des hypothèses de phases morphogéniques.

b- LA REPRODUCTIBILITE OU LA MODIFICATION DE L'INFORMATION

La recherche de l'information complémentaire à celle générée par l'analyse de la cartographie géomorphologique exige des moyens d'investigation complémentaire à cet outil. Ces méthodes, exposées ultérieurement, permettent de répondre aux nouveaux questionnements que procure l'analyse cartographique. Ces interrogations portent souvent sur la reproductibilité (ou pas) des mêmes processus d'érosion à l'échelle du réseau endokarstique.

Ce raisonnement suppose une réflexion par analogie et/ou par différence entre les zones étudiées au sein du réseau.

L'analogie est le principe de penser par comparaison avec une référence que l'on applique à un cas semblable. Le raisonnement par analogie est toujours accompagné logiquement du raisonnement inverse ou « *a contrario* ». Le relevé des formes au sein de plusieurs espaces (plusieurs salles) appartenant au même réseau, à l'exemple d'une coupole de voûte, et l'appréciation de leur présence ou de leur absence, nous permet de nous interroger sur les conditions similaires ou différentes de leur mise en place. Ces conditions sont les processus morphogéniques qui peuvent s'exprimer de la même façon, engendrant ainsi les mêmes types de formations ou de formes. Par exemple, le processus de détente mécanique de la voûte s'exprime souvent par des effondrements de blocs. Néanmoins, un même processus peut s'exprimer sous différentes façons, engendrant plusieurs types de formes ou de formations : par exemple, le creusement paragénétique « *per ascensum* » de la cavité dans la zone noyée du karst s'exprime par la formation des coupoles, des banquettes limites et des remplissages fins qui s'accumulent à la base du conduit. Dans ce dernier cas, c'est alors le degré d'influence et d'interaction avec d'autres processus qui pourrait diversifier sa réponse *via* la production de nouvelles formes.

Ce raisonnement par similitude/différence est évident avec l'appréciation de la direction des soutirages induisant une évacuation du matériel par une faille le long d'un conduit ou d'un puits, de la direction de l'alimentation *via* une diaclase dans le substrat, de la planéité ou non des dépôts détritiques, de la présence ou l'absence de coupoles de plafond dans tout le conduit, etc... Ce raisonnement est aussi applicable entre plusieurs réseaux souterrains au sein d'un même massif, voire d'un même système karstique. Il devient intéressant quand les observations couvrent plusieurs réseaux. Le relevé cartographique conduit à s'interroger sur les similitudes ou non des processus (processus de remplissage paragénétique, processus d'enfoncement du réseau, variations des phénomènes d'alimentation) qui ont façonné leur évolution.

2.1.2. LES METHODES D'INVESTIGATION COMPLEMENTAIRES A LA CARTOGRAPHIE

Les levés détaillés des sections des conduits, complétés par des photographies, sont des techniques de lecture complémentaires de la cartographie géomorphologique. Leur apport permet ainsi une analyse complète de l'espace étudié suivant plusieurs plans et échelles de lecture.

a- LA SECTION TOPOGRAPHIQUE « HABILLEE »

La section topographique est une coupe transversale ou perpendiculaire au développement de la galerie. Elle accompagne les cartes topographiques pour rendre compte des dimensions des salles, galeries et puits. Le relevé topographique consiste à prendre les distances entre les parois, plafond et sol sur le plan des hauteurs du drain (plan Z), à l'aide d'un distomètre laser ou d'un décimètre. La forme de la section étant tracée, l'habillage morphologique peut être alors entamé. Il consiste à illustrer les formes et les formations sur toute la section en utilisant les mêmes signes conventionnels que la carte géomorphologique (Figure 3.9.). L'analyse de la section habillée s'opérant sur le plan vertical de la galerie, elle recense les étapes de creusement du drain, ainsi que les remaniements mécaniques (effondrement de blocs du plafond, détente mécanique de la paroi) et/ou érosifs (lapiés de paroi ramenant à des écoulements intermittents durant les périodes de crues/décrués) de ces formes. La lecture des sections permet aussi de saisir les paléo-niveaux d'écoulements, les traces d'anciens niveaux de dépôts.

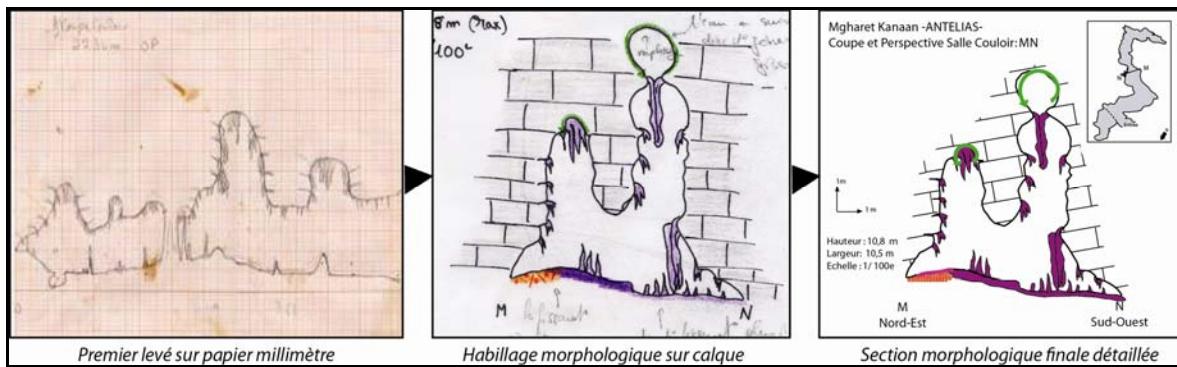


Figure 3.9. La représentation d'une section habillée d'une cavité.

b- LA PHOTOGRAPHIE SOUTERRAINE

L'apport de l'image dans la spéléo-karstologie est important. Sa capacité de communication permet une illustration aisée de l'information que nous voulons mettre en relief (Petit J.P., 1998). Avec le développement et l'évolution des techniques de prises de vue dans les grottes, elle devient le complément direct d'une topographie et favorise encore mieux les descriptions et, surtout, le transfert d'informations à autrui. Sa polyvalence fait que l'image est présente dans tous les domaines de la spéléologie (karstologie, biospéléologie, etc...). Reste à poser le choix de ce que nous voulons illustrer, afin de compléter les informations fournies par d'autres outils, tels que la topographie ou la cartographie.

Les apports des diverses méthodes d'investigation de l'endokarst (topographie, cartographie, sections habillées, photographie) sont alors complémentaires, formant ainsi une large base de données qui permet de mieux visualiser et décrire le réseau en question, tant dans son ensemble qu'au niveau d'une formation particulière.

2.2. LA LECTURE GLOBALE DU RESEAU ENDOKARSTIQUE

L'analyse spéléogénique d'une salle ou d'une galerie d'un réseau permet d'avancer des hypothèses morphogéniques, qui restent limitées à l'espace concerné par la cartographie et ne sont pas représentatives de l'ensemble du système dans lequel il se développe. La confirmation de la reproductibilité de ces hypothèses à l'ensemble du système passe par la multiplication des observations en différents points du réseau, voire sur la totalité de ce dernier. Cela nécessite alors le recours à des outils d'investigation permettant de travailler à différentes échelles spatiales et aisément reproductibles d'un point à un autre. Ce deuxième niveau de lecture (au niveau du réseau ou du volume souterrain) met en usage de nouvelles méthodes d'observation et de représentation graphique (Figure 3.10.) et numérique. Nous avons opté pour l'utilisation de deux outils complémentaires : la coupe habillée et les relevés par lasergrammétrie.

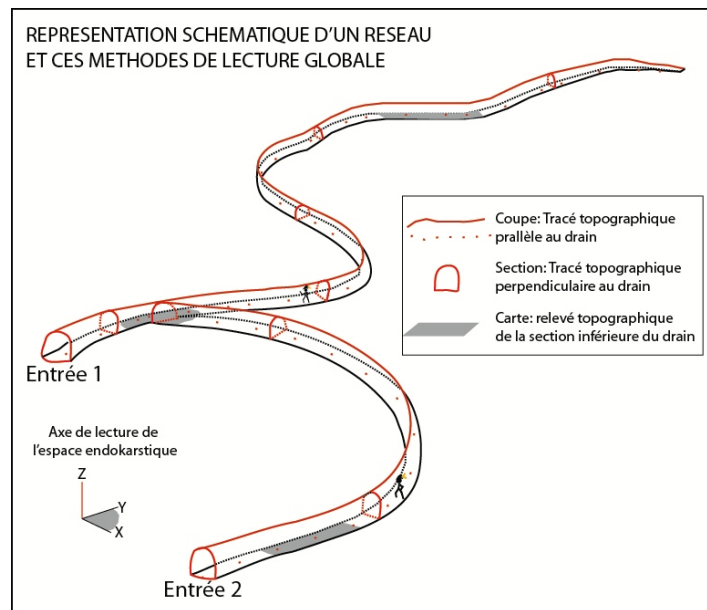


Figure 3.10. Représentation graphique d'un réseau endokarstique, mettant en évidence les sections à plusieurs endroits, la coupe habillée le long du réseau et une cartographie à plusieurs niveaux.

2.2.1. LA COUPE GEOMORPHOLOGIQUE DU RESEAU

La coupe d'un réseau est une section longitudinale du conduit. La représentation graphique du volume souterrain consiste à relever une série de points ou de stations les uns derrière les autres sous forme de coordonnées polaires (distance, direction et inclinaison) et dans le même sens du développement du drain. Le squelette filiforme (Faucher M. et Mautref A., 1991) résultant serait alors une représentation graphique en deux dimensions suivant le plan des hauteurs de la section du drain (Figure 3.10.). Plus les pas de mesure sont petits entre les points-station, meilleur sera le tracé morphologique de la section du drain. L'habillage morphologique s'appuyant sur ce squelette dépend alors de la qualité des dessins levés. La coupe habillée nous permet de visualiser le réseau dans son ensemble, tout en appréciant la complexité au niveau de l'étagement des réseaux les uns par rapport autres et la variabilité des dimensions.

Couplée aux sections transversales et métriques du réseau, la coupe longitudinale 2D peut être traitée par des logiciels de visualisation 3D (Visual topo) aboutissant à un modèle 3D à maille métrique et décimétrique.

2.2.2. LA LASERGRAMMETRIE APPLIQUEE A L'ENDOKARST

Cette technique introduite récemment dans l'étude de l'endokarst (Sadier B. et *al.*, 2004, 2011 ; Jaillot S. et *al.*, 2007) répond aux limites des méthodes de représentation graphique, comme la topographie ou la cartographie 2D.

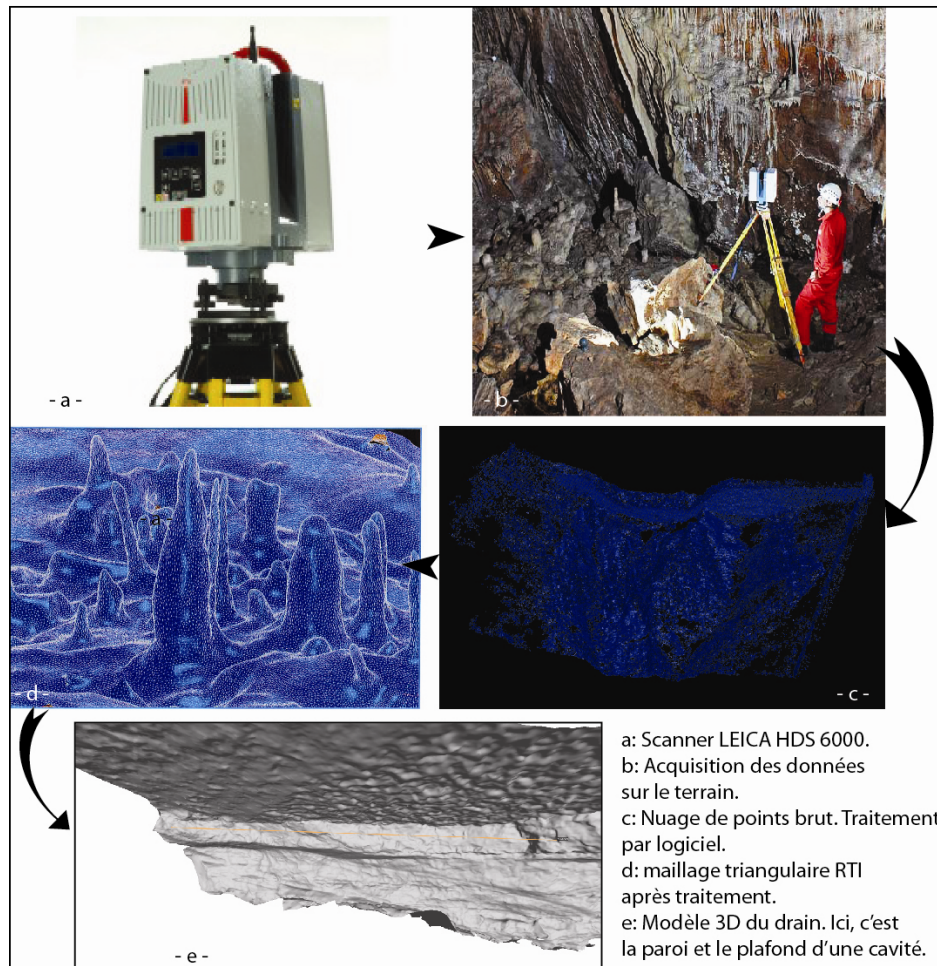


Figure 3.11. Les étapes de production du clone numérique d'un drain endokarstique.

Celles-ci ne pouvant représenter le réseau endokarstique qu'au niveau du sol de la cavité ou d'une section linéaire du drain et à des pas de mesures métriques, l'usage de la lasergrammétrie permet de représenter le réseau dans son volume réel et de relever des formes et des formations à une échelle plus fine (centimétrique, millimétrique) pouvant servir d'indices et d'informations utiles à la compréhension du fonctionnement et de l'évolution du réseau.

Reconstituer numériquement un volume 3D (une galerie, une salle, une paroi) avec une discrétisation plus fine permet l'analyse détaillée des formes. L'information à extraire peut être de différents ordres comme, par exemple, la reconnaissance de formes pariétales telles que les banquettes-limites pour étudier leur étagement (Sadier B. et *al.*, 2004), l'évaluation volumétrique de concrétions massives, l'analyse détaillée de plans de fracturation, la mesure des longueurs des coups de gouge servant en à déduire des paléo-débits ou la vision globale d'un volume d'une galerie ou d'une salle (Jaillet S. et *al.*, 2007, 2011).

Pour chacune de ces applications, la lasergrammétrie 3D permet d'analyser et de quantifier les formes sur un logiciel, en travaillant sur le modèle numérique de l'objet. Cette technique s'avère intéressante dans des cas d'accessibilité difficile, de fragilité d'un milieu, de multiplication des mesures d'objets de grandes tailles. La lasergrammétrie 3D appliquée aux cavités vise à travailler selon une chaîne opératoire (Jaillet S. et *al.*, 2011), allant de l'acquisition des données sur le terrain jusqu'à l'obtention du clone numérique (Figure 3.11.).

- *L'acquisition des données* : la procédure commence par des séances de balayage laser (pivotant à 360°) sur les parois du conduit, sur un cône de dépôts détritiques ou sur le volume du drain à partir d'un lidar terrestre, permettant d'obtenir pour chaque séance un nuage de points représentatif de l'objet étudié. Pour représenter l'objet en entier, plusieurs scènes de recouvrements successifs sont nécessaires. Selon la problématique de recherche, la densité du nuage de points final dépend du pas entre les positions de balayage, de l'éloignement du scanner de l'objet, de la définition des fenêtres de scan et de la vitesse d'acquisition des points du Lidar (2.000 à 500.000 points par seconde).
- *Le traitement des données* : le résultat des séances d'acquisition des données est un fichier de nuage de millions de points avec la position et la réflectance de chaque point (Jaillet S., 2007). Le traitement commence par un assemblage des nuages à partir de la reconnaissance des objets de référencement local (sphères, formes géométriquement simples, placées dans la scène d'acquisition du scanner, permettant un ajustement mathématique entre les nuages). Une fois assemblés, l'opérateur nettoie le nuage des points aberrants liés à des problèmes de réflexion et d'effets de bords (Jaillet S., 2007). Vient par la suite le processus de filtrage qui élimine les points redondants (dus aux recouvrements des scènes de scan), uniformise la densité du nuage de points et le lisse, afin de diminuer les rugosités liées aux bruits de mesure. Après les opérations de nettoyage et de filtrage, la suite de l'opération consiste à mailler le nuage pour obtenir un modèle TIN (Triangulated Irregular Network). A ce niveau, nous passons d'une information ponctuelle à une information surfacique par un modèle 3D du drain. Ce n'est qu'après toute cette chaîne opératoire que le modèle 3D du réseau permet de mesurer les distances entre les formes, les rayons de courbure et d'orientation des stalagmites par exemple. Des ajustements de formes simples, telles que des cylindres, des cônes ou des plans attribués au pendage des couches ou à un niveau de stationnement des écoulements, peuvent être reproduits.

§ § § § § § §

III- LA SEDIMENTOGENESE : ETUDE D'UN DEUXIEME NIVEAU DE MEMOIRE ENDOKARSTIQUE

Les dépôts détritiques sont la deuxième mémoire du karst (Delannoy J.J., 1997). Leurs origines, types et modes de mise en place ont été présentés dans le chapitre précédent. Leur contribution dans la reconstitution des environnements a été mise en œuvre dans diverses recherches sur les réseaux endokarstiques (Maire R., 1990 ; Quinif Y., 1994 ; Lignier V., 2001 ; Perroux A.S., 2005 ; Losson B. et Courbonnois J., 2006). Leur étude dans le cadre de notre recherche sur les réseaux d'el Kassarat-Nabay, de Kanaan et de Jeita, s'inscrit dans une démarche visant, en premier lieu, une reconstitution spéléogénique de ces cavités. Ce sens de lecture (de la cavité jusqu'au dépôt) est nécessaire pour pouvoir choisir les formations les plus susceptibles de nous renseigner sur les environnements passés. Quant à l'analyse de ces dépôts, le sens de lecture est inversé (des dépôts jusqu'à la cavité), parce que leur qualité informationnelle est conditionnée par le contexte qu'est le drain ou la cavité. L'interprétation de leur contenu doit être confrontée aux analyses de la morphologie des conduits, ainsi qu'aux enseignements hydrogéologiques (structuration héritée et/ou actuelle du drainage). L'étude intégrée des sédiments demande alors une analyse de la cavité dans son ensemble, pour pouvoir insérer l'analyse sédimentogénique dans le contexte karstique.

La connaissance des types de pièges à sédiments permet de choisir des sites pertinents d'étude en fonction de la problématique de recherche. Par la suite, l'analyse des dépôts clastiques et alluviaux passe par une chaîne analytique opératoire. L'apport informationnel de chacun devrait être mis en regard avec les données issues des autres analyses. Enfin, l'interprétation des données est confrontée au contexte spéléomorphologique de la grotte, avant tout énoncé d'hypothèses sur les modifications environnementales extérieures à partir des dépôts endokarstiques.

3.1. CHOIX D'UN PIEGE A SEDIMENTS

Le système karstique est complexe à appréhender dans la mesure où il s'adapte à son environnement en conservant, jusqu'à un certain degré, les informations. Il les filtre différemment au sein du substrat et les redistribue au sein du modelé, au travers des formes et des formations qui y sont contenues (Perroux A.S., 2005). Les réflexions sur le rôle de filtre que joue le karst par rapport aux informations environnementales et/ou géographiques, ont mené les karstologues à s'interroger sur la question de la représentativité de l'information issue des analyses des dépôts endokarstiques, du karst et, ensuite, de l'environnement qui le contrôle. Ce rôle de filtre se manifeste dans le karst par des effets de sites, liés à la position des sédiments dans le réseau (amont/aval) et à la notion de piégeage, contraint par l'environnement géomorphologique qui est le drain dans ce cas. Nous examinerons la notion d'effet de sites dans le cas des dépôts détritiques alluviaux et de leur distribution spatiale au sein du conduit (Lignier V., 2002 ; Perroux A.S., 2005 ; Vanara N. et al., 2010).

Les caractères topographiques des conduits (élargissement/rétrécissement, pente) conditionnent la répartition des sédiments alluviaux dans leur environnement morfo-spéléologique. Ce type de sites sont des **pièges à sédiments retardant** le transfert de la matière et donc, de l'information vers d'autres pièges, situés plus en aval du conduit.

La sédimentation des dépôts peut être également engendrée par la présence d'un obstacle. La présence d'éboulis lié à un effondrement, d'une rétention hydrologique (lac), d'un mur de calcite ou d'anciennes formations alluviales, contraint l'écoulement à déposer sa charge détritique. L'accumulation se faisant à l'amont de l'obstacle constitue un **piégeage à barrière** créé par le contexte géodynamique de la cavité (Thomas M., 2010).

Deux autres contraintes à la sédimentation sont liées aux modalités des écoulements. L'évolution ou le changement de ces modalités affecte l'accumulation (par exemple, l'épaisseur des couches) des dépôts endokarstiques (Perroux A.S., 2005). Cette accumulation peut être parfois incomplète dans la grotte : les dépôts subissent des interruptions d'accumulation (lacunes), voire même des départs de matière, lors de leur remobilisation par les écoulements. L'évolution des flux peut conduire à l'effacement complet d'une couche. La diminution ou la perte de l'information liée à ces couches ressort du caractère **filtre** imposé par le contexte géodynamique de la cavité. La perte d'information peut, de même, se manifester lorsqu'une phase d'accumulation est de plus grande ampleur que la phase précédente, amenant à une **amplification** d'une phase de l'évolution du réseau karstique par rapport à une autre.

En somme, l'étude sédimentologique des dépôts d'un drain nécessite une approche délicate. L'étude d'un piège à sédiments engage à tenir compte de l'évolution géométrique et géomorphologique du secteur étudié. Il est, dès lors, essentiel de corréliser les informations (stratigraphique, granulométrique, morphoscopique et pétrographique) d'une séquence sédimentaire avec le contexte spéléomorphologique, avant toute interprétation paléo-hydrologique liée au contexte climatique du karst.

3.2. LES METHODES APPLIQUEES A L'ETUDE DES DEPOTS DETRITIQUES

Les méthodes d'observation et d'analyse appliquées aux dépôts détritiques s'inscrivent dans une suite opératoire, allant du prélèvement des sédiments sur le terrain jusqu'à l'interprétation des données issues des méthodes d'acquisition et de traitement. Les méthodes d'échantillonnage sont ici présentées, ainsi que la description des analyses sédimentologiques (stratigraphie et granulométrie) et les méthodes d'acquisition (spectro-colorimétrie et susceptibilité magnétique) et de traitement (étude dynamique et statistique) des données. Nous aborderons enfin des méthodes d'analyses complémentaires (morphoscopie et minéralogie) appliquées à la détermination des sources des dépôts dans les bassins-versants actuels des grottes et leur visualisation en 3D au sein du piège.

3.2.1. PROTOCOLE DE PRELEVEMENTS

Les dépôts étudiés dans les cavités retenues pour notre recherche sont localisés dans des conduits inactifs. L'accès aisé à ces pièges à sédiments a permis d'engager une étude directe sur les séquences. Cependant, des contraintes liées à la préservation des sites et au traitement dans les laboratoires EDYTEM (Chambéry) et ISTERRE (Grenoble, France) ont orienté notre démarche d'échantillonnage.

a- AMENAGEMENT DE LA COUPE SEDIMENTAIRE

La préparation de la coupe nécessite une inspection soignée du site, afin de ne pas porter atteinte à la conservation esthétique de la galerie, quand il s'agit de nettoyer une séquence près des formations carbonatées ou de conserver la topographie des lieux, dans le cas de l'excavation d'un talus sédimentaire. Une réflexion sur l'emplacement ultérieur des débris excavés est nécessaire dans l'objectif de préserver le milieu souterrain.

Pour la bonne visualisation des différents ensembles sédimentaires, une séquence verticale doit être aménagée à l'aide d'une truelle et d'une pelle pour nettoyer le matériel qui s'est déposé par la suite (pollution sédimentaire). Dans le cas d'un talus de remplissage compact maintenu contre une paroi, la séquence creusée depuis la surface est alors continue. Lorsqu'il s'agit d'un talus de sable pentu (matériel peu compact), l'aménagement des séquences est fait en une série de profils continus, mais décalés les uns par rapport aux autres. Une suite de caissons en forme de marches d'escalier permet une visualisation des niveaux en plan et en coupe (*Figure 44*). Un recouvrement de 20 % de la surface est maintenu entre chaque séquence. Les niveaux sont nettoyés et compactés par la suite, à l'aide d'une pompe à eau.

b- MODES D'ECHANTILLONNAGE

Deux modes d'extraction des sédiments ont été mis en œuvre. Le premier concerne l'échantillonnage par niveau de sédiments et consiste à prélever à l'aide d'une spatule, chaque niveau identifié par sa texture et/ou sa couleur. Les échantillons, pesant chacun 100 grammes environ, sont mis par la suite dans des sacs en plastique étiquetés. Le recours à cette première méthode est utile, lorsque des niveaux d'encroûtement de calcite sont intercalés entre les niveaux meubles (*Figure 3.12.*). Cependant, elle ne conserve pas la continuité informationnelle de la séquence sédimentaire.

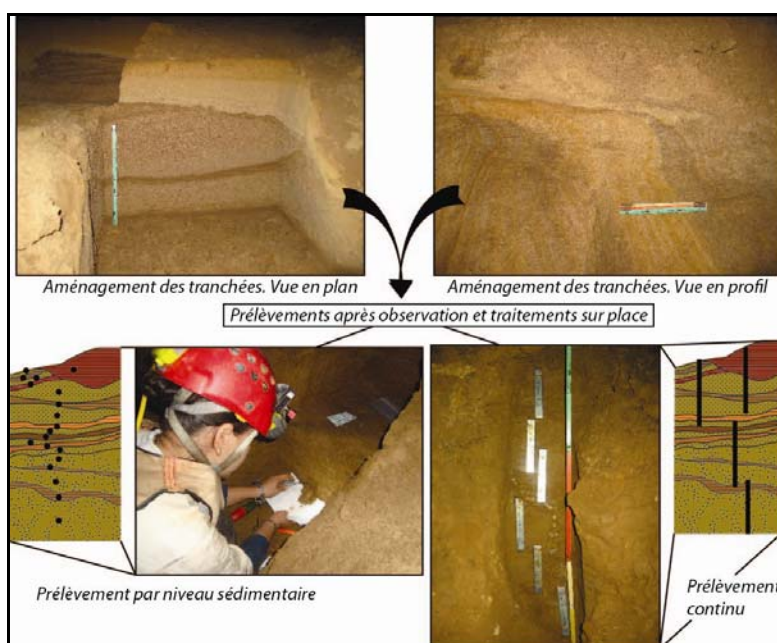


Figure 3.12. L'aménagement d'une coupe sédimentaire et les divers modes d'échantillonnage.

Le deuxième mode de prélèvement consiste à utiliser une box-core (carotte-boîtier) (Lignier V., 2001). Il s'agit d'une simple boîte en aluminium qu'on enfonce dans le sédiment et qu'on retire en dégageant un peu de sédiments autour. Dans ce cas, l'échantillon est assez réduit, parce que les boîtiers mesurent 20 cm de longueur sur 3 cm de profondeur et de largeur. L'extraction continue de la séquence exige l'usage de plusieurs carotte-boîtiers que l'on place les uns à la suite des autres avec 20 % de recouvrement entre chaque carotte. Les boîtiers utilisés sont en métal ou en aluminium permettant une meilleure protection du contenu durant leur acheminement vers le laboratoire (du Liban vers la France). Par contre, les sédiments ont été remis dans des boîtiers en PVC pour le traitement de la susceptibilité magnétique des échantillons.

3.2.2. ACQUISITION DES DONNEES

Les différentes techniques utilisées dans notre travail pour analyser les dynamiques de dépôt des particules sédimentaires seront rapidement présentées ici. La granulométrie étant la technique la plus utile, elle est complétée également par d'autres types de traitements des dépôts.

a- L'OBSERVATION STRATIGRAPHIQUE

La description stratigraphique est la première étape d'analyse des niveaux sédimentaires. Appliquée à l'étude des dépôts de surface dans les sites archéologiques ou fluviaux, son principe consiste à décrire les différents niveaux sédimentaires : identification de la nature des couches (sables, galets, argiles) ; couleur selon le code Munsell ; texture (grain compact/dispersé, contenu uniforme/hétérogène avec particules de plusieurs tailles) ; disposition des strates ou structure des lits (varvées ou alternées entre niveaux fins/grossiers, horizontales, entrecroisées, obliques, en lentilles) ; limite entre les niveaux sédimentaires (érodés, rides de courants, lisses), pendage apparent des niveaux (incliné, horizontal).

Une fois retranscrit sur papier millimétré, ce relevé sédimentaire fournit les premiers éléments de caractérisation des conditions dynamiques du milieu (Chamley H., 1988). L'étude stratigraphique définit les dynamiques de transport (par charriage ou roulement de fond, saltation, en suspension dans l'eau), la

direction des courants fluviatiles (dans le sens de l'écoulement ou à contre-sens), les conditions de dépôt (en vrac, décantation), le régime d'écoulement (rapide, lent)...

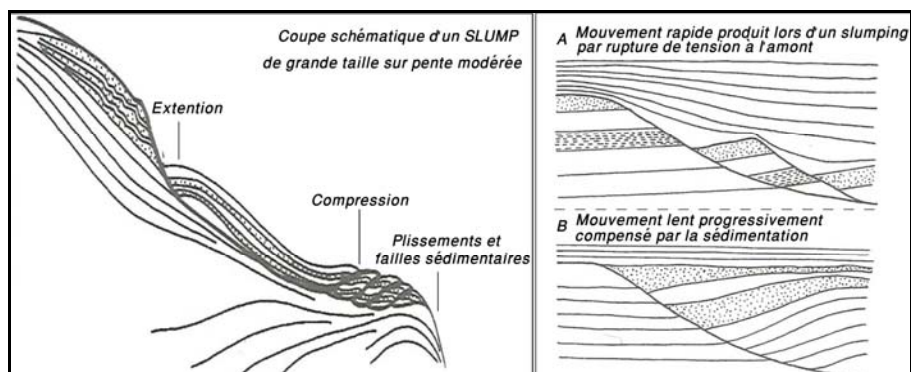


Figure 3.13. Les formations syn-sédimentaires (mouvement et failles) (D'après Chamley H., 1988 et Collinson & Thompson, 1982).

La confrontation de la disposition des niveaux et leur analyse descriptive permettent de remonter aux processus à l'origine des dynamiques de transport et de dépôt (*ibid, supra*).

Les structures syn-sédimentaires (Figure 3.13.) sont révélatrices de la déformation des niveaux après leur colmatage. Des processus de soutirage ou de départ de matière, liés à la migration des écoulements ou à une remobilisation d'une partie du piège à sédiments, engendrent des modifications de la structure initiale du dépôt : micro-failles, formation de slumps ou déformation des niveaux par plissement vers le fond, glissement rotationnel en loupes de roches meubles, glissement lent sous l'effet de la pesanteur, de la température ou de l'humidité (solifluxion). Les formes de post-colmatage nous renseignent sur la désintégration physique et mécanique de la masse sédimentaire et remontent aux processus liés aux modifications de la dynamique d'écoulement (abandon du drain, remobilisation des dépôts) dans la cavité.

b- L'IMAGERIE CONTINUE DE LA SEQUENCE

La deuxième étape d'acquisition des données consiste à numériser la tranchée aménagée directement sur le terrain ou les carottes prélevées au laboratoire. Les deux méthodes de numérisation par photographie nous permettent de traiter ultérieurement la séquence par image à haute résolution.

Le principe adopté est celui de l'imagerie des carottes sédimentaires de lacs. Dans le cas des boîtiers-carottes traités en laboratoire, ils sont positionnés dans le même sens que le prélèvement sur un bac gradué au-dessus duquel est fixé un appareil photo relié à un ordinateur. Les échantillons, placés sur un rail, doivent être parfaitement perpendiculaires à l'appareil et éclairés par des lampes au néon. La mise au point de l'image peut alors être faite. Grâce à l'ordinateur relié à l'appareil photo et au logiciel d'exploitation Gtka-0.1.14, on visualise l'image directement à l'écran avec une échelle métrique et la mise au point est faite sur la première image. Le recouvrement entre deux clichés successifs étant de tant, la reconstruction de l'image totale a été, pour notre étude, réalisée sous Adobe Photoshop comme logiciel de traitement. Les niveaux de gris des images sont réglés et l'ajustement entre les clichés se fait à la main en se servant du micromètre (l'échelle de la photo) comme repère pour un calage précis.

L'image complète et à haute résolution de la carotte est utile pour une visualisation de haute qualité et continue des sédiments, rendant ainsi plus aisé le traitement des données.

C- LA GRANULOMETRIE

La granulométrie est l'objet central de toute étude sédimentologique (Verger F, 1976). Quand il s'agit d'étudier la dynamique de la mise en place d'un sédiment, l'analyse directe et calculée des fractions des grains est porteuse d'éléments de réponse sur les conditions hydrologiques qui régnaient au moment du dépôt (Rivière A., 1977). La distribution statistique des particules est traitée suivant deux techniques. La première est celle du tamisage qui consiste à trier au moins 100 g d'échantillon homogène décalcifié, avec des tamis successifs formant une colonne et dont les mailles sont décroissantes de haut en bas et rigoureusement calibrées. Les grains recueillis dans chaque tamis sont par la suite pesés. A partir des résultats, on calcule les sommes partielles et les pourcentages cumulatifs qui vont permettre de construire les courbes granulométriques (Miskovsky J.C. et Debard E., 2002).

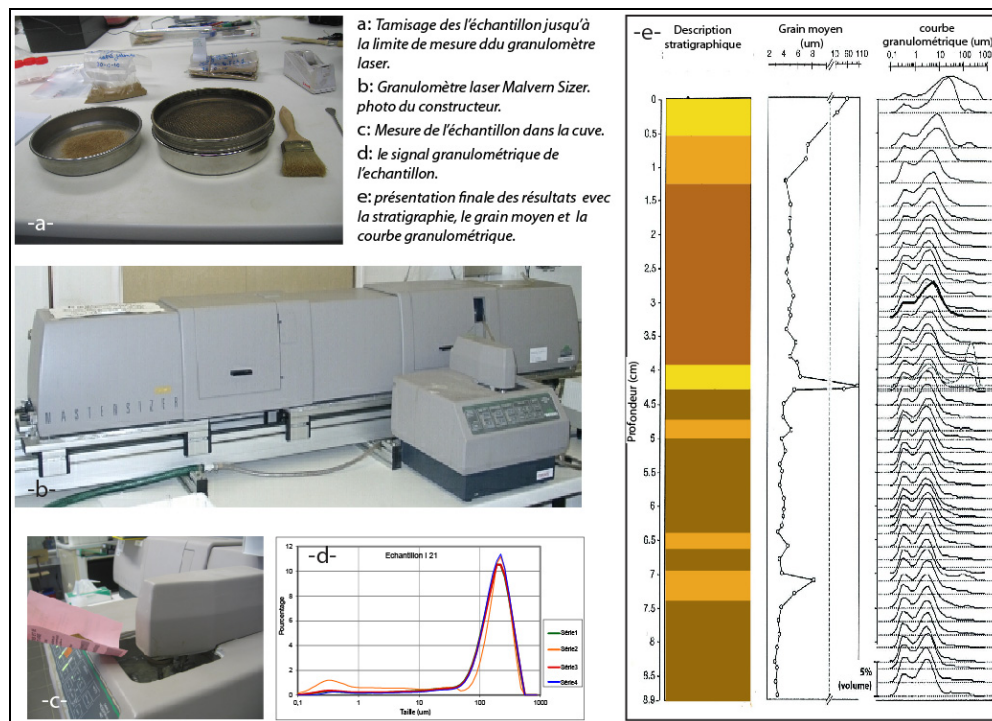


Figure 3.14. Les principales étapes d'analyse granulométrique et la représentation finale des résultats.

Cette technique est de moins en moins utilisée au profit d'appareils de mesure laser qui fournissent des résultats plus rapides et plus précis.

La deuxième technique est donc celle de la granulométrie par diffraction laser. Les granulomètres laser Coulter ou Malvern permettent de réaliser en une seule opération les courbes granulométriques des fractions dont le diamètre des particules est inférieur à 2 mm (limite de mesure des appareils). Le tamisage des particules grossières et moyennes est alors nécessaire avant toute mesure granulométrique. Dans notre cas, nous avons eu recours aux microgranulomètres laser MasterSizerTM de Malvern, instruments des Laboratoires ISTERRE (Grenoble) et EDYTEM (Chambéry). Cette technique nous a permis d'obtenir les données suivantes : courbe granulométrique du sédiment, ainsi que tous les paramètres de mesures indirectes calculés par le logiciel, tels que les indices de classement, d'asymétrie, la médiane, le mode, les percentiles de la série statistique (Figure 3.14.). Les données sont directement transférées vers les logiciels de traitement de données, *via* ExcelTM.

Ce type d'appareillage est performant, car il couvre un large éventail de taille (jusqu'à 900 μm pour le granulomètre Master Sizer 2.19. du Laboratoire EDYTEM et jusqu'à 2000 μm pour celui du Laboratoire L.G.C.A.). Mieux encore, chaque mesure nécessite peu de sédiments, ce qui permet, à l'échelle d'une

carotte, de faire des mesures à un pas très réduit. Les résultats ont alors une bonne résolution de l'évolution de la granulométrie en fonction de la profondeur. En effet, sur la carotte de la grotte de Jeita, la mesure des échantillons est effectuée tous les 5 mm. Par contre, la mesure sur la carotte de la grotte d'el Kassarat est faite avec un pas de 1 cm, vu la nature sableuse et peu compacte des sédiments. La nécessité de mettre une plus grande quantité de sédiments pour atteindre 10 % d'obscurité⁸ s'impose comme limite technique pour la mesure fine de la carotte.

Nous notons que ce choix de pas de mesures fait préalablement a pris en compte la spécificité des deux sites karstiques (el Kassarat et Jeita) desquels les carottes ont été extraites. De ce fait, les résultats granulométriques des deux carottes ne seront pas croisés entre eux.

d- LA SPECTRO-COLORIMETRIE

La spectro-colorimétrie est une technique de mesure qui permet d'appréhender et de spécifier les variations des critères de couleur des sédiments. (Chapman M.R. et Shakleton N.J., 1998 ; Barrett L.R., 2002). La mesure des compositions colorimétriques différentes de l'échantillon renvoie à des sources différentes, à la présence de matières organiques ou à l'usure *in situ* des sédiments.

La spectrocolorimétrie correspond à une triple mesure, car elle évalue à la fois les variations de teinte, de clarté et de saturation de la couleur. Ces valeurs sont exprimées par les trois paramètres L^* , a^* et b^* :

- L^* : représente la clarté de la couleur ou la luminance.
- a^* et b^* représentent la teinte chromatique et s'expriment par la longueur d'onde.

L'appareil utilisé pour les mesures de spectrocolorimétrie est un Minolta CM 2600 TM, avec le logiciel d'exploitation SpectraMagicTM. Avant de lancer les mesures sur les échantillons, l'appareil doit être réglé (Figure 3.15.). Différents paramètres (fenêtre de mesure, ouverture spéculaire, émission UV, observateur, paramètre d'affichage, espace couleur, moyenne automatique, mesures de calibration) sont alors calibrés :

- *Fenêtre de mesure* : 3 mm ou 8 mm. Nous avons choisi une fenêtre de 8 mm.
- *Ouverture spéculaire* : réflexion spéculaire exclue (*SI*) et incluse (*SE*) de l'objet soumis à la lumière. La réflexion spéculaire des sédiments exprime la brillance, renvoyant à la notion d'usure et de polissage des grains. Nous avons opté pour l'ouverture spéculaire *SE*. Cette donnée est intéressante pour l'étude du transport des particules.
- *Emission UV* : c'est la source lumineuse utilisée pour les mesures. Le réglage utilisé est une émission UV à 100 %.
- *Illuminant* : ce paramètre concerne la qualité de la lumière émise pour les mesures. Le code D65 sélectionné correspond à une émission de lumière standard, assimilée à la lumière du jour (inclus les UV).
- *Observateur* : c'est l'angle de la zone d'observation des rayons réfléchis. Nous avons opté pour un angle de 10°.
- *Affichage* : ce paramètre concerne le contrôle de la bonne marche des mesures. L'option Diff & Abs permet l'affichage sur l'écran du spectrocolorimètre des données de valeur absolue et de différence de couleur par rapport à la couleur de référence, pour chaque mesure.
- *Espace couleur* : l'espace choisi situe les mesures selon quatre critères. L^* correspond à la clarté, qui est exprimée ici par une échelle allant de 0 (noir) à 100 (blanc). Les critères a^* et b^* caractérisent la teinte, avec a^* variant entre le rouge (+60) et le vert (-60), et b^* variant entre le jaune (+60) et le bleu (-60). Le paramètre ΔE^* indique la différence colorimétrique dans l'espace de couleur sélectionné (CIELAB) et par rapport à la couleur de référence.

⁸ Obscurité : c'est une mesure d'atténuation que le détecteur central du granulomètre fournit. En pratique, les mesures sont considérées comme valides si le taux d'obscurité est compris entre 10 % (pour avoir suffisamment de particules) et 50 % (pour éviter des phénomènes de diffusion multiples).



Figure 3.15. La préparation des échantillons et les mesures de spectrophotométrie avec le Minolta CM 2600 TM.

- *Moyenne automatique* : le spectrophotomètre offre la possibilité de faire des moyennes automatiques sur les mesures de colorimétrie. La moyenne étant fixée à « 1 », nous précisons que les mesures sont prises isolément sans moyenne.
- *Réglage du calibrage des couleurs* : d'abord à zéro, l'appareil étant placé dans un boîtier noir spécifique donnant une réflectance nulle, puis à l'aide d'un blanc spécialement adapté à l'appareil, fourni par le constructeur.

Cette méthode appliquée aux carottes ayant une largeur suffisante conserve l'intégrité des sédiments. Il suffit de fixer un film plastique protecteur sur la carotte, protégeant l'appareil du sédiment et réciproquement. Dans notre cas, nous avons opté pour une extraction d'échantillons de la carotte tout les 1 cm. Les sédiments sont par la suite tassés dans une pastille pour obtenir une surface homogène et plane (Figure 3.15.). Les mesures sur la pastille permettent de conserver une valeur colorimétrique correcte de l'échantillon.

Les mesures effectuées, le fichier de données constitué est aisément transférable vers les logiciels de traitement classiques. On obtient avec la spectro-colorimétrie plusieurs courbes relatant l'évolution sédimentaire d'une carotte.

e- LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

La susceptibilité magnétique est la capacité d'un corps à acquérir une aimantation en présence d'un champ magnétique (Dearing J., 1994). Sa mesure fournit une indication sur les minéraux ferromagnétiques contenus dans un échantillon. La réponse mesurée correspond à différents degrés de magnétisme liés à certains types de minéraux présents dans le sédiment.

Les minéraux ayant une susceptibilité forte ($SM > 50 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) sont les *ferromagnétites* et les *ferrimagnétites*, telles que le fer pur, les oxydes de fer (magnétite), le nickel et le chrome. Ceux qui donnent la réponse la plus faible ($SM < 0.10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) correspondent aux minéraux *diamagnétiques* ou pauvres en fer, tels que le quartz, le carbonate de calcium, le graphite, le gypse, la kaolinite. Cette catégorie inclue aussi les matières organiques et l'eau. Une catégorie intermédiaire regroupe les minéraux *paramagnétiques* (SM entre 0 et $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) dont la biotite, l'olivine, les amphiboles, la pyrite, l'illite, la dolomite (Dearing J., 1994).



Figure 3.16. Le susceptibilimètre de Bartington Instruments (photo Constructeur).

La technique est réalisée à l'aide d'un susceptibilimètre de Bartington Instruments (Figure 3.16.), fourni par le Laboratoire ISTERRE. L'ensemble du dispositif (sonde et boîtier intermédiaire de connexion) relié à un ordinateur permet de contrôler le déroulement des opérations, grâce à un logiciel de traitement des données Multisus™. La sonde utilisée pour nos sédiments est la MS2E, particulièrement adaptée aux sédiments fins et offrant une bonne résolution. L'aire de mesure de la sonde est d'environ 1 cm sur 3 mm. L'appareil offre deux précisions possibles de la mesure : soit à 1.0×10^{-5} , soit à 0.1×10^{-5} . Pour les mesures de nos dépôts endokarstiques, nous nous sommes contentés d'une précision de 1.0×10^{-5} , car nous cherchions plutôt les forts écarts entre les valeurs.

Le principe de mesure s'opère en continu sur toute la longueur d'une carotte et consiste à positionner la sonde perpendiculairement à l'échantillon. Cette position permet de faire des mesures avec un pas plus rapproché, fixé à 5 mm pour l'analyse de nos carottes. Le sédiment doit être à température ambiante et recouvert d'un film protecteur plastique fin (0,05 mm au plus), afin d'éviter un biais dans les mesures. De même, il doit être inerte sur le plan magnétique.

Le réglage du logiciel permet de spécifier la sonde utilisée et les conditions de position et de précision. Après une mesure de calibration, la mesure est lancée sur la carotte. Nous avons opté pour une correction de la dérive de l'appareil pour chaque mesure effectuée sur le sédiment, en mesurant l'environnement magnétique de la pièce avant et après la mesure faite sur l'échantillon. La correction consiste alors à déduire la dérive de la valeur mesurée sur l'échantillon.

Cette méthode permet d'identifier les minéraux ferromagnétiques présents dans les sédiments. La comparaison des résultats avec la composition des sources de surface (couches géologiques, sols) permet d'identifier les sources potentielles des dépôts endokarstiques. Une réflexion sur la spatialisation du bassin d'alimentation des dépôts peut être donc entamée. La variation de ce paramètre est aussi un moyen d'évaluer l'évolution de l'érosion au cours du temps, voire d'estimer le fonctionnement d'une source de sédiments par rapport aux autres (Arnaud F., 2003 ; Perroux A.S., 2005). Ainsi, les travaux de Perroux A.S. (2005) sur les sédiments des lacs endokarstiques des grottes de Choranche dans le Vercors (France) ont montré que la susceptibilité magnétique reflète les fluctuations de la sédimentation constante, en rapport avec les écoulements et donc avec la pluviométrie dans le cas d'un karst intégrateur linéaire.

3.2.3. L'ÉTUDE DYNAMIQUE ET CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS

L'étude des dépôts suite à l'acquisition des données granulométriques est riche en renseignements, tant au niveau de la dynamique de transport que celui de la dynamique des dépôts des sédiments dans le karst.

a- ANALYSES STATISTIQUES

Les premières données granulométriques concernent les courbes de fréquence des particules. L'analyse de leur évolution renseigne sur la dynamique de dépôt. La comparaison de la variation entre les classes de particules (argiles, silts, sables) peut mettre en avant des fonctionnements parallèles ou opposés dans la dynamique des dépôts. Les indices granulométriques calculés (*Tableau 3.1.*) apportent des renseignements complémentaires : les valeurs de kurtosis, d'asymétrie et de classement (*Tableau 3.2.*) fournissent des données comportementales et structurales sur la composition des dépôts (Perroux A.S., 2005). La qualité du tri et l'asymétrie de la série statistique renvoie à la dynamique de transport et de dépôt (Rivière A., 1977 ; Folk R., 1980).

Mesure statistique	Signification granulométrique	Intérêt
Fréquence	Pourcentage pondéral des particules de chaque classe granulométrique.	Permet de calculer le mode.
Mode	La valeur granulométrique la plus représentée ou la population dominante (en taille) de grains.	L'étude de la courbe du mode peut retracer le plus grand nombre d'évènements. Caractérise le stock sédimentaire (allochtone ou mélange allochtone/ autochtone).
Médiane	Quartile Q ₂ : Taille des particules pour un volume cumulé de 50 % de sédiment.	
Grain Moyen	La taille moyenne des particules à chaque mesure.	Retrace l'évolution de la taille des grains avec précision. Il est l'expression de la force du courant. Permet d'apprécier l'éloignement/rapprochement des sources.
Mode/Médiane/ Grain moyen	Méthode de comparaison entre les trois courbes pour voir le niveau de cohérence au niveau de leurs allure/pics mesurés.	La cohérence/incohérence des trois courbes vérifie la présence/absence de l'évènement sédimentaire en question.
Classement	La dispersion des tailles par rapport à la moyenne de l'échantillon	Permet d'apprécier l'importance des actions de tri au cours du transport et du dépôt. Il renseigne sur la régularité des flux au moment de la sédimentation.
Kurtuosité ou indice d'aplatissement	Calcul de la relation entre le triage, la partie centrale de la courbe cumulative avec ses extrémités.	Caractérise le classement des particules dans une série
Asymétrie	La prépondérance, ou non des particules fines (V. positives) ou grossières (V. négatives) par rapport à la moyenne de l'échantillon.	Reflète le milieu de dépôt. Elle traduit le fonctionnement du milieu de sédimentation et la dynamique de fin d'accumulation : L'asymétrie positive correspondrait à des dépôts fluviatiles, tels que l'injection de sables lors d'une crue dans un milieu peu énergétique (un marécage) ou de particules fines. L'asymétrie négative : enrichissement en particules grossières. Elle peut indiquer une évolution post sédimentaire, telle que le lessivage.

Tableau 3.1 Les indices granulométriques et leur signification (D'après Chamley H., 1988; Perroux A.S., 2005 ; Losson B. et Courbonnois J., 2006).

De même, le mode, la médiane et le grain moyen sont l'expression de l'évènement sédimentaire en question. La cohérence (ou pas) de leur courbe nous permet de vérifier ces biais d'expression. Ces trois indices calculés sont en liaison avec les conditions de transport du sédiment. Nous exposons les principales tendances :

- Cailloux et sables grossiers : ils nécessitent pour leur déplacement une grande vitesse de courant (transport fluvial). Cependant, la vitesse de courant est faible dans le cas d'un sédiment à haut degré d'adhérence (courants de boue).
- Sables fins et limons : leur mobilisation par l'eau dans le karst se fait à une vitesse modérée.

- Argiles : elles sollicitent un courant à faible vitesse pour leur transport. Mais leur remobilisation demande des vitesses beaucoup plus importantes.

Pour reconstituer les vitesses de courant à partir des données statistiques, le grain moyen est l'indice reflétant la force du courant. On admet alors que le caractère transportable du grain dépend de son diamètre. Hjulström F. (1935), suivi par H. Chamley (1987), a élaboré un diagramme (cf. *Chapitre 2 ; Partie 3 ; 3.3.2.*) qui fait correspondre la valeur du diamètre du grain (le grain moyen) à une vitesse de courant. Le transport et l'érosion des différents corps granulométriques sont représentés par des courbes. Ce diagramme n'avance pas des valeurs de vitesse précises, certes, mais il reste le modèle le plus fiable pour l'appréhension de la relation entre sédimentation et vitesse du courant. Il a été utilisé dans maintes études sur les dépôts détritiques souterrains (White E.L. et White W.B., 1968 ; Sweeting M.M., 1972 ; Bogli A., 1982 ; Maire R., 1990 ; Sorriaux P., 1982 ; Losson B., 2003 ; Perroux A.S., 2005).

b- CROISEMENT DES DONNEES STATISTIQUES

D'autres modes d'exploitation des données sont mis en œuvre dans l'étude dynamique des sédiments. Le croisement des données statistiques entre l'asymétrie et le classement, entre le classement et le mode ou entre la kurtosité et le grain moyen, fournit des renseignements utiles sur la qualité du sédiment au moment du dépôt et sur le comportement sédimentaire des constituants de l'échantillon. Mais le croisement qui caractérise le mieux les dépôts est celui des images de R. Passega (1964). Le diagramme proposé (*Figure 3.17.*) repose sur un croisement entre les valeurs de médiane (en abscisse) et celles du percentile le plus grossier (en ordonnée), fournissant ainsi un modèle global de sédimentation (Riviere A., 1977). Le modèle théorique représenté par un diagramme bi-logarithmique propose des modèles de sédimentation entre les différents secteurs d'accumulation des dépôts présents dans les systèmes fluviaux de surface.

Le nuage de points étant projeté sur le diagramme, le comportement sédimentaire des échantillons mesurés serait alors confronté aux différentes zones proposées. Cela fait, le positionnement du nuage permet de caractériser le contexte de la sédimentation. Les types de comportement sédimentaire spatialisé sur le diagramme sont les suivants :

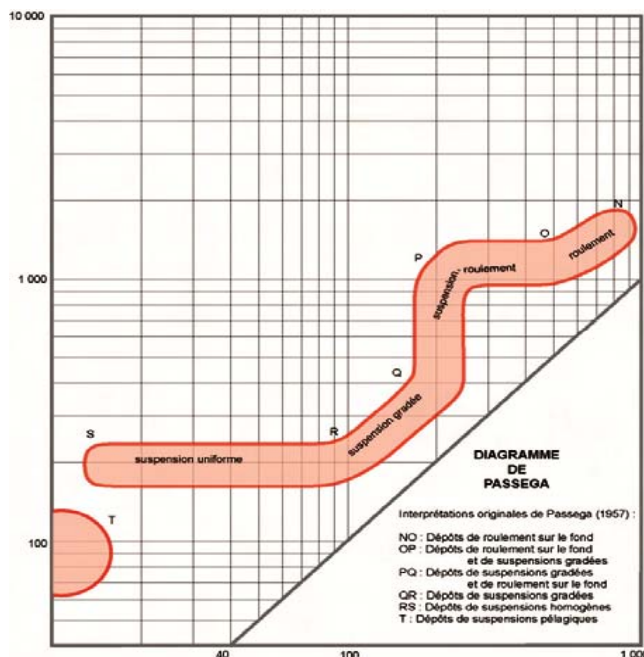


Figure 3.17. Le diagramme de R. Passega et les interprétations du comportement sédimentaire selon la répartition du nuage de points par zone.

NO : accumulation de grains roulés uniquement, les grains en suspension étant entraînés.

OP : dépôts comportant plus de grains roulés sur le fond du chenal, dus à des courants assez rapides.

PQ : dépôts de suspension graduée et de roulement sur le fond.

QR : dépôts de suspension graduée, résultant de la turbulence de l'eau lorsque la charge dépasse la capacité de transport.

RS : dépôts de suspension homogènes ; pas de classement et vitesse faible.

T, PP, TC : dépôts de décantation totale.

Mesure statistique	Signification granulométrique	Intérêt
Image de Passega Médiane/Percentile C ou Q/M	Plusieurs modèles de comportement sédimentaire. Différentes zones sur le graphe sont individualisées par un comportement sédimentaire.	Donne une carte d'identité du sédiment. Elle renvoie aux modalités de sédimentation des dépôts.
Asymétrie/ Classement	La qualité du tri des particules au regard de la taille des particules les plus abondantes.	Des distinctions de dynamisme au moment du dépôt peuvent être proposées.
Classement/Mode	La distribution de la taille des particules par rapport au classement (qualité du tri)	Renseigne sur la qualité du sédiment au moment du dépôt. Ce croisement est complémentaire à celui du Mode/Asymétrie.
Kurtosité/Grain moyen	Permet d'évaluer la composition de l'échantillon mesuré : - Très platykurtique $< 0,5$ = mélange en proportions égales de deux constituants. - Platykurtique $0 < x < 0,5$ - Leptokurtique $> 0,55$ = excès d'une fraction par rapport à une autre.	Définit la qualité d'une distribution granulométrique et renseigne sur la proportion des constituants d'un échantillon (silt/argile/sable) et sur leur comportement sédimentaire : - Passage brut du g. grossier au g. fin (phases de crue/décruie, noyage/dénoyage, basses eaux/hautes eaux). - Passage équilibré entre les deux fractions de grains.

Tableau 3.2. Tableau de synthèse des mesures croisées, de leur signification granulométrique et de leur intérêt. (D'après Miskovsky J.C. et Débard E., 2002 ; Perroux A.S., 2005).

Une autre méthode de croisement bi-variée a été nouvellement développée par A.S. Perroux (2005) pour une meilleure caractérisation des pièges sédimentaires (Figure 3.19.). Elle se base sur une régression polynomiale d'ordre 3 entre les valeurs de médiane (en abscisse) et celle du percentile Q99 (en ordonnée). L'interprétation de ce type de croisement statistique se base plutôt sur les pentes globales des courbes de régression, plutôt que sur leur positionnement par rapport à la grille bi-logarithmique (comme c'est le cas des images C/M de Passega). Cette méthode, appliquée sur les données des carottes prélevées des lacs de la Cathédrale et de Coufin, dans la grotte de Choranche (France), montre divers types de comportement sédimentaire en fonction de la pente globale des courbes de régression : sédimentation de bord ; sédimentation de fond (Figure 3.19.).

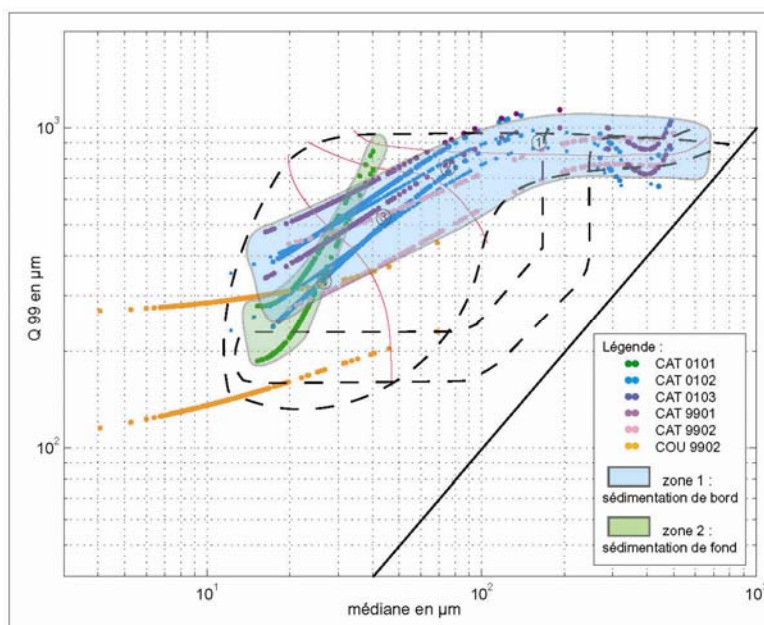


Figure 3.19. La carte d'identité des sédiments endokarstiques piégés en contexte lacustre, élaborée à partir des carottes des lacs de la Cathédrale (CAT 0101-0102-0103-9901-9902) et de Coufin (COU 9902) (grotte de Choranche, France). (Perroux A.S., 2005)

3.2.4. METHODES COMPLEMENTAIRES

Des analyses complémentaires aux méthodes granulométriques permettent d'obtenir des informations comme le degré d'usure lié au transport, les sources du matériel géologique (autochtone ou allochtone). D'autres méthodes, comme la tomographie souterraine et la carte des profondeurs des sols, proposent un meilleur champ de visualisation de la géométrie des pièges à sédiments. Nous exposerons rapidement dans les lignes qui suivent ces techniques et leur intérêt pour notre problématique.

a- OBSERVATION MICROSCOPIQUE ET LOUPE BINOCULAIRE

L'observation des particules de sables et d'argiles au microscope (Figure 3.20.) ou à la loupe binoculaire fournit des informations sur la nature des grains (Duplaix S., 1958), leur état d'usure et leur agent de transport (Cailleux A. et Tricart J., 1965). L'étude de la surface (lisse, mate, luisante, rugueuse ou picotée, striée) des grains et de leur forme (émoussée, sub-émoussée, anguleuse) renvoie à l'appréciation des conditions de transport des particules, à la détermination de l'éloignement ou du rapprochement des sources et à l'identification des processus de mélange des particules d'une même couche, provenant de plusieurs sources ou de plusieurs pièges dans le karst. Ce dernier point est vérifié lorsqu'on observe différents degrés d'usure de la surface dans un même niveau sédimentaire.

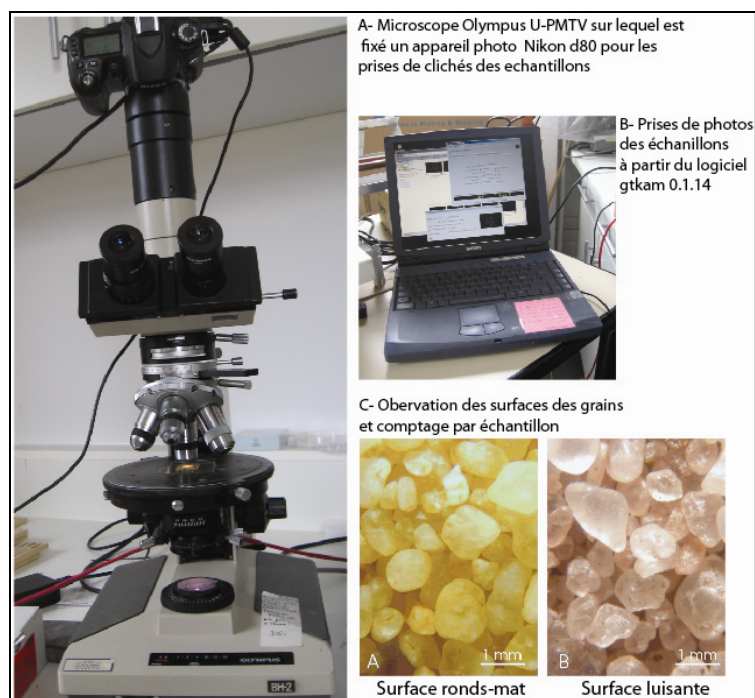


Figure 3.20. Le procédé de visualisation des grains au microscope et de prise de clichés des échantillons à mesurer.

Le protocole d'observation des particules consiste en un comptage de grains selon un ensemble de paramètres qualitatifs (minéraux clairs, minéraux opaques, quartz émoussés, anguleux, mats, brillants, picotés...). Le comptage d'au moins 100 grains par paramètre devrait aboutir au pourcentage de types de grains dans chaque lot. Il suffit d'étaler un échantillon homogène d'un sédiment décarbonaté sur une lame mince carroyée à l'avance en carreaux numérotés. Le comptage des grains se fait alors par carreau, afin d'éviter le comptage d'un même grain pour le paramètre en question.

Pour chaque échantillon, on tient compte de l'ensemble des paramètres (mélange des populations et pourcentage de ce mélange au sein d'un même échantillon), car chacun des paramètres est porteur d'informations sur le milieu souterrain. Il en ressort des informations sur les modes de transport, la distance, l'origine (dans le cas où il existe des grès à quartz émoussés, roulés, dans le bassin d'alimentation). C'est à partir de la spécification par échantillon, qu'on passe à une seconde analyse : la comparaison d'un banc sédimentaire à un autre et avec, bien entendu, un croisement avec l'analyse granulométrique (matériel bien trié ou non, sables dominants ou non).

Pour l'identification des minéraux contenus dans les sables et les argiles (Duplaix S., 1958), le travail se fait via des lames minces observées sous microscope à lumière polarisante (oxydes de fer, quartz, etc...).

b- LA MORPHOMETRIE

La morphométrie est l'analyse et l'étude de la géométrie des grains (sables, galets). Comme la morphoscopie, elle repose sur une approche statistique et fournit des renseignements sur la taille et la forme des grains de sables ou des galets. Elle est souvent couplée à l'étude morphoscopique des particules. Dans le cas de l'étude des galets, l'observation de la surface des cailloux renvoie aux processus de transport (fluvial, marin, glaciaire) et d'usure (mécanique, chimique, biologique).

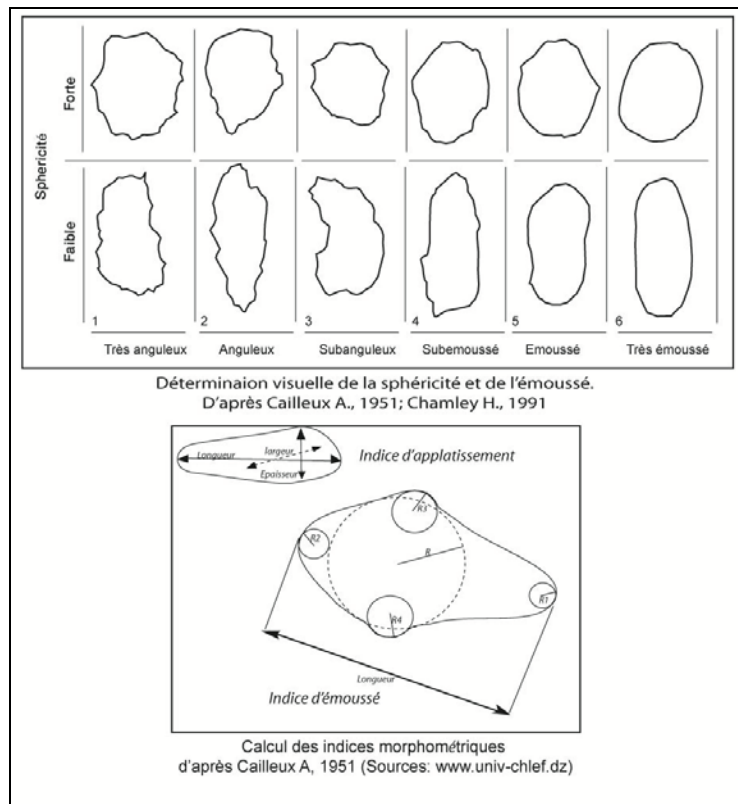


Figure 3.21. Les différents indices morphométriques des grains et galets.

Les indices morphométriques (Figure 3.21.) tels que l'émoussé, l'aplatissement, la sphéricité et la dissymétrie ont été réinterprétés dans le cadre karstique (Losson B. et Courbonnois J., 2006). Leur analyse permet de caractériser le mode de mise en place des sédiments et la dynamique de transport. Des études sur les dépôts détritiques dans les cavités ont souligné les variations de l'émoussé des sédiments (Newson M.D., 1971).

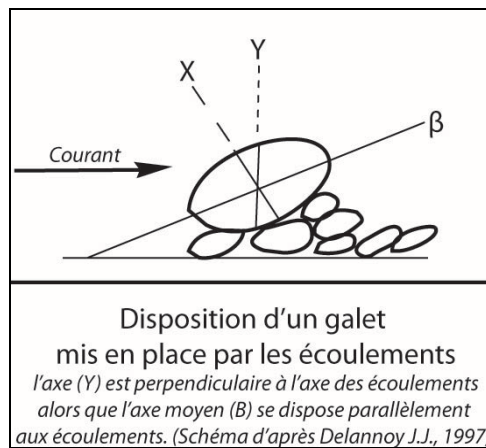


Figure 3.22. La détermination du sens du courant selon la disposition d'un galet.

Cet indice n'est, par contre, significatif que durant les dix premiers kilomètres de parcours des galets et varie en fonction de la pente (Cailleux A. et Tricart J., 1965). L'indice d'aplatissement des galets a été interprété par M.M. Sweeting (1972) et peut être très fort dans le cas de franchissement des siphons (Eck C., 1974).

En d'autres termes, c'est l'analyse des directions des galets (*Figure 3.22.*) qui nous renseigne sur le mode de dépôt final (Cailleux A. et Tricart J., 1965). L'observation et l'étude de l'angle d'inclinaison et de direction des galets permettent d'identifier l'agent de transport (fluviatile dans le cas des cavités), le mode de dépôt final (courant de compétence forte, mais décroissante dans le cas d'un dépôt de galets bien triés et classés, ou courant de fortes crues pour un dépôt en vrac et mal trié) et enfin la paléo-direction de courant (dans le même sens (ou pas) que l'écoulement actuel).

C- LA TOMOGRAPHIE SOUTERRAINE

La tomographie souterraine est une méthode géophysique d'imagerie géo-électrique, appelée aussi tomographie en résistivité électrique (Zhou W. et *al.*, 2000 ; Kaufmann O., 2002). Cette technique d'investigation indirecte du sous-sol de la cavité sans y porter atteinte, permet de reconstituer géométriquement le contenu du sous-sol d'une galerie. Cette reconstitution présente de meilleurs résultats si la composition du sous-sol est hétérogène car, en effet, la résistivité entre la roche calcaire massive et les sédiments meubles qui la surmontent est différente. En effet, plus le matériel géologique est conducteur, moins il est résistant à l'intensité du courant.

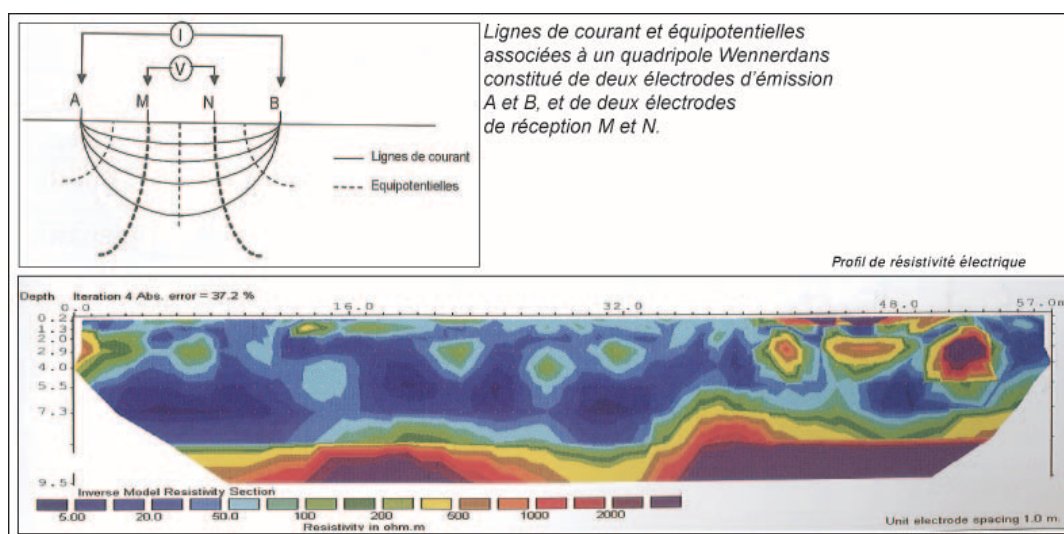


Figure 3.23. Tomographie électrique de la salle plane, réseau d'Orgnac (Ardèche, France) (D'après Kaufmann O., 2002).

Elle se réalise par la mesure de la résistivité électrique à l'aide d'électrodes réparties à la surface du sol le long d'un profil ou d'un panneau électrique (*cf supra*). Ce profil se réalise en envoyant une intensité de courant électrique *via* le circuit d'émission à partir des électrodes d'émission et de réception placées le long d'un parcours linéaire. Ce courant électrique, associé à la différence de potentiel généré entre les électrodes, permet de déduire la résistivité électrique du terrain mesurée suivant la supraconductivité du matériau qui le forme (*Figure 3.23.*). Le signal de résistivité électrique du sol est une mesure apparente. L'inversion de ces valeurs permet de reconstituer la répartition spatiale de la résistivité effective du matériel et de déduire la nature et la géométrie des ensembles géologiques (*cf supra*). Les différentes sections tomographiques obtenues permettent de proposer un modèle bidimensionnel de répartition des résistivités et donc des différentes familles de dépôts.

Au final, l'imagerie géo-électrique permet de visualiser le contenu invisible du sous-sol d'une galerie (blocs, stalagmites, différents types de sédiments) et d'en reconstituer l'histoire de l'accumulation du contenu au regard des sections du conduit.

d- LA CARTOGRAPHIE DES PROFONDEURS DES SOLS

La cartographie des sols par imagerie géophysique est une technique couramment utilisée pour caractériser la nature des sols dans les zones à risque sismique élevé (Lachet C.D. et *al.*, 1996 ; Bard P.Y. et *al.*, 2004). Le principe consiste à mesurer la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le sol. Cette vitesse dépend de la nature du matériau traversé par l'onde et elle augmente d'une manière générale avec la profondeur, car le matériau traversé devient plus dense. Prenons l'exemple de dépôts meubles (argile, sables) dans lesquels la vitesse de propagation des ondes sismiques est faible (50 m/s). Leur masse volumique serait alors faible. Par contre, la vitesse de propagation des mêmes ondes est élevée dans les matériaux durs, tels que les roches calcaires (>1.500 m/s). Leur masse volumique serait alors forte. Les ondes sismiques englobent deux type d'ondes (*Figure 3.24.*) : celles qui se propagent vers la surface de la Terre, comme les ondes de Love et de Rayleigh, et celles qui se propagent en profondeur, comme les ondes P et S. Elles prennent généralement le nom d'ondes de volume. Parmi ces types d'ondes, l'onde P (longitudinale) correspond à un déplacement dans la direction de propagation. L'onde S (transversale) correspond à un déplacement perpendiculaire à la direction de propagation, décomposable en composantes SH (horizontale) et SV (verticale) (Shearer P.,1999).

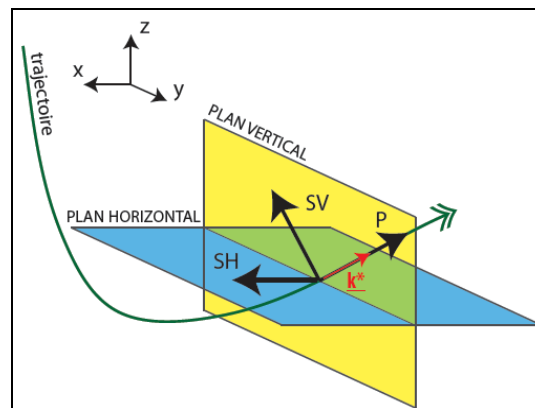


Figure 3.24. Les ondes sismiques et leur plan de propagation. (Shearer P.,1999)

La mesure passive d'ondes se fait à l'aide de sismographes et la vitesse de propagation est mesurée en *m/s*, à partir de laquelle on peut estimer la fréquence en *Hz* selon la méthode de calcul H/V. Cette technique est intéressante dans la mesure où l'on peut déterminer l'épaisseur des matériaux meubles surmontant un substratum rocheux, surtout s'il s'agit d'un milieu homogène.

La méthode H/V consiste à estimer la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport (moyenne des composantes horizontales sur composantes verticales) des amplitudes spectrales du bruit enregistré. La fréquence F_0 (Hz) de résonance du site, pour un milieu 1D avec une couche d'épaisseur h (m) et de vitesse d'ondes (m/s) de cisaillement V_s surmontant un substratum rocheux, est de :

$$F_0 = V_s / (4 \times h)$$

Cette technique est transposable pour la caractérisation spatiale des dépôts meubles d'une cavité dans le but de répondre à des problématiques liées à la spéléogénèse d'un drain endokarstique.

La cartographie géomorphologique des sols et les sections habillées « se limitent » à un champ d'observation de surface. La nouvelle technique proposée est complémentaire de la lecture spéléogénique de la cavité. Elle permet, par la méthode H/V, de déterminer les profondeurs du volume meuble surmontant un substratum rocheux, si le volume colmatant le drain est quasi-homogène.

Dans notre cas d'étude, l'analyse de la vitesse de propagation des ondes S et de l'amplitude spectrale du signal pour chaque point de mesure permet d'identifier la fréquence. A partir de cela, on pourrait calculer la hauteur ou l'épaisseur du volume meuble sous le capteur.

En général, plus la densité des points de mesure est importante, meilleur serait le signal enregistré de la vitesse des ondes du sol. Une fois les mesures effectuées sur le terrain, les amplitudes spectrales analysées et les hauteurs calculées, une carte de profondeur du sol est proposée par modélisation spatiale. La carte des profondeurs modélisées permet de s'interroger sur les variations d'épaisseur des dépôts meubles. Différentes causes peuvent être discutées, telles que la disposition du drain originel, l'éventualité de la présence de points de soutirage ou de blocs enfouis à certains endroits de la cavité.

e- LES DATATIONS

L'étude sédimentologique est basée sur la compréhension des différents processus conditionnant la sédimentation et sur l'étude de leur évolution au fil du remplissage. La notion de temps, à travers celle de la profondeur des sédiments, est indispensable dans de telles recherches. Les spéléothèmes scellant les remplissages clastiques et alluviaux permettent de caler leur histoire par rapport à l'étude spéléogénique de la cavité.

Pour reconstituer le cadre chronologique, la méthode la plus communément utilisée est celle de la datation U/Th appliquée aux spéléothèmes (White W.B., 1988 ; Quinif Y., 1990 ; Verheyden S., 2001). Elle se base sur la datation d'un élément radioactif qu'est l'Uranium (élément « père ») à partir de la mesure de sa désintégration en d'autres éléments comme le Thorium (élément « fils »). Cette désintégration est datable selon la demi-vie de l'élément radioactif. On peut ainsi dater des cycles géochimiques à partir de la mesure de l'activité de couples isotopiques utilisés comme géochronomètres dans les dépôts carbonatés. La mesure du couple U/Th fréquemment utilisé dans l'étude des stalagmites aboutit à une chronologie absolue du système géochimique datable jusqu'à 500.000 ans (Couchoud I., 2007), selon la technique de mesure utilisée et la qualité du matériau daté (Chen J.H. et *al.*, 1992 ; White W.B., 2004 ; Hoffman D.L. et *al.*, 2007).

La datation de la désintégration du couple isotopique constitue l'horloge radioactive (Perrette Y., 2000) du système géochimique en question. Toutefois, cette horloge radioactive dépend de l'absence initiale de Thorium dans la calcite et de la fermeture du système ou de la non-altération de la stalagmite par des inclusions de particules d'argiles ou d'eau.

3.3. LECTURE DES DEPOTS ENDOKARSTIQUES

Les différentes méthodes d'analyse des sédiments ont été exposées dans ce chapitre pour tendre vers une lecture fine des informations qui y sont contenues. Une fois les observations et analyses appliquées aux coupes stratigraphiques, l'interprétation de la sédimentogenèse s'effectue en prenant en compte l'analyse spéléogénique du réseau. C'est à ce niveau que l'on passe à une lecture plus globale, insérant l'information sédimentologique dans son cadre géomorphologique.

En effet, les sédiments étudiés doivent, en premier lieu, être confrontés à leur environnement morpho-spéléologique (zone vadose/épinoyée ; amont d'un siphon ou d'un obstacle géométrique comme les blocs, un mur de calcite ou d'autres sédiments alluviaux ; sédiments dans une galerie/salle à voûte élevée/basse). A ce niveau-là, les interrogations sur l'emplacement des dépôts renvoient à l'histoire spéléogénique du conduit et permettent alors d'appréhender les conditions morphologiques imposées à

l'écoulement souterrain. L'interaction de la sédimentation et de la spéléogénèse, soulignée dans les recherches en géomorphologie karstique (Renault P., 1967 ; Bogli A., 1980 ; Maire R., 1976, 1990 ; Rodet J., 1991 ; Gamez P., 1992 ; Audra P., 1994 ; Delannoy J.J., 1997 ; Hoffman T., 1998a ; Dumas D., 1998 ; Jaillet S., 2000 ; Vanara N., 2000 ; Bruxelles L., 2001 ; Camus H., 2003 ; Mocochain L., 2005), permet de discerner entre les informations sédimentologiques d'ordre spéléologique, karstologique et celles reflétant l'évolution géologique régionale et, en particulier, des variations climatiques. Nous développons ici un exemple de chaque type d'information contenue dans les dépôts endokarstiques.

3.1.3. LES DEPOTS AU REGARD DU CONTEXTE MORPHOLOGIQUE

Les informations à valeur spéléogénique peuvent être révélées à partir de la taille des grains, comme l'importance de la compétence du courant, elle-même conditionnée par la morphologie des cavités et le climat extérieur. Les variations de la taille des grains sont, en principe, révélatrices de la force du courant. Cependant, leur étude peut impliquer certains biais de lecture lorsque la notion de filtre n'est pas prise en compte. Ce cas se présente quand les variations des vitesses de courant expriment une réorganisation des écoulements au sein du karst : la moindre augmentation de l'énergie des eaux peut facilement remobiliser des dépôts peu stables stockés en amont, sans pour autant lier cet événement à une crue qui, en principe, amène de nouvelles particules issues de l'extérieur (bassin-versant allochtone). Les sédiments remobilisés atteignent le piège après plusieurs phases d'arrêt et de transport. Les lectures stratigraphiques et granulométriques, à elles seules, ne permettent pas de distinguer les dépôts de crues de ceux remobilisés au sein du karst, surtout lorsqu'il s'agit de dépôts fins (Perroux A.S., 2005). La faible modification des écoulements peut avoir une origine strictement endokarstique. Ainsi, par exemple, des effets de seuil piègent les sédiments en amont du réseau et il est difficile d'en expliquer l'origine (localisation du piège antérieur, nombre de remobilisations, même dépôt encore existant à l'amont ou totalement remobilisé). Hormis cet effet de site qu'est le karst, la modification des vitesses des eaux peut avoir une origine extérieure (climat), comme dans le cas d'une crue exceptionnelle ou périodique qui peut se manifester par le passage brutal de tailles de particules fines à grossières. Pour étayer cette hypothèse, le signal qui renvoie à des modifications de vitesse brutales devrait, dans ce cas, être identifié dans les dépôts de plusieurs pièges sédimentaires au sein de toute la grotte.

Les sédiments ne sont pas seulement les témoins des grottes, ce sont en partie des outils de leur façonnement (Eck C. et Quinif Y., 1988). Face à un blocage morphologique en aval, à un rétrécissement du conduit ou à une obstruction totale d'une galerie, la réorganisation de l'écoulement se manifeste, en amont, par la déviation du parcours des rivières ou le creusement de conduites forcées qui contournent l'obstacle.

3.3.2. LES SEDIMENTS ET LEUR VALEUR KARSTOGENIQUE

L'interprétation des dépôts acquiert une signification karstogénique, lorsque l'on confronte leur emplacement dans le réseau spéléologique à la structure actuelle du drainage, ainsi qu'à la position du niveau de base de l'écoulement (*Figure 3.25.*).

La classification des dépôts selon leur présence actuelle dans les zones vadose (galeries à l'air libre), épinoyée (conduits partiellement ennoyés par les eaux) ou noyée (ennoiement permanent) du karst, permet de cerner différentes générations de sédiments. Les méthodes d'analyse des dépôts, couplées à la représentation topographique et à la cartographie géomorphologique des conduits, permettent d'étudier les figures sédimentaires et de discriminer, dans un même piège, les dépôts hérités de ceux repris ou contemporains des écoulements actuels.

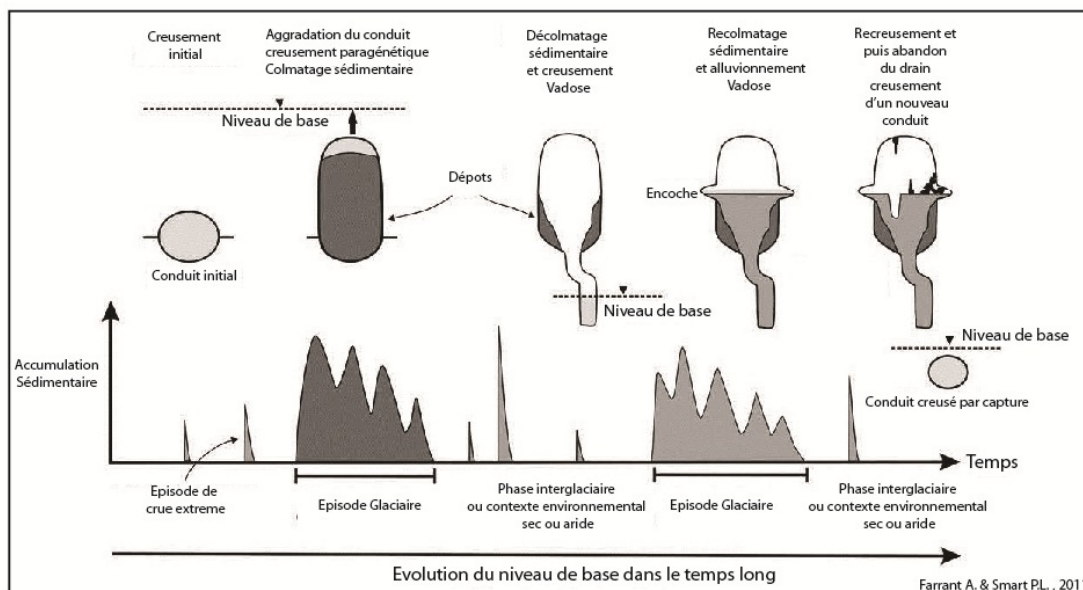


Figure 3.25. Cycle de vie schématique d'une cavité en fonction de l'abaissement du niveau de base (Modifiée d'après Farrant A. et Smart P.L., 2011).

La comparaison des séquences sédimentaires de la zone vadose avec les dépôts contemporains de la zone noyée ou épinoyée révèle les modes de sédimentation, et donc d'écoulement, relatifs à des structures de drainage différentes. Les variations détectées entre deux générations distinctes de dépôts ont une portée karstogénique plus importante quant à la modification de la dynamique d'écoulement durant l'évolution de la structure de drainage karstique.

3.3.3. LES DEPOTS ENDOKARSTIQUES ET LEUR VALEUR GEOLOGIQUE ET CLIMATIQUE

Les divers mécanismes aboutissant à la sédimentation sont le reflet de la géologie du massif et des climats du Quaternaire ou du Tertiaire proche (Figure 3.26.). La discrétisation de la nature des sédiments est un élément d'information des mécanismes formateurs ou mobilisateurs. La présence de dépôts dans l'endokarst est ramenée à des phases de biostase et de rhéxistase climatiques (Erhart H., 1967). La sédimentation endokarstique est produite lorsque des particules de toutes tailles sont transportables. Les agents d'érosion (eau, glace, vent, gel/dégel) interviennent dans un contexte bioclimatique apparenté à des paysages au climat rigoureux et sec (Quinif Y., 1990, 1994) et engendrent des dépôts allochtones et parautochtones.

Des dépôts allochtones de tailles plus grossières (galets et sables) et hétérométriques sont amenés et déposés dans les vides souterrains. Le contexte de leur formation est l'œuvre d'une gélivation des roches encaissantes dans les bassins d'alimentation et d'une mobilisation en masse du matériel par les rivières de forte compétence lors des grandes crues. Les dépôts parautochtones (argiles résiduelles, loëss, farine glaciaire) présents dans les cavités sont le produit d'une destruction de la couverture végétale entraînant la désolidarisation des sols. L'identification de tels types renvoie à la présence d'une couverture d'altération (pédologique, géologique) susceptible de s'infiltrer à travers les fissures et de se déposer dans les cavités. Les particules transitent soit *via* les eaux courantes, soit *via* les eaux d'infiltration et se déposent sous une forme pédochimique évoluée : argiles évoluées, telles que la kaolinite, dépôts décarbonatés ou pauvres en silicates (Quinif Y., 1990).

Dans un autre contexte, opposé à la phase climatique de rhéxistase, la pédogenèse évoluée produit des dépôts carbonatés dans les vides souterrains (Figure 3.26.). L'écoulement souterrain, clair et riche en carbonates dissous, engendre des encroûtements calcitiques dans les lits des fleuves. Cette phase d'optima climatique ou de biostase témoigne d'un ralentissement des processus d'érosion du massif. L'étude de la nature des dépôts détritiques et de leur croisement avec les autres dépôts clastiques et carbonatés au sein de l'endokarst, permet de rétablir l'histoire géologique des massifs et la chronologie climatique des paysages ou des contextes environnementaux des dépôts.

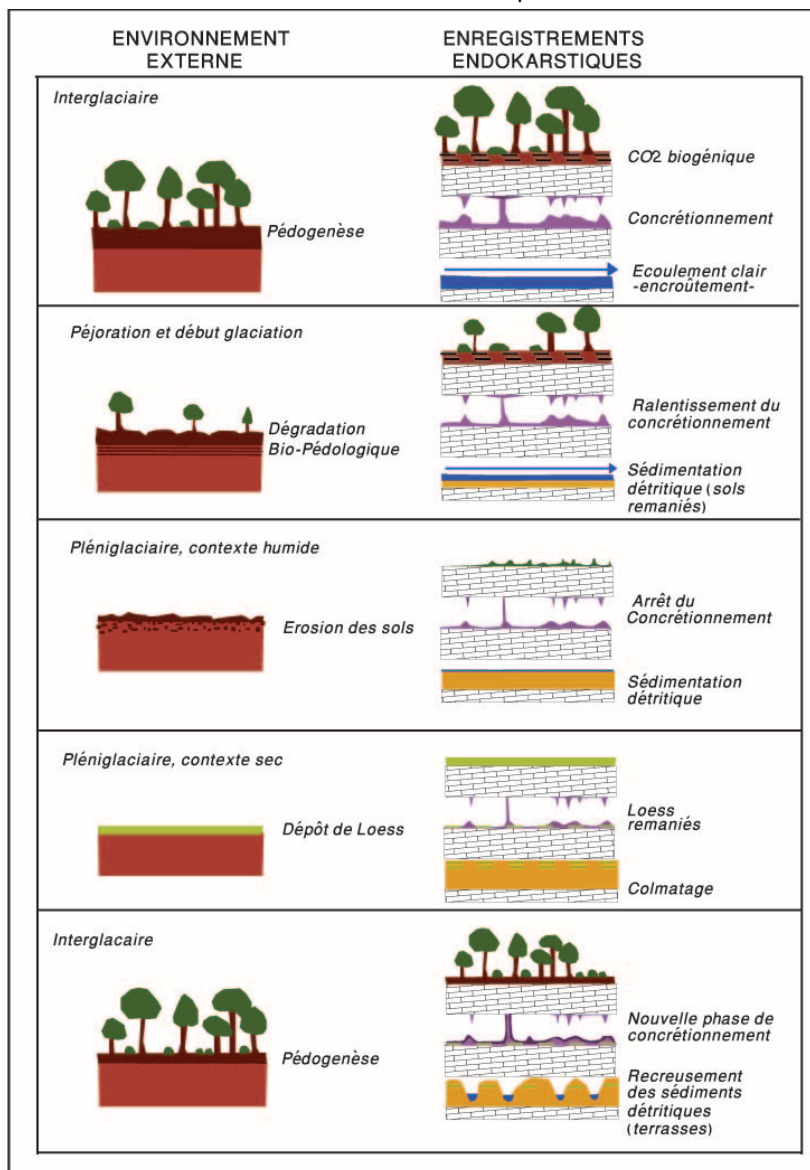


Figure 3.26. Evolution d'un réseau karstique au cours d'un cycle climatique (Modifiée d'après Quinif Y., 1991).

Enfin, l'étude des dépôts détritiques est aussi un moyen de dévoiler des événements géologiques ou climatiques qui n'ont pas été révélés dans l'histoire géographique et environnementale du massif. Citons l'exemple des recherches dans le gouffre de la Pierre Saint-Martin, situé dans les Pyrénées-Atlantiques (France) (Maire R. et Quinif Y., 1988). Les analyses appliquées sur les terrasses détritiques ont défini des épisodes glaciaires et révélé un interglaciaire complexe vers 200.000 B.P., méconnu depuis. Un autre exemple, plus récent, porte sur l'étude des dépôts des lacs endokarstiques actifs des grottes de Choranche (Perroux A.S., 2005). Celle-ci montre des événements de crues, liés aux activités anthropiques

(déforestation) qui ont entraîné une dégradation de la couverture pédologique sur le plateau des Coulmes (Vercors, France).

§ § § § § § § §

IV- L'APPROCHE PALEOGEOGRAPHIQUE : METHODE CROISEE ENTRE LA KARSTOGENESE ET LA MORPHOGENESE

Notre choix s'est porté sur la reconstitution morphogénique à partir de l'approche cartographique, pour laquelle a été développée une chaîne de méthodes complémentaires. La sédimentogénèse permet de faire ressortir les informations propres à l'endokarst, les réponses liées à la structure de drainage et les événements induits par la géologie et les oscillations environnementales du massif. Cette approche multi-scalaire, croisant plusieurs méthodes d'analyses, n'est complète que lorsque le modèle karstique restitué est inséré dans son contexte géomorphologique. Le modèle karstogénique proposé sera, par la suite, corrélé aux formations de surface, afin d'en faire ressortir les enseignements paléogéographiques régionaux. Cette lecture ultérieure du massif dans son cadre régional s'opère à une échelle plus large et induit d'autres méthodes de représentation.

4.1. L'APPORT DES FORMATIONS DE SURFACE DANS LA RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

L'étude spéléogénique de plusieurs cavités permet de reconstituer un modèle théorique de la genèse d'un karst. Une fois ce modèle karstogénique établi, il est inséré dans le contexte régional. C'est à ce stade qu'on passe au dernier niveau de lecture : celui de la disposition géologique du secteur et de celle des morphologies superficielles lorsqu'elles sont présentes dans le paysage. Ce niveau de lecture plus global permet de reconstituer d'anciens événements paléogéographiques qui ont façonné le relief. Dans le cas d'une reconstitution morphogénique d'un relief, il ne s'agit pas de croiser le modèle karstogénique proposé avec toutes les formes superficielles du massif. Mais notre démarche consiste à poser un cadre paléogéographique à l'approche karstogénique, basé sur des formes superficielles pertinentes dans leurs enseignements karstogéniques (Delannoy J.J., 1997). Parmi ces formes superficielles, on citera celles dont le façonnement est d'origine marine ou fluviale (terrasses fluviales, surfaces d'abrasion marine) et celles qui sont d'origine karstique (cavités recoupées, surfaces d'aplanissement karstique, poljés...).

D'une part, les terrasses fluviales des vallées sont les témoins d'un stationnement du cours d'eau. Les terrasses de dépôts marins ou une surface d'aplanissement d'origine eustatique peuvent marquer aussi une phase de transgression, durant laquelle l'abrasion marine recoupe les versants en créant des plans subhorizontaux ou en y déposant des sédiments marins (Sanlaville P., 1974 ; Dalongeville R. et Sanlaville P., 1982).

D'autre part, les formes endokarstiques exhumées (cavités recoupées), les dépôts de travertins ou les formes d'aplanissement karstique comme les poljés, sont la réponse du modèle karstique externe aux crises climatiques, tectoniques ou géomorphologiques. Elles constituent des marqueurs paléogéographiques et environnementaux particuliers. A l'exemple des poljés, ces formes karstiques majeures expriment un dysfonctionnement momentané du drainage karstique (Delannoy J.J., 1997).

L'origine de leur présence ou de leur formation peut être le résultat d'une crise tectonique : le jeu d'un accident tectonique entraîne une restructuration du drainage. Le transit de l'écoulement à l'amont entraîne alors un engorgement de la partie supérieure du karst, d'où les conditions favorables au développement d'un poljé. Nous ajouterons une autre cause, celle de la crise climatique qui se manifeste par un déficit hydrologique. La structure se réorganisant lentement, ceci entraîne un ennoisement de la tranche supérieure du karst et donc la formation d'un poljé. Enfin, la crise géomorphologique peut être à l'origine d'un poljé, suite à la remontée du niveau de base marin.

De ce fait, les morphologies de surface sont traitées comme des témoins d'épisodes paléoclimatiques ou paléogéographiques ayant influencé le modelé karstique. Ces marques dans le paysage permettent un calage chronologique des événements géomorphologiques à l'amont des phases de façonnement du karst. Ils peuvent influencer l'évolution du karst et/ou du paysage extérieur du massif, à savoir le bassin d'alimentation karstique ou le niveau de base.

Les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, situées sur la bordure ouest du Mont Liban, ne présentent que peu de formes superficielles, comme nous l'avons souligné dans le premier chapitre (cf. *Partie I, 1.3*). Seules les terrasses marines et les surfaces d'aplanissement, relevées par P.Sanlaville (1977), sont des témoins paléogéographiques majeurs. Le modèle karstogénique proposé dans notre recherche sera corrélé à ces surfaces. Celles-ci sont visibles jusqu'à 300 m d'altitude et perceptibles dans les profils en long des cours d'eau.

4.2. L'APPROCHE DE LA KARSTOGENESE DANS SON CADRE GEOLOGIQUE

L'exercice de la corrélation entre modèle théorique de la karstogenèse, d'un côté, et les morphologies de surface et la géologie, de l'autre, passe par l'observation (cotes altitudinales) du massif à une plus grande échelle (1/20.000^e - 1/50.000^e). Cette lecture en 2D et en 3D met en usage divers outils de représentation intégrée. Nous citerons trois méthodes de représentation qui sont pertinentes pour notre recherche.

4.2.1. LA COUPE GEOLOGIQUE INTEGREE

La coupe géologique est une représentation de l'ensemble du dispositif litho-structural. La plupart des cartes géologiques et géomorphologiques sont accompagnées de telles coupes. Elles constituent un support de communication pertinent pour la « dimension » tridimensionnelle des secteurs étudiés. En pratique, la carte et les coupes sont élaborées simultanément et dans certains cas, la carte est dérivée de plusieurs coupes, elles-même issues de données de forages ou sismiques. Sur les cartes à grande échelle, comme celles aux 1/50.000^e et 1/20.000^e, il est possible de dresser une coupe à la même échelle que la carte lorsque l'information sur l'orientation de la structure et le pendage des couches le permet.

La « coupe géologique intégrée » inclut à la schématisation du dispositif géologique, le profil en long des rivières, ainsi que les coupes développées des réseaux endokarstiques. Dans le cas du Mont Liban, les vallées sont creusées dans le même sens que le dispositif général des terrains qui plongent vers l'ouest (vers la Méditerranée). Les coupes géologiques tracées parallèlement à l'axe des rivières permettent aisément d'intégrer le profil des talwegs et les cavités développées disposés selon le même axe.

L'analyse karstogénique est, ici, basée sur la lecture des coupes intégrées qui permettent une première corrélation altitudinale entre les assises géologiques, les niveaux de karstification et les paliers de stationnement de l'incision fluviale.

4.2.2. LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DE SURFACE

La carte géomorphologique de surface, comme celle souterraine, est une base de données des formes de relief couplées à la disposition des assises litho-stratigraphiques. Les dépôts et les surfaces d'aplanissement liées à l'abrasion marine y sont représentés, ainsi que les terrasses fluviatiles, les failles, le pendage des couches géologiques et l'altitude des différentes surfaces. La carte géomorphologique finalisée sur un fond topographique permet une meilleure lecture de la position altitudinale de ses différentes composantes. Dans notre recherche sur les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, l'information endokarstique (position des cavités, carte des réseaux complexes comme ceux d'el Kassarat et de Jeita) a été intégrée à la carte géomorphologique de surface.

La compilation de toutes ces couches d'informations exo- et endokarstiques, couplées à l'information géologique et géomorphologique, permet de discuter et d'évaluer l'influence du dispositif géologique sur la distribution spatiale des formes karstiques, sur l'orientation des réseaux des grottes et sur la concentration de telles formes de surface, selon les types d'assises (carbonatées et/ou imperméables) et la topographie (proximité des versants, des vallées, du littoral). La carte géomorphologique de surface de notre terrain d'étude est le produit de données issues de cartes géologiques et des relevés de divers chercheurs (Dubertret L., 1951 ; Karkabi S. et *al.*, 1962, 1963a, 1990 ; Hakim B., 1975 ; Sanlaville P., 1977 ; Majdalani M., 1991), ainsi que de ceux que nous avons pu réaliser.

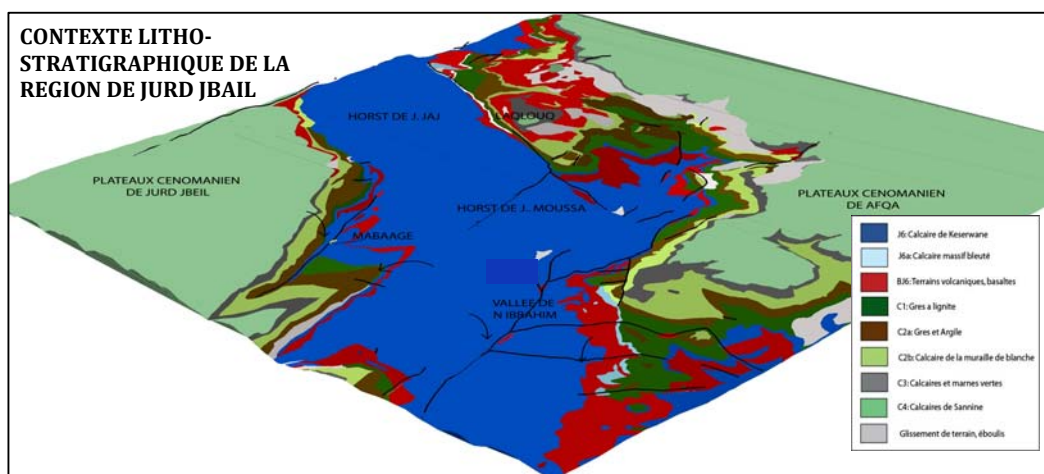


Figure 3.27. Contexte géologique des vallées du Nahr el Fîdâr et du Nahr Ibrâhîm selon la carte géologique au 1/50.000° de L. Dubertret (1955) et projetée sur un DEM ASTER de la région (30 m. de résolution).

4.2.3. MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN

La numérisation des cartes souterraines et de surface avec des logiciels comme les Systèmes d'Information Géographique (S.I.G.) est un moyen de spatialiser une compilation de données dans un référentiel commun, local ou international (Figure 3.27.). La représentation topographique par un modèle numérique de terrain, et sur laquelle la géologie et le positionnement des cavités sont projetés, permet de visualiser les réseaux endokarstiques au sein des assises géologiques, de calculer leur distance aux versants des vallées, d'analyser les positions des drains entre eux et vis-à-vis du talweg de la vallée. Cet outil aide à la compréhension de la géométrie des réseaux et de leur emplacement au sein du massif par rapport au talweg (distance et altitude) et de la géologie (limite entre deux assises, réseaux de failles).

Les trois méthodes décrites ci-dessus sont un moyen efficace de corrélérer spatialement les paléo-structures de drainage karstique aux formes de surfaces et à la géologie. Mais cette corrélation par sub-égalité altitudinale⁹ est à interpréter avec précaution. L'intégration des informations tectoniques est essentielle pour appréhender la dynamique du soulèvement du massif face aux oscillations eustatiques. Dans le cas du Mont Liban où la surrection est continue, les recherches géologiques sur la néotectonique sont indispensables pour évaluer la vitesse de surrection et pour détecter les périodes de soulèvement majeur liées aux mouvements des failles (par exemple, celles de Yammoûné, branche principale de la faille du Levant, et de Roûm), faisant partie de la rampe de poussée latérale du Mont Liban. L'interprétation paléogéographique du modèle karstogénique doit intégrer, à la fois, les données de la tectonique et de l'histoire géologique. Une fois cette analyse intégrée faite, la corrélation chronologique relative, voire même absolue (datations cosmogéniques), devient alors significative.

⁹ La sub-égalité altitudinale s'applique lorsque deux formes superficielles et/ou géologiques, ou endokarstiques se situent à des altitudes quasi-égales.

CONCLUSION

Le développement des recherches sur l'endokarst et leur apport dans la compréhension morphogénique et environnementale, souligne l'importance de les ancrer dans une réflexion intégrée prenant en compte les différents types d'enregistrements temporels et spatiaux.

Dans ce chapitre, nous avons exposé l'approche globale d'une « étude endokarstique idéale ». Elle passe par la réflexion, à la fois, sur la nature des vides et des sédiments et sur leurs relations. Leur abondance et leur diversité au sein d'un même ou de plusieurs réseau(x) permettent de poser les jalons de l'évolution spéléogénique des cavités et, par suite, karstogénique de l'ensemble du relief karstique. Cette démarche globale mobilise différentes méthodes et techniques d'investigation. La chaîne opératoire commence par la visualisation et l'analyse d'un réseau endokarstique *via* la cartographie géomorphologique qui est ensuite complétée par d'autres modes d'acquisition de données (sections et coupes habillées, modèle 3D).

Elle est complétée ensuite par la lecture des dépôts karstiques, en faisant appel à divers méthodes d'analyse des composants sédimentaires (granulométrie, magnétisme, colorimétrie, morphoscopie, morphométrie...). L'interprétation des dépôts est confrontée aux enseignements spéléogéniques issus de la cartographie géomorphologique pour restituer une valeur informationnelle d'ordre karstogénique.

Cette lecture emboîtée des modelés des conduits et des dépôts qu'ils renferment permet d'identifier des évènements morphogéniques dont il reste ensuite à rechercher les causes et la nature. C'est pourquoi il est essentiel que les enseignements karstogéniques, issus des formes et formations endokarstiques, soient replacés dans le cadre géologique (histoire géologique et tectonique) et le contexte géomorphologique régional (formes héritées de surface). Cette troisième échelle de lecture, se situant au niveau de tout le massif, nécessite des méthodes d'observation et d'analyse à une échelle plus globale (carte géomorphologique, modèle numérique de terrain).

C'est cette approche multi-scalaire qui a été retenue pour notre recherche sur le karst du Mont Liban. L'objectif est d'optimiser l'apport de l'endokarst dans la reconstitution de l'histoire morphogénique des vallées littorales du Mont Liban central. C'est dans cette démarche que les formes et les formations souterraines ont été étudiées en tant qu'enregistreurs des évènements paléogéographiques, géomorphologiques et environnementaux.

C O N C L U S I O N

Cette première partie de la thèse avait pour objet de présenter les principaux traits topographiques, géologiques et karstiques du Mont Liban et de développer notre problématique de recherche, centrée sur l'endokarst comme vecteur de reconstitution paléogéographique et environnementale des vallées littorales du Mont Liban central (Chapitre 1). Un état de l'art a permis ensuite de présenter les principales notions du karst que nous avons utilisées en tant que mémoires morphogéniques des reliefs et des environnements (Chapitre 2). Enfin, nous avons exposé (Chapitre 3) notre démarche méthodologique pour extraire les informations paléogéographiques et morphogéniques à partir des différentes archives inscrites dans l'endokarst.

Dans le chapitre 1, nous avons mis en avant les traits géographiques du Mont Liban comme géosystème karstique à part entière. Ce relief dispose d'une diversité de phénomènes karstiques depuis la frange littorale jusqu'aux plateaux sommitaux. Les différentes contraintes géologiques (la disposition lithostratigraphique) et anthropiques (l'anthropisation accentuée du massif) ont été de réels obstacles à notre recherche doctorale. Face à ces contraintes qui ont entraîné (et entraînent encore...) la disparition de témoins morphogéniques, l'endokarst devient alors un des vecteurs pertinents pour pallier les difficultés rencontrées. L'endokarst a été tout particulièrement retenu comme principal objet d'étude, vu sa richesse en morphologies (formes des drains, étagement, microformes) et formations (dépôts et concrétions). Un état de l'art des études géomorphologiques et karstiques a défini l'apport de ce type de recherche à la connaissance du Liban et a servi à retenir les sites d'études jugés pertinents pour notre étude. Le choix s'est limité aux vallées du Nahr Antélias (grottes d'el Kassarat et Kanaan) et du Nahr el Kalb (grottes de Jeita et Qashqoush) pour leur représentativité du karst méditerranéen, du massif bordier du Mont Liban, ainsi que pour leur richesse en formes endokarstiques.

Le chapitre 2 a permis de développer la notion de mémoire morphogénique et environnementale contenue dans les morphologies et formations karstiques. Notre choix de retenir l'endokarst comme outil géomorphologique de reconstitution des vallées se justifie par sa capacité, d'une part, à enregistrer les moindres changements liés au contexte géologique et climatique, d'autre part, à conserver les morphologies de creusement et les remplissages de l'érosion affectant les témoins morphogéniques de surface.

Les modifications du contexte géographique dans les temps long et court se traduisent par l'émergence de formes et de dépôts karstiques. Un résumé des principales formes et dépôts de l'endokarst a permis de révéler le rôle principal du drainage souterrain dans la genèse de ces morphologies.

Dans le contexte de notre étude, nous avons montré que l'endokarst peut être un excellent marqueur des phases de creusement des vallées. Abordé selon une approche systémique qui permet de situer notre analyse à plusieurs échelles temporelles et spatiales du système, l'évolution de l'endokarst est conditionnée par les éléments extérieurs, notamment ceux qui commandent la position du niveau de base karstique. Ainsi, dans le cas de notre terrain d'étude, l'enfoncement du réseau hydrographique est un des principaux moteurs et acteurs de la karstogénèse. Les interactions dynamiques entre ces deux familles de formes sont, en effet, régies par des niveaux de base (karstique pour le drainage souterrain et marin pour le drainage subaérien) liés au talweg des vallées. Les morphologies endokarstiques qui en résultent (drains en tube) sont révélatrices d'anciennes zones noyées, conditionnées par le talweg des vallées. Elles renvoient à un niveau de stationnement du niveau de base karstique lié à un niveau proche du talweg de la vallée. La succession de ces drains permet de retracer l'histoire de la structuration du drainage souterrain et par là, l'enfoncement du réseau hydrographique extérieur.

Le chapitre 3 a mis en avant l'approche sur laquelle se base notre recherche doctorale : une réflexion intégrée qui prend en compte les différents types d'enregistrements temporels et spatiaux. Cette réflexion intégrée a pour objectif d'optimiser l'apport de l'endokarst dans la reconstitution de l'histoire morphogénique des vallées littorales du Mont Liban central.

Dans ce chapitre, nous avons exposé une approche globale et multi-scalaire. Celle-ci passe par la lecture des différentes mémoires du karst et s'inscrit à différentes échelles : le premier niveau de lecture porte, à la fois, sur la nature des vides et des sédiments et sur leurs relations. Cette réflexion, qui s'applique à un ou plusieurs réseaux endokarstiques, permet de poser les jalons de l'évolution spéléogénique de la cavité. Le deuxième niveau de lecture (karstogénèse) se situe au niveau de l'ensemble du système karstique et se base sur l'apport des enseignements spéléogéniques d'une ou plusieurs cavités appartenant à un même système de drainage (actuel et ancien).

Le troisième niveau de lecture se place au niveau des dépôts karstiques (sédimentogénèse) et fait appel à diverses méthodes d'analyse des composants sédimentaires (granulométrie, magnétisme, colorimétrie, morphoscopie et morphométrie...). L'interprétation des dépôts est confrontée aux enseignements spéléogéniques pour restituer la valeur informationnelle intégrée des contenus endokarstiques.

La reconstitution des événements morphogéniques locaux et/ou régionaux nécessite une échelle de lecture au niveau de tout le massif et se base sur les apports de la spéléogénèse, de la sédimentogénèse et de la karstogénèse. Ces enseignements sont replacés dans le cadre géologique (histoire géologique et tectonique) et le contexte géomorphologique régional (formes héritées de surface). Cette dernière échelle de lecture se place au niveau de tout le massif et nécessite des méthodes d'observation et d'analyse à une échelle plus globale (carte géomorphologique, modèle numérique de terrain).

C'est l'ensemble de cette démarche intégrée que nous avons appliqué aux deux systèmes souterrains traités dans notre recherche doctorale. Les deux parties suivantes de notre mémoire traitent de ces deux systèmes : celui d'Antélias et celui de Jeita.

- P A R T I E II -

LE SYSTEME KARSTIQUE D'ANTELIAS

I N T R O D U C T I O N

Cette deuxième partie de notre mémoire est centrée sur la vallée d'Antélias et le système karstique qui en dépend. Dans cette partie sont développés les traits topographiques, géologiques et karstiques de la vallée d'Antélias, ainsi que les études sur les grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay.

Le premier chapitre a pour objet de présenter le cadre géologique et topographique du bassin-versant du Nahr Antélias. Les données hydrogéologiques sont exposées, afin de souligner l'importance et les caractéristiques du bassin d'alimentation du Fouar Antélias ; ces données seront mises en miroir avec le réseau hydrographique d'Antélias. Le Fouar Antélias, exurgence karstique, est situé à 33 m d'altitude au niveau de la « barrière » litho-stratigraphique du contact entre les assises du Jurassique et du Crétacé. Elle alimente le fleuve d'Antélias et constitue l'exutoire principal de la zone noyée du karst d'Antélias.

Des questionnements d'ordre morphogénétique sur la structuration endokarstique sont dès lors posés :

- Quelles sont les causes derrière les différences d'étendues du bassin d'alimentation du Fouar Antélias et du bassin-versant du fleuve d'Antélias ?
- Ces causes sont-elles liées à l'évolution de la structuration du karst d'Antélias ou à d'autres causes d'ordre litho-stratigraphiques ou climatiques ?

Ces questionnements nous ont conduits à choisir des sites endokarstiques jugés pertinents pour une étude morphogénétique de la vallée. Notre choix est conditionné, toutefois, par les contraintes pesant sur les témoins morphogénétiques de surface et souterrains, compte tenu des carrières qui altèrent ce secteur. Notre recherche s'est alors limitée à quelques cavités quasi-intactes :

- La grotte Kanaan, située à 98 m d'altitude.
- Le réseau de Mgharet el Kassarat-Nabay qui se place entre 57 et 100 m. d'altitude.

Dans le deuxième chapitre, l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet Kanaan sera développée. L'étude spéléogénique de la cavité se base essentiellement sur une cartographie géomorphologique détaillée. Les hypothèses spéléogéniques du creusement de la grotte sont alors abordées. De nouvelles techniques ont été également appliquées pour affiner la connaissance sur les étapes spéléogéniques de Mgharet Kanaan. Ces techniques englobent l'étude des microformes de creusement par l'imagerie 3D et la carte des profondeurs des dépôts par la technique sismique H/V. Mis en œuvre, ces moyens ont permis une analyse emboîtée entre les morphologies de creusement et les dépôts endokarstiques, afin de reconstituer l'histoire de la cavité, tout en la replaçant dans son contexte géomorphologique contrôlé par des facteurs extérieurs (géologiques, eustatiques, environnementaux).

Une brève analyse sédimentaire des dépôts est réalisée, afin d'identifier les sources des remplissages de la grotte et la dynamique de leur mise en place. Enfin, des prélèvements de concrétions dans la salle « d'Effondrement II » (grotte Kanaan) et leurs datations Uranium/Thorium ont permis de « caler » chronologiquement les toutes dernières phases spéléogéniques de la grotte.

Le troisième chapitre traite de l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet el Kassarat-Nabay. Une attention a été portée à la salle dite « de Jonction », du fait de la richesse des informations spéléogéniques qui y sont présentes. L'analyse repose sur un lever géomorphologique exhaustif permettant une lecture emboîtée entre formes de creusement et remplissages endokarstiques. Afin de proposer une lecture spéléogénique complète du réseau d'el Kassarat-Nabay, des analyses

complémentaires ont été effectuées dans d'autres sites du réseau : la galerie « des Présidents, le « canyon ».

La seconde partie de ce chapitre propose une analyse sédimentaire à haute résolution dans la salle « de Jonction » qui comprend un important remplissage lié à un piégeage sédimentaire. L'approche cartographique, couplée à l'analyse sédimentaire des dépôts (granulométrie, morphométrie, morphoscopie, colorimétrie, susceptibilité magnétique), permet de caractériser le fonctionnement de ce piège à sédiments et de définir les étapes de réorganisation des écoulements souterrains en réponse au blocage spéléomorphologique.

Enfin, une étude plus large des générations de concrétions du réseau a conduit à prélever des spéléothèmes dans la salle « de Jonction ». Les datations U/Th de ces concrétions permettront un premier calage chronologique des étapes spéléogéniques de la cavité. Pour terminer, l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet el Kassarat-Nabay complète les analyses morphogéniques effectuées à Mgharet Kanaan, dans la mesure où l'identification d'autres nouveaux niveaux de karstification permettra de compléter les enseignements sur la morphogenèse de la vallée d'Antélias.

CHAPITRE 4

CADRE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS DES SITES KARSTIQUES A FORT POTENTIEL KARSTOGENIQUE

INTRODUCTION

Située à une dizaine de kilomètres au nord de la ville de Beyrouth, la vallée d'Antélias se caractérise par deux aspects : le premier est sa physionomie de canyon profondément entaillé dans la masse calcaire. Le second est, malgré le caractère abrupt du relief, son anthropisation ancienne et qui s'est particulièrement accentuée ces dernières décennies. Celle-ci remonte au Paléolithique moyen (Yazbeck C., 2004) et est souvent associée à la présence d'abondantes sources karstiques et à la proximité de celles-ci de la plaine littorale. Les débuts de l'urbanisation au XX^e siècle se sont limités aux exploitations agricoles de la plaine littorale d'Antélias. Ce n'est qu'à partir des années 1960 que l'expansion urbaine commence à atteindre le pied de la montagne, puis à monter sur les reliefs de part et d'autre de la gorge, comme avec les localités de Mezher, Biaqout, Raboué, Bqinnâya. Parallèlement à cette expansion urbaine, on relève une autre forme d'anthropisation présente dans le fond de la vallée : des carrières d'extraction de calcaires. Les témoins morphogéniques de surface, ainsi que les sites préhistoriques présents dans le talweg et sur les bas versants, ont été détruits par l'extension de ces excavations ; les cavités sont fortement impactées par ces mêmes activités anthropiques (pollution des eaux, exploitation des carrières, remblaiements et construction de routes).

Malgré ce contexte peu favorable à une approche géomorphologique, nous avons privilégié cette vallée pour les raisons suivantes. Tout d'abord, la retombée des assises géologiques (flexure), couplée à la « barrière » litho-stratigraphique Aptien/Albien, a eu pour effet de contraindre le niveau de base du système karstique du Fouar Antélias ; cette émergence alimente de manière pérenne le fleuve. L'évolution de ce niveau de base a été contrôlée par l'encaissement du réseau hydrographique en réponse à la surrection du massif libanais. Cette évolution se traduit par la présence d'un karst étagé, dont l'origine est à rechercher dans les différentes phases de restructuration du drainage karstique, commandée par l'enfoncement du réseau hydrographique. La structure géologique de cette région et la présence d'un karst étagé dans la basse vallée sont des éléments forts du système karstique d'Antélias, à partir duquel nous avons extrait des informations paléogéographiques et karstogéniques.

Le caractère pérenne et le débit soutenu de l'émergence d'Antélias interrogent sur l'étendue de son bassin d'alimentation. Celui-ci correspond-t-il au bassin-versant du fleuve d'Antélias ou va-t-il au delà de ce dernier ? Pour comprendre les causalités de cette différence d'étendue entre bassins hydrographique et hydrogéologique, une étude morphogénique du site a été menée à bien. Cette étude est centrée sur la reconnaissance et l'analyse de différents stades de creusement de la vallée d'Antélias. Les réseaux karstiques ont permis d'asseoir les hypothèses de creusement de la vallée *via* leurs apports spéléogéniques et karstogéniques et de nous renseigner sur l'évolution morphogénique de ce secteur de la retombée du Mont Liban.

Dans la première partie de ce chapitre, nous présenterons le cadre de la vallée : en premier lieu viennent les éléments litho-structuraux locaux, afin de saisir au mieux la structuration des réseaux karstiques et leur cohérence avec le contexte litho-structural. Seront également abordés les résultats des différentes campagnes de coloration qui ont permis de délimiter le bassin-versant hydrogéologique du Fouar Antélias et de relever que celui-ci est bien plus ample que le bassin-versant hydrographique du Nahr Antélias. Enfin, un état des usages anthropiques de la basse vallée d'Antélias est traité. L'identification et l'observation de l'évolution des contraintes pesant sur les témoins morphogéniques de surface et souterrains ont, en effet, conditionné le choix des sites étudiés dont le nombre est aujourd'hui limité, dès lors qu'on recherche des réseaux peu perturbés par les aménagements extérieurs et les carrières.

Les cavités de Kanaan et d'el Kassarat constituent les sites clés de notre étude, tandis que les grottes de Nabaa el Chataouieh et celle dite « *22 April* » sont des sites complémentaires pour notre recherche. Notre choix s'est basé sur les intérêts morphogéniques que présentent chacune de ces cavités. Une description de chacun des sites est largement exposée.

I- LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA VALLEE

Le Nahr Antélias est parcouru par des écoulements temporaires qui se limitent aux seules périodes de fortes précipitations et de fusion nivale. Il possède néanmoins un écoulement pérenne dans sa section aval, à partir de l'exutoire karstique du Fouar Antélias (33 m d'altitude). Les ensembles morpho-structuraux caractéristiques du karst d'Antélias et le bassin d'alimentation de la résurgence sont détaillés dans ce chapitre. De même, un état des lieux de l'occupation anthropique actuelle de la basse vallée sera fait pour mettre en évidence le contexte extrêmement contraint du site étudié, posant de fait la question de la sélection des cavités jugées pertinentes pour notre recherche doctorale.

1.1. LES DONNEES TOPOGRAPHIQUES ET LITHO-STRUCTURALES DE LA REGION D'ANTELIAS

La région d'Antélias se répartit en trois grandes unités topographiques, déjà décrites par P. Sanlaville (1977) : la plaine littorale, l'escarpement bordier et les plateaux de la montagne proche. La plaine littorale se développe de 0 à 30 m d'altitude, entre Méditerranée et retombée du Mont Liban. Le contact avec cette dernière est marqué par un escarpement très net, de 100 à 150 m de commandement. Cet escarpement constitue un des éléments topographiques majeurs de notre secteur. Géologiquement, il correspond à une forte flexure qui se traduit par une très importante accentuation du pendage des couches (60 à 80°) vers l'ouest. Ce talus est recoupé en gorges par les différents fleuves, dont le Nahr Antélias ; ceux-ci se raccordent à la plaine littorale par l'intermédiaire de cônes de déjection très aplatis.

Notre zone d'étude s'articule autour de ces trois unités structurales (Walley C.D., 1997) : *i*) la plaine littorale, *ii*) l'escarpement bordier, *iii*) le plateau de Biaqout et de Dbaiyé.

La géologie du secteur (*Figure 4.1.*), étudiée par L. Dubertret (1945), suivi par M. Majdalani (1977, 1991) et B Hakim (1988), montre que les terrains de la plaine littorale sont composés d'alluvions sableuses quaternaires, masquant le substrat rocheux sous-jacent. Ces formations s'étendent jusqu'à l'escarpement bordier, correspondant à la retombée du géanticlinal du Mont Liban en direction de la Méditerranée. Les assises du Jurassique et du Crétacé inférieur et moyen affleurent tout le long de cette retombée. On relève les niveaux suivants :

- J6 (Jurassique) : calcaires du Kesrouane.
- C1 (Néocomien) : grès à lignite.
- C2a (Aptien inférieur) : grès argileux.
- C2b (Aptien supérieur) : calcaires coralliens (Muraille de Blanche).
- C3 (Albien) : calcaires détritiques.
- C4 (Cénomaniens) : calcaires massifs.

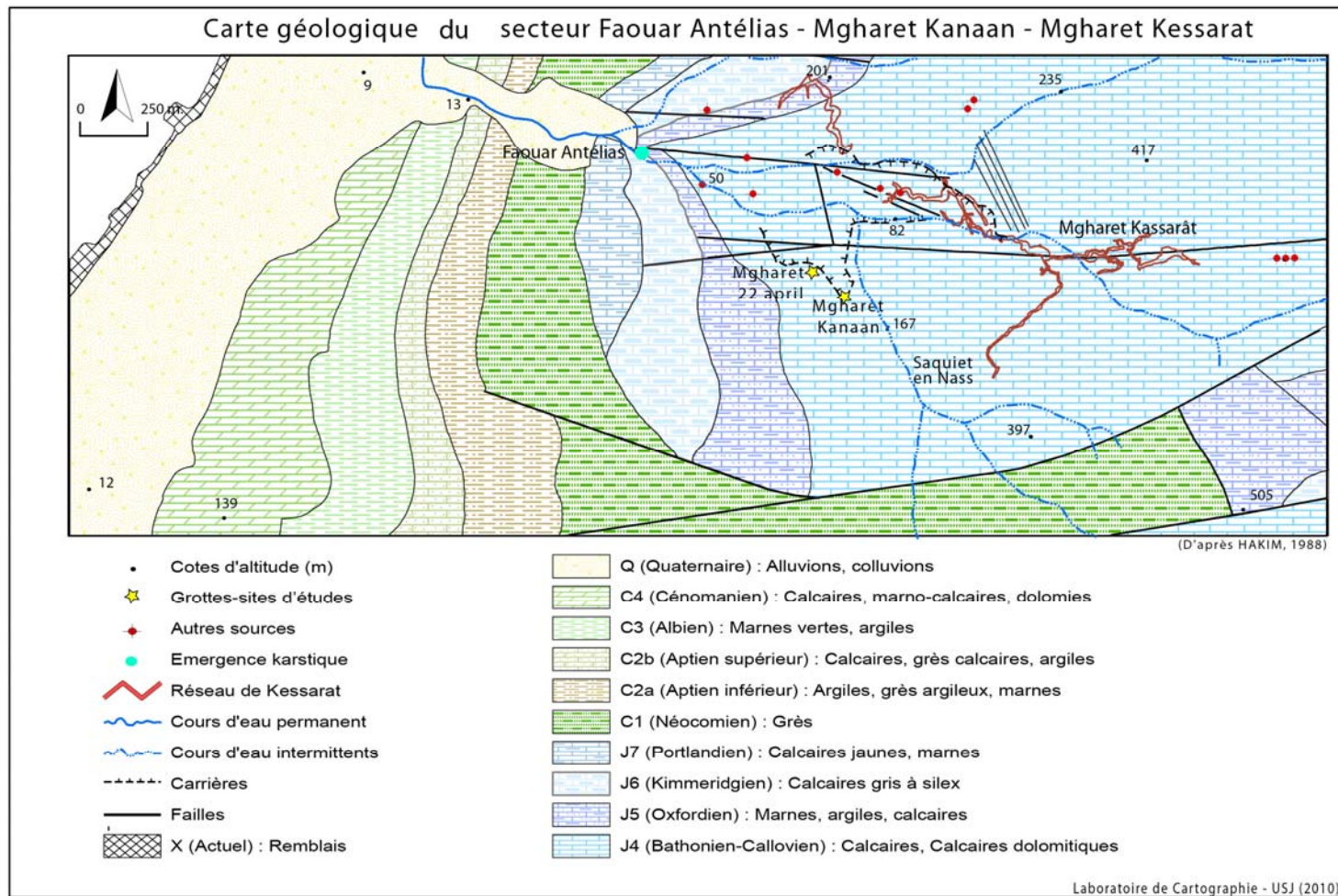


Figure 4.1. Carte géologique simplifiée du secteur aval de la vallée d'Antélias et des sites karstiques retenus pour l'étude morphogénique de la vallée : Mgharet el Kassarât, Mgharet Kanaan et Mgharet « 22 April » comme site complémentaire (Modifiée d'après Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Un autre élément marquant de la région d'Antélias sont les plateaux de Biaqout et de Dbaiyé où affleurent des couches plus anciennes. Il s'agit, au niveau du plateau de Biaqout, des calcaires massifs du Jurassique (J6) et des calcaires oolithiques de Salîma (J7). La carte géologique (*Figure 4.1.*) du secteur du Faouar Antélias indique, au sud du secteur d'étude, la présence de terrains gréseux néocomiens (C1), séparés des couches calcaires du Jurassique par une faille orientée NE-SO. L'observation de la relation entre topographie et substrat géologique montre que le compartiment où apparaissent les grès du Crétacé inférieur est tectoniquement affaissé par rapport au compartiment constitué des terrains jurassiques. Signalons la présence d'un réseau d'accidents locaux, orientés NNE-SSO et E-O.

On relève également dans ce secteur (*Figure 4.2.*) une concentration de réseaux karstiques perchés et actifs, tels que *Mgharet Kanaan*, *Mgharet el Kassarat*, *Mgharet Nabaa el Chataouieh*, etc... Ces différents réseaux se développent dans les calcaires et les calcaires dolomitiques du Bathonien-Callovien (J4) (Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Ces assises et leur couverture géologique moins perméable (terrains de l'Oxfordien-Cénomaniens) sont toutes affectées par la flexure en direction du littoral. C'est au contact du mur imperméable de l'Aptien/Albien que sourdent les émergences karstiques du Faouar Antélias et de Tannour. Il est intéressant de relever que le niveau de base des systèmes karstiques qui drainent la retombée occidentale du Mont Liban est pour l'essentiel d'ordre géomorphologique (talweg), tout en étant contraint, pour le Faouar Antélias, par le mur aptio-albien (Dubertret L., 1975 ; Walley C.D., 1997).

1.2. LE BASSIN HYDROGÉOLOGIQUE DU KARST D'ANTELIAS

Le Nahr Antélias (*Figure 4.3.*) draine un bassin-versant de l'ordre de 20,6 km². Celui-ci est beaucoup moins étendu que celui du Nahr Beyrouth (231 km²), au sud, ou du Nahr el Kelb (260 km²), au nord (Beydoun Z.R., 1976). Moins de 9 km à vol d'oiseau séparent le point culminant du bassin-versant topographique (1.132 m) et le débouché du cours d'eau dans la Méditerranée. Le réseau hydrographique se subdivise en deux drains principaux, prenant naissance au-dessus de la localité de Dahr es Souâne :

- au nord : le Ouâdi el Mnahhas (7,5 km de long).
- au sud : le Nahr Antélias (11,2 km de long).

Le Ouâdi el Mnahhas s'écoule selon une direction générale E-O, tandis que le Nahr Antélias suit une orientation globale plutôt WNW-ESE. Il s'agit de « ouadis », vallées à écoulement temporaire, typiques de la montagne libanaise.

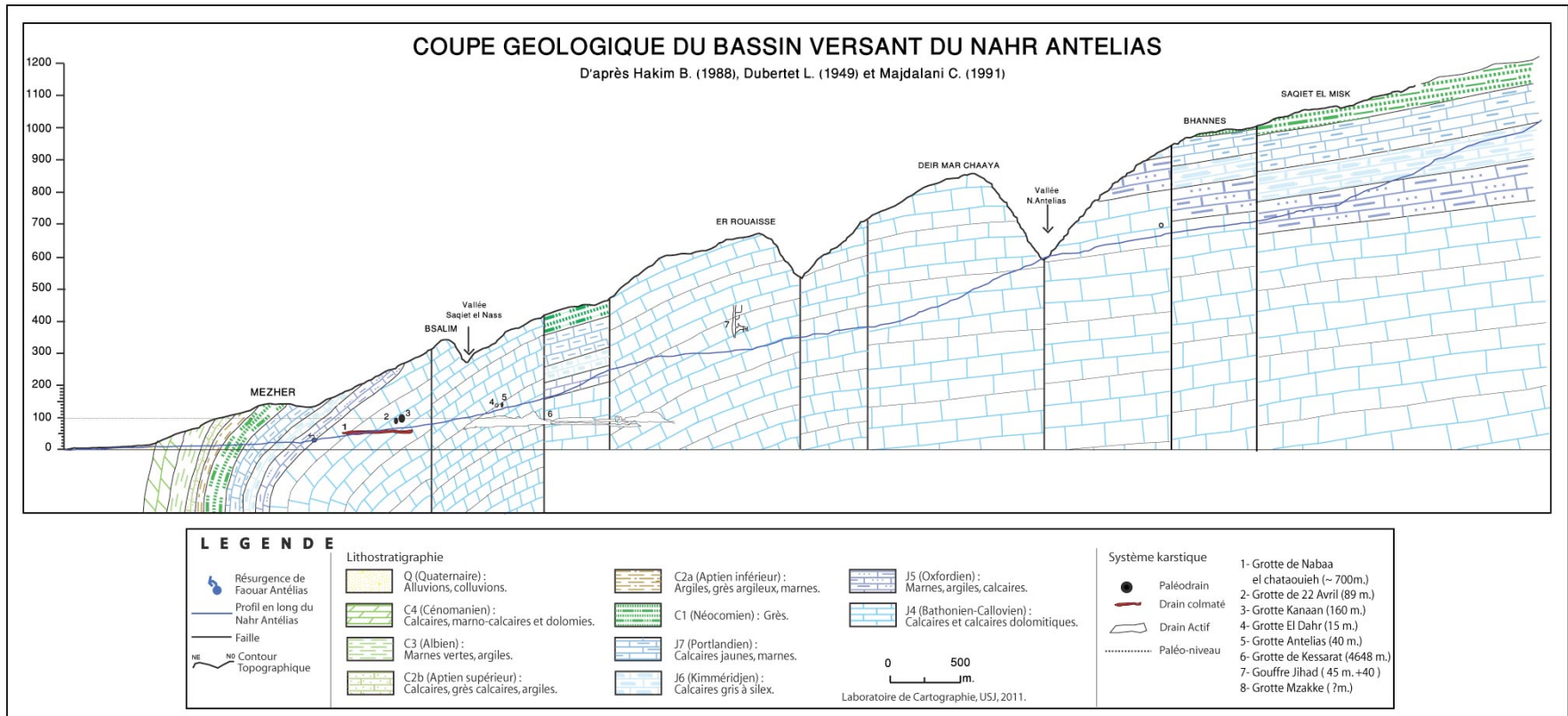


Figure 4.2. Coupe géologique de la vallée d'Antélias jusqu'à la région de Bhanne's, en amont du bassin-versant hydrographique du Nahr Antélias. Les sites karstiques repérés dans la vallée sont également représentés selon leur fonctionnalité (paléo-drain, drain colmaté et drain actif) avec leur cote d'altitude.

La délimitation du bassin d'alimentation de la source karstique du Fouar Antélias n'était toujours pas connue jusqu'au milieu des années 1960. La découverte du gouffre-perte de Faouâr Dâra (- 622 m) a incité le Spéléo-Club du Liban à tracer les eaux de sa rivière souterraine en juillet 1965 (Hakim B. et Karkabi S., 1988). Cinquante kilos de fluorescéine sodique ont été déversés dans le siphon terminal du gouffre ; le colorant est ressorti 10 jours plus tard à l'émergence du Fouar Antélias (Figure 6.4.). La vitesse estimée du traçage est de 89,5 m/heure. Ces éléments soulignent que le bassin d'alimentation du Fouar va au-delà du seul bassin d'alimentation hydrographique du fleuve d'Antélias. Les premières estimations concernant le bassin d'alimentation du Fouar sont de l'ordre de 125 km² de superficie (Hakim B. et Karkabi S., 1988). Il comprend la région d'Antélias, une partie des hauts plateaux du Nahr el Kelb et la partie amont du bassin-versant du Nahr Beyrouth. Une dernière coloration effectuée en 1996 et 1997 (Labaky W., 1998, 2005) dans le Houet Qattine Azar (- 515m ; haut bassin du Nahr Beyrouth) est également ressortie dans le Nahr Antélias, confirmant les enseignements des premières colorations.



Figure 4.3. La photo de gauche, prise en période de crue, illustre le régime intermittent du Nahr Antélias. Notons en arrière-plan l'entaille du front de la carrière Kanaan. La photo de droite montre le Nahr Antélias au niveau de la résurgence du Fouar Antélias au-dessus duquel a été édifié un restaurant. (Cliché : C. Nehme)

Une autre campagne de traçage, effectuée en 1967, a mis en évidence l'existence d'une connexion des circulations subaériennes du Ouâdi el Manzoûl (à proximité de Houet Faouâr Dâra) et du Fouar Antélias. La courbe de restitution souligne une vitesse théorique du colorant de 83,3 m/h et une vitesse moyenne apparente de l'écoulement souterrain de 58 m/h. Ces deux campagnes précisent deux points importants : le bassin d'alimentation de la résurgence du Fouar Antélias draine, à la fois, des écoulements subaériens et des écoulements concentrés souterrains provenant de la rivière souterraine de Houet Faouâr Dâra. Il importe de préciser que ce gouffre fonctionne en perte lors des périodes de fortes précipitations et de fonte des neiges. Ces éléments permettent de relever que le système karstique d'Antélias est de type binaire (infiltrations diffuses et infiltrations concentrées).

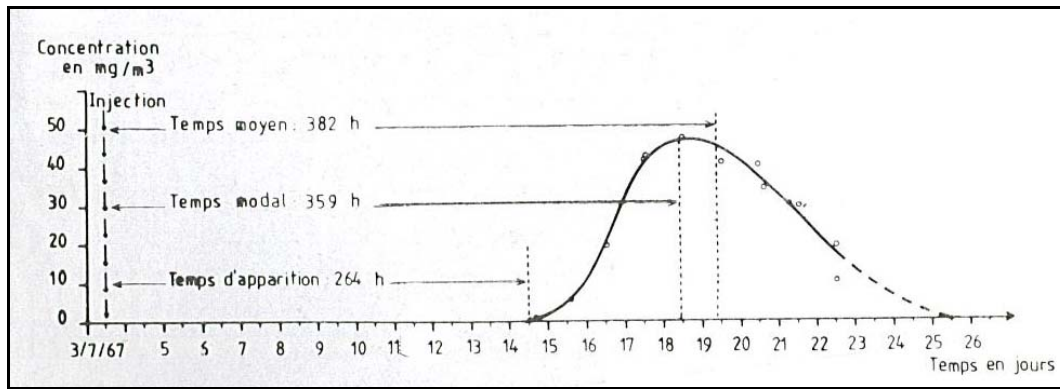


Figure 4.4. Coloration de Faouâr Dâra-Fouar Antélias en 1967 : courbe de restitution de l'uranine au Fouar Antélias (In Hakim B. et Karkabi S., 1988).

La découverte de la grotte d'el Kassarat en 1969, juste en amont de la résurgence du Fouar Antélias, et la coloration faite dans la rivière souterraine de cette nouvelle cavité, ont permis de souligner que celle-ci est l'une des circulations majeures alimentant le Fouar Antélias.

Deux kilos d'uranine ont été déversés dans la rivière de la grotte d'el Kassarat (1969) et sont ressortis 5 h 34 minutes plus tard au Fouar Antélias et à Tannour. Aux sources de Mqasbiyeh et de Saltaneh (Hakim B. et Karkabi S., 1988), le colorant est sorti seulement 15 minutes après la coloration. La courbe de restitution du colorant n'a pas été établie pour cette campagne, mais le pourcentage d'uranine ressorti a été calculé pour chacune des sources. Les résultats montrent que la majorité du traceur est ressortie au Fouar Antélias. Le taux de restitution de toutes les sources s'élève à 73,4 %.

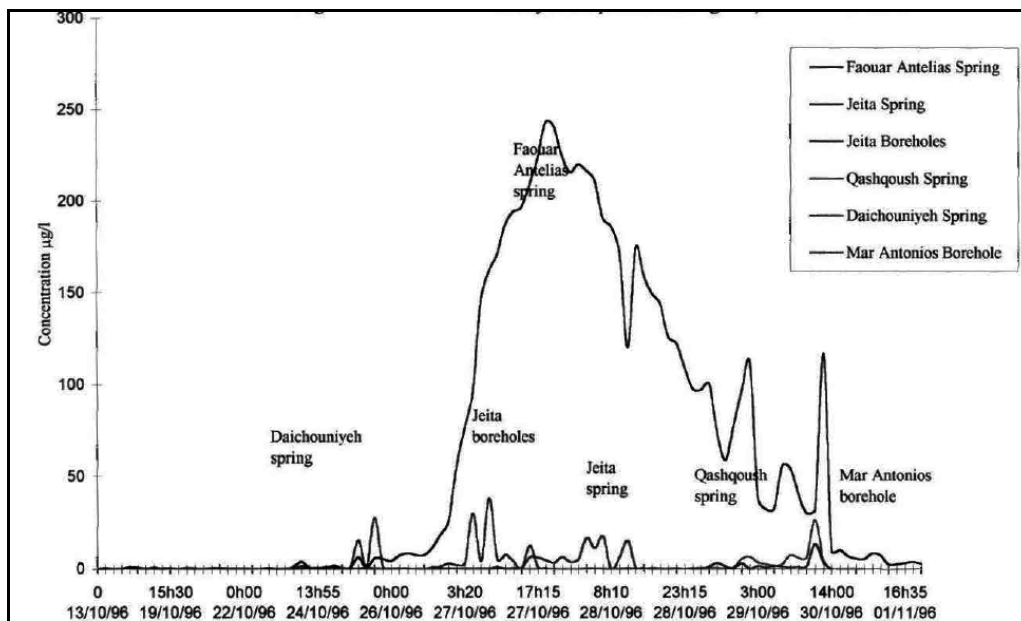


Figure 4.5. La courbe de restitution de fluorescéine aux points respectifs de résurgence lors de la campagne de coloration de la rivière souterraine de Qattine Azar, faite le 12 Octobre 1996 (In Labaky W., 1998).

Ces différentes campagnes de coloration mettent en évidence une connexion entre deux systèmes karstiques majeurs, le karst de la basse vallée d'Antélias et le système de Faouâr Dâra dans les plateaux jurassiques du haut Metn, ce qui montre un bassin hydrogéologique beaucoup plus étendu que le bassin hydrographique subaérien et un type d'alimentation binaire du karst d'Antélias.

La dernière campagne de coloration réalisée entre 1996 et 1997, suite à la découverte de Houet Qattine Azar, a permis de préciser les limites de ce bassin d'alimentation karstique et d'obtenir de nouvelles données concernant le fonctionnement de ce système. Vingt-cinq kilos de fluorescéine ont été injectés dans le siphon terminal de Houet Qattine Azar en octobre 1996 (Labaky W., 1998). Le Fouar Antélias et la source de Saltaneh avaient été équipés de courantomètres C31-10.002. Des prises de mesure toutes les heures ont été effectuées sur 17 autres sites. Les principaux étaient : les sources de Mqasbiyeh, Tannour ; les exurgences de Qashqoush et de Jeita dans la vallée du Nahr el Kelb ; la source de Daïchouniyé dans la vallée du Nahr Beyrouth ; les forages de Jeita, Zakrît, Raboué, Mar Antonios ; la station de pompage de Dbaiyé et l'exutoire du fleuve d'Antélias. Les résultats de cette dernière campagne ont confirmé la présence d'une connexion majeure entre la rivière souterraine de Houet Qattine Azar, la résurgence du Fouar Antélias et les sources de Daïchouniyé, avec une vitesse d'écoulement souterrain de 0,016 m/s ou 57,6 m/h (Labaky W., 1998). Le temps de réapparition du colorant entre Houet Qattine Azar et Fouar Antélias est de 10 jours. La réapparition du colorant dans les sources du Nahr el Kelb et du Nahr Beyrouth (*Figure 4.5.*), fleuves situés de part et d'autre de la vallée d'Antélias, renvoie à de probables connexions hydrogéologiques entre ces trois systèmes karstiques, tout du moins pendant les périodes de hautes-eaux. Ces émergences fonctionneraient comme des sources de trop-plein du système karstique d'Antélias en période de crue.

Les courbes de restitution du colorant montrent que la moitié du traceur est sortie à la résurgence du Fouar Antélias et le reste dans les sources adjacentes. Le potentiel de recharge de l'aquifère karstique d'Antélias a été estimé à 42,1 millions m³/an (Labaky W., 1998). Le débit des écoulements durant les périodes de crues (à l'émergence) s'élève à 3,03 m³/s et se réduit à 560 l/s durant les périodes estivales. D'après W. Labaky (1998, 2005), le système karstique d'Antélias s'étend vers Houet Qattine Azar et Houet Faouâr Dâra *via* un drain développé, ayant une capacité importante de recharge et une vitesse d'écoulement souterrain rapide.

Une campagne complémentaire a été menée en 1997 pour déterminer la présence de « fuites » entre la rivière souterraine de la grotte d'el Kassarat et l'exutoire du Fouar Antélias. Les courbes de restitution ont démontré la présence d'une fuite au niveau de la rivière souterraine située à 180 m du siphon terminal du réseau d'el Kassarat, là où est actuellement construit un barrage pour capter l'eau de la rivière souterraine.

Nous pouvons conclure de tous ces éléments que les gouffres de Faouâr Dâra et de Qattine Azar, l'émergence du Fouar Antélias et la grotte d'el Kassarat appartiennent à un même système karstique (*Figure 4.6.*). Ces cavités encore actives sont connectées entre elles et drainent un bassin d'alimentation karstique de 280 km² de surface.

L'alimentation du système karstique d'Antélias est donc de type binaire (écoulements superficiels rapides et alimentations souterraines concentrées) avec une réponse rapide aux crues. Ces données mettent en avant la vulnérabilité de la ressource en eau de ce système, face aux risques de pollutions par des eaux usées et des rejets d'eaux contaminées.

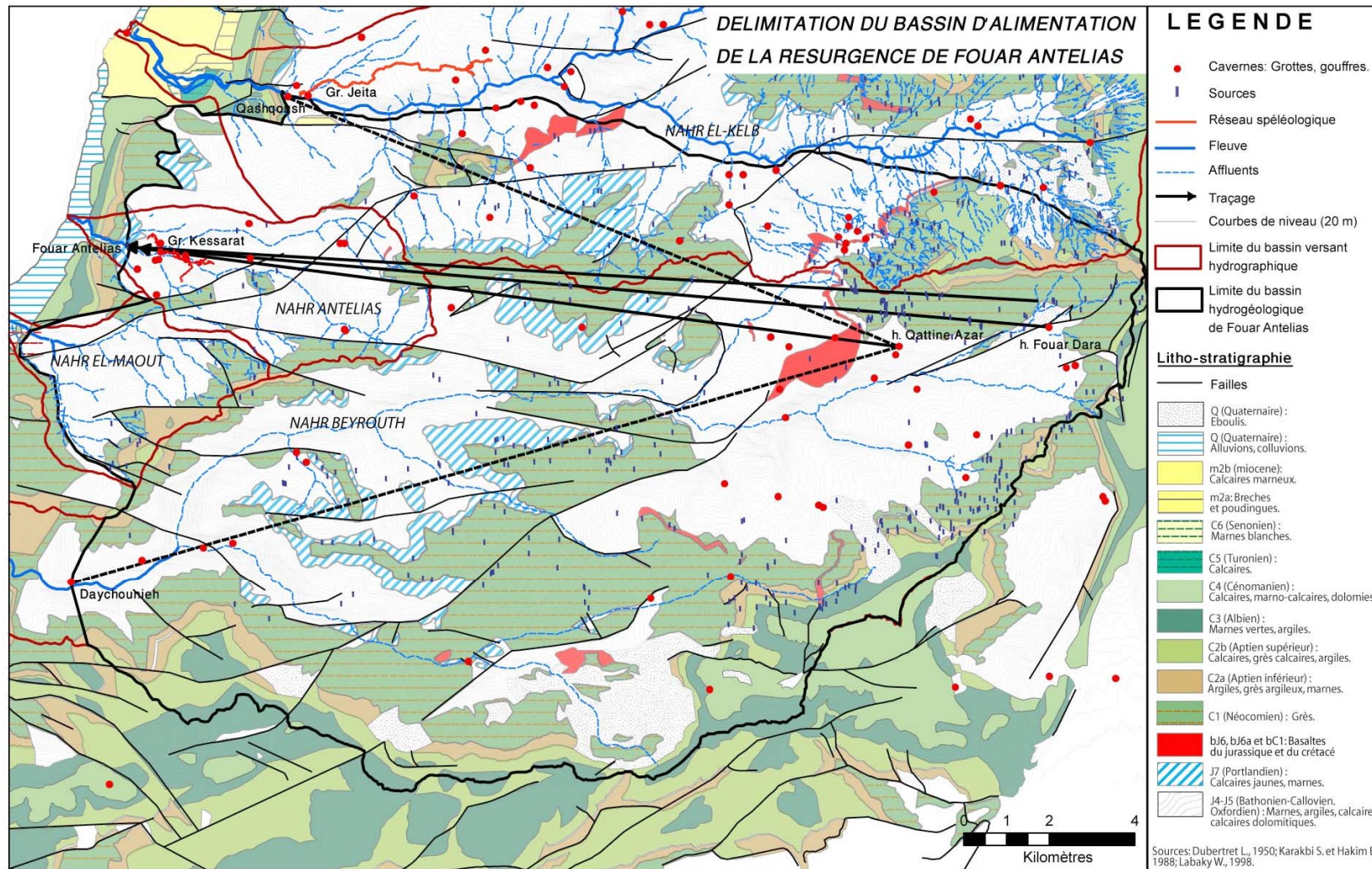


Figure 4.6. Carte de délimitation du bassin d'alimentation du Fouar Antélias, suite aux campagnes de colorations effectuées dans les rivières souterraines de Fouâr Dâra (1967), de la grotte d'el Kassarar (1969-1997) et de Houet Qattine Azar (1996) (Modifiée de Labaky W, 2005).

1.3. L'IMPACT ANTHROPIQUE SUR LA BASSE VALLEE D'ANTELIAS

La région d'Antélias connaît depuis plusieurs décennies une très forte croissance de l'urbanisation. D'abord concentrée sur la plaine, celle-ci s'est développée sur les plateaux surplombant la basse vallée du fleuve. Dans la plaine, l'occupation du sol reste mixte entre les nouveaux bâtis, les axes routiers et de rares vergers d'agrumes. La période de la guerre civile, entre 1975 et 1990, avec des bombardements meurtriers à Beyrouth, a poussé les habitants vers les banlieues sud, nord et est. Ce déplacement de la population beyrouthine a été l'un des principaux facteurs du développement urbain dans la zone d'étude. Celle-ci était auparavant presque exclusivement consacrée à l'agriculture (Figure 4.7.).



Figure 4.7. La plaine littorale de Jall ed Dîb et d'Antélias correspond au prolongement du tissu urbain de la ville de Beyrouth. Photo de gauche, prise de Bqinnâya, localité située sur le rebord du plateau de Biaqout (Cliché C. Nehme). Photo de droite, une vue d'ensemble des carrières d'Antélias. Les constructions d'usines se multiplient sur les flancs de la vallée, ainsi que dans le secteur des carrières. Les risques de pollution des eaux souterraines sont considérables (Cliché C. Nehme).

L'occupation du sol s'homogénéise en faveur d'un tissu urbain continu. A partir des années 1990, l'urbanisation s'étend jusqu'aux plateaux de Biaqout et de Dbaïyé. Les axes routiers qui longent, non seulement la plaine, mais aussi les vallées d'Antélias et du Nahr el Maout, constituent des voies d'accès rapides aux villages de la moyenne montagne de la région d'Antélias (Bqinnâya, Bsalîm, Nabay, Qornet Chaouâne, Bikfaïya, Bhersâf, Bhannès, Baabdât).

En plus de l'expansion du bâti résidentiel, d'autres activités, notamment industrielles, se sont implantées avec pour effet de menacer la pérennité et la qualité de la ressource en eau. Il s'agit de l'industrialisation des basses vallées d'Antélias et du Nahr el Maout et de l'exploitation incontrôlée des carrières. Le recul du front des carrières et leur approfondissement dans le substrat calcaire (Figure 4.8. et 4.9.) sont à l'origine de la disparition de plusieurs sites préhistoriques (grotte d'Antélias et autres), des terrasses alluviales du Nahr Antélias et de la destruction partielle, voire totale de certaines cavités.

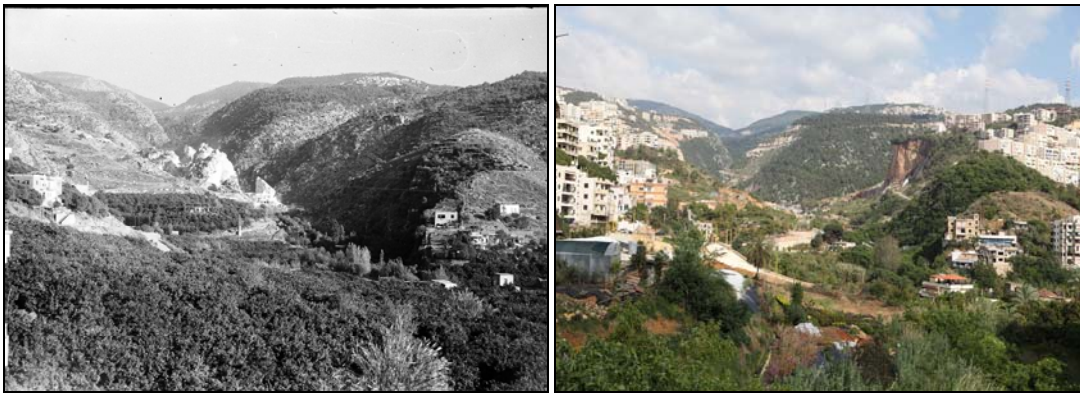


Figure 4.8. La vallée d'Antélias photographiée par Francis Hours en 1960 (photo de gauche) et la même vue prise en 2010 par Levon Nordigian (photo de droite). L'impact anthropique sur le paysage est bel et bien visible. Noter l'entaille du versant en rive gauche du Nahr Antélias, par les carrières déjà actives en 1960.

La destruction partielle du réseau d'el Kassarat en est un exemple. Les sources de trop-plein de la grotte de Nabaa el Chataouieh et de Nabaa Zaitouneh sont aujourd'hui obstruées par des remblais ou des éboulements dus aux travaux de construction de routes au-dessus de ces cavités. L'excavation du substrat dans les flancs de la vallée a recoupé d'anciens réseaux karstiques méconnus jusqu'alors. C'est le cas des grottes Kanaan et « 22 April ». La continuité des travaux d'exploitation et les constructions sur les plateaux surplombant menacent la stabilité du front des carrières et, par conséquent, l'accès à ces cavités.

Cette rapide description de l'état des sites permet d'identifier les différents problèmes liés à la forte pression des activités anthropiques sur les ressources karstiques de la vallée. L'absence d'un plan d'aménagement et la pression anthropique a entraîné une augmentation de la surface urbanisée du bassin-versant du Nahr Antélias de 6,28 % en 1960 à 15,6 % en 2012. De même, la surface des carrières a triplé de 1960 à 2012 (Figure 4.9.). La valeur informationnelle des cavités sur le plan karstogénique diminue d'autant plus lorsque les cavités sont quasiment obstruées, comme dans le cas de la grotte de Nabaa el Chataouieh (700 m de développement), ou partiellement détruites, comme le réseau de la grotte d'el Kassarat (4.648 m de développement). Dans ce contexte contraignant, la lecture globale du système karstique est encore plus restreinte. Le choix de travailler à partir des formes et des formations endokarstiques a conduit à retenir parmi les cavités restantes, celles qui disposent le plus d'informations à valeur karstogénique.

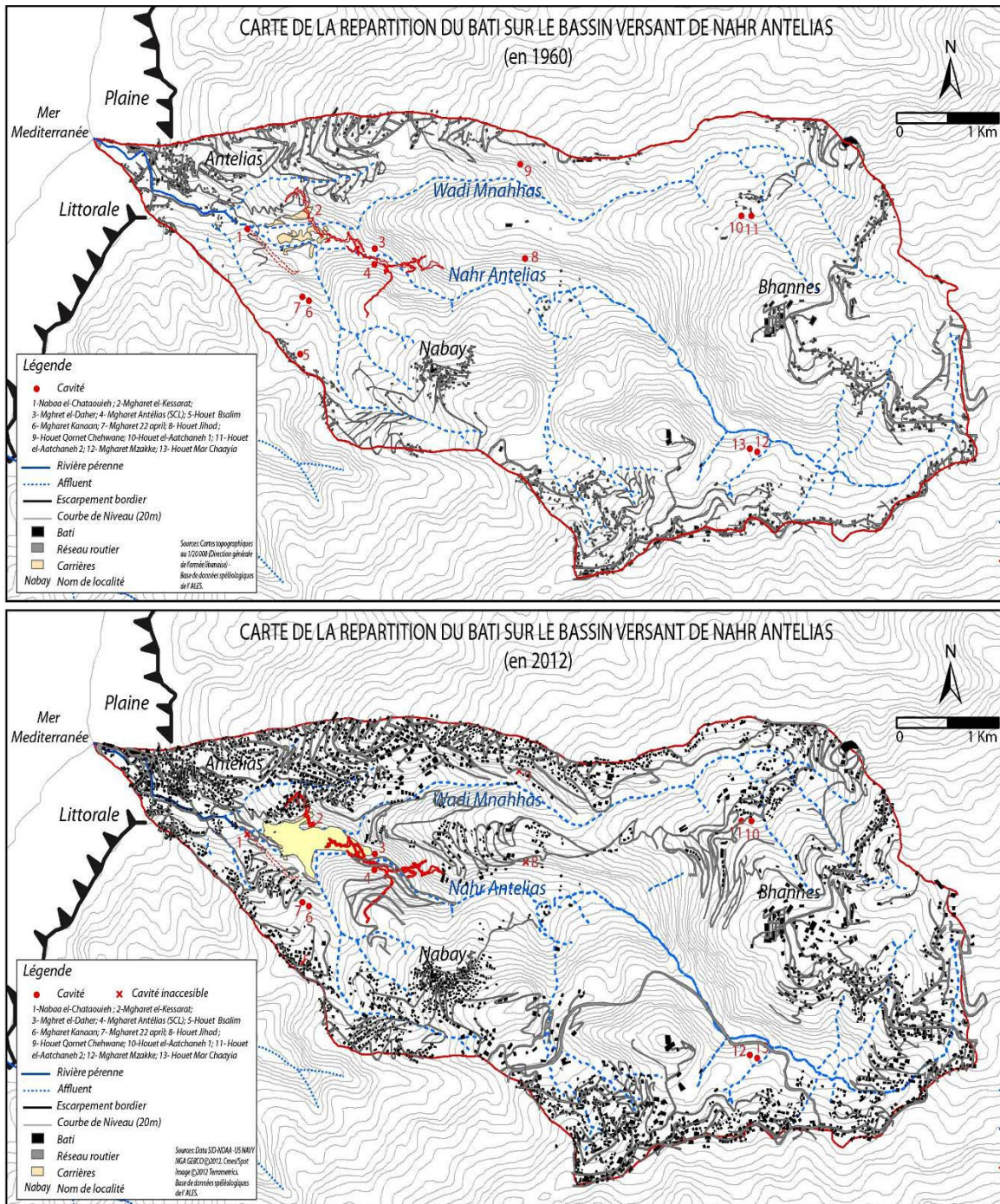


Figure 4.9. L'évolution du tissu urbain dans le bassin-versant du Nahr Antelias montre une forte pression anthropique sur les rebords et la partie aval de la vallée. Cette nouvelle occupation du sol s'est effectuée au détriment de la pérennité des ressources karstiques (eau, cavités, paysages).

II- LES SITES D'ETUDE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

L'urbanisation et l'exploitation des carrières ont contribué à la destruction de plusieurs sites karstiques et préhistoriques (grotte d'Antélias) (Figure 4.10.). L'abri sous-roche de Ksar Akil (en rive droite du Nahr Antélias), site préhistorique de référence de la période de transition entre le Paléolithique moyen et supérieur au Proche-Orient (Yazbeck C., 2004), a été affecté par l'exploitation des carrières à proximité. D'autres cavités, comme la grotte de Nabaa el Chataouieh et le réseau d'el Kassarat, sont partiellement détruites par les travaux d'exploitation, les remblais ou la construction de réseaux routiers. Les prospections des cavités restantes et encore accessibles ont conduit à retenir deux grottes pour notre recherche, sans pour autant négliger les autres sites dans notre approche analytique sur le karst de ce secteur : la grotte Kanaan et le réseau d'el Kassarat-Nabay. Les raisons de ce choix sont justifiées pour chacun des sites en fonction de notre problématique de recherche.

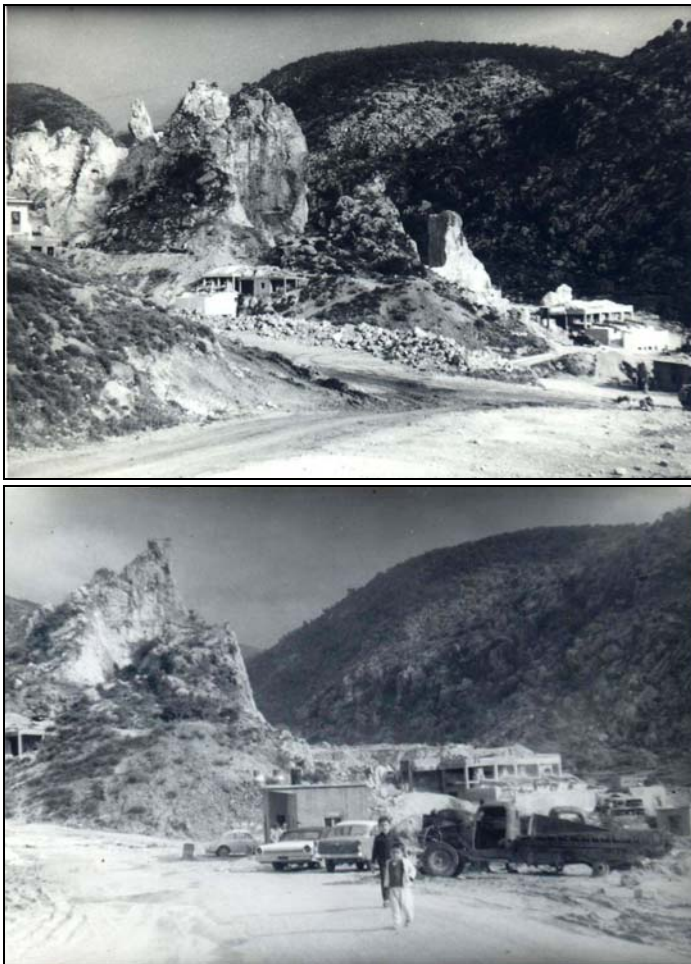


Figure 4.10. La fameuse grotte préhistorique d'Antélias, rayée du paysage depuis les années 1960. Ces photos montrent le lieu où la grotte a été découverte. La photo du haut montre le début de la destruction du site dans les années 1960. La photo du bas, montre sa disparition après destruction par les carrières. (Clichés Francis Hours. Archives personnelles de M. Levon Nordiguian, directeur du Musée de Préhistoire libanaise de l'Université Saint-Joseph de Beyrouth).

2.1. LE SITE PERCHE DE LA GROTTTE DE MGHARET KANAAN

Mgharet Kanaan doit son entrée actuelle au recoupement par le recul d'une carrière ouverte en rive gauche du Nahr Antélias. C'est un rare cas bénéfique de l'exploitation de ces carrières. En effet, c'est dans le premier front de taille de cette excavation que se situe la grotte (Figure 6.11.). Nous n'avons pas

de données sur la physionomie initiale de ce versant, ni sur le fait que cette cavité débouchait ou non sur l'extérieur. Aujourd'hui, s'ouvrant à près de 100 m d'altitude (Nader F., 1998), elle est perchée à une trentaine de mètres au-dessus du talweg du Nahr Antélias et à près de 70 m au-dessus du Fouar Antélias (33 m d'altitude).



Figure 4.11. La carrière d'Antélias, qui remonte aux années 1960, a recoupé plusieurs cavités dont celle dite « Kanaan ». Les personnages donnent l'échelle du front de taille et de l'entrée actuelle de la grotte Kanaan. La taille de celle-ci est liée à l'effondrement du toit de la grotte à proximité du front de taille. Sur cette photo, on remarque que la cavité se développe au contact de deux bancs calcaires du Jurassique dont on devine le pendage vers l'ouest (retombée du Mont Liban). La galerie d'entrée se situe le long d'une fracture (cf. miroir de faille au-dessus et à droite de l'entrée de la cavité) (Cliché B. Sadier).

2.1.1. DESCRIPTION DE LA CAVITE

Mgharet Kanaan se caractérise par un développement de 162 m (Nehme C. et *al.*, 2009b). Six salles et galeries ont été repérées (Figure 4.12.).

On accède à la grotte Kanaan par une entrée perchée à une vingtaine de mètres au-dessus du plancher de la carrière. L'ouverture de la grotte correspond à un ancien drain développé sur une diaclase de 8 m de large qui donne sur les premières galeries de direction N-S. Il s'agit des salles de « l'Entrée » et « d'Effondrement I et II » (Figure 4.12.). Le paysage endokarstique est caractérisé par des éboulis de blocs et de dalles calcaires tombés du plafond. Les blocs situés à l'entrée proviennent probablement des travaux de la carrière lors de l'ouverture de la cavité (Figure 4.13.).

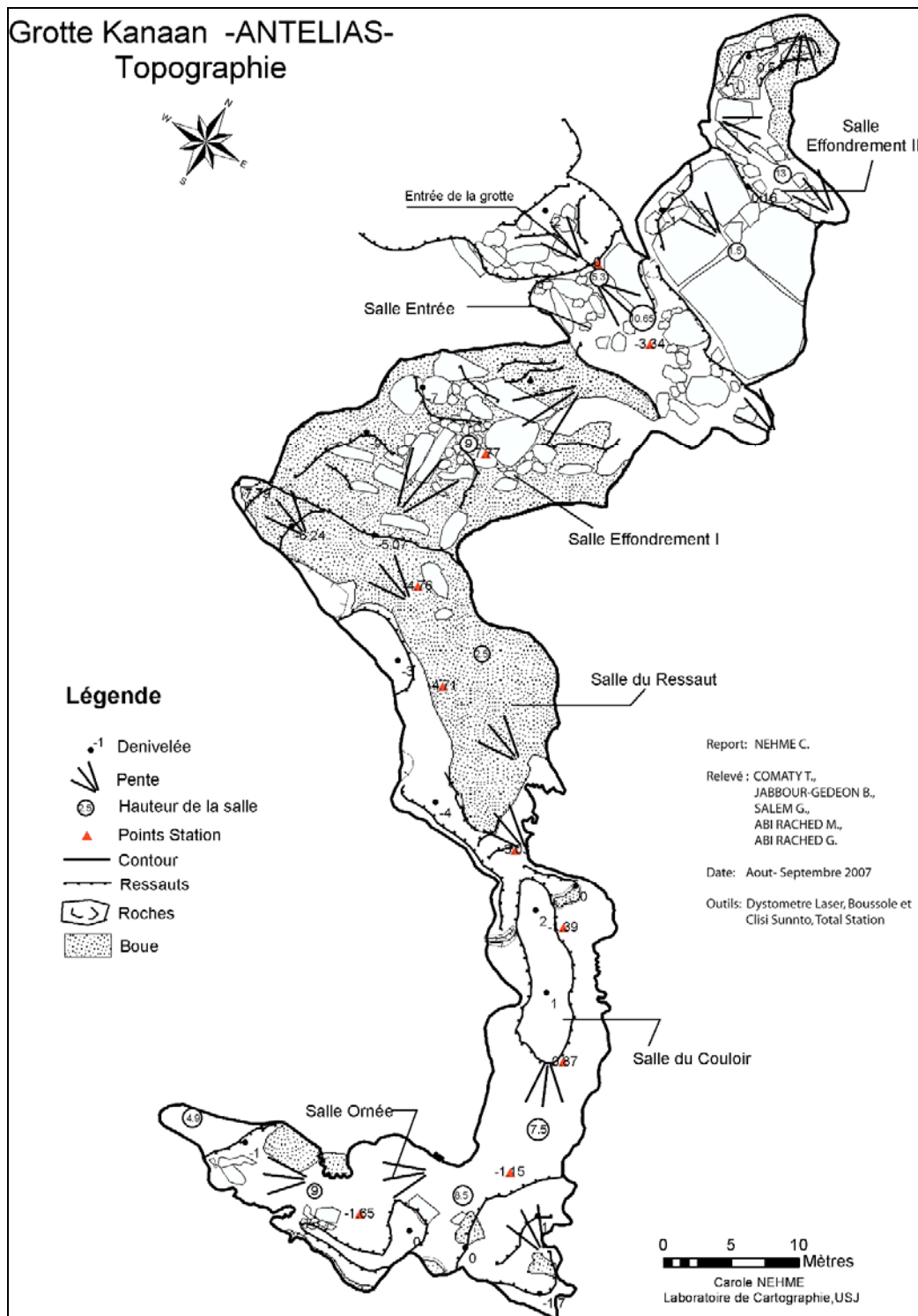


Figure 4.12. La carte topographique de Mgharet Kanaan effectuée à partir d'un lever à la Total station. Nous relevons trois sous-ensembles morphologiques: le premier comprend les salles « d'Entrée » et « des Effondrements », le second correspond à la salle « du Ressaut » et son remplissage argileux et le troisième regroupe la galerie « du Couloir » et la salle « Ornée » avec les formations carbonatées.

Malgré un paysage commun entre ces salles, leur élévation les distingue toutefois: au niveau de l'entrée de la cavité, la voûte présente une série de coupôles qui s'élèvent à une quinzaine de mètres de haut et se développent dans l'axe de la diaclase. Les salles « d'Effondrement I et II » n'ont une hauteur de quelques mètres dans la configuration actuelle (décollement de dalles).



Figure 4.13. La salle « d'Entrée » de la grotte Kanaan révèle les formes d'effondrement d'une partie de la salle découverte lors de l'exploitation de la carrière (Cliché B. Jabbour-Gédéon).

La salle « d'Effondrement I » constitue un secteur d'étude intéressant, car celui-ci présente une diversité de formes liées à différents processus (Figure 4.14.). En effet, le paysage souterrain est marqué par des blocs et des dalles calcaires effondrés qui reposent sur un épais dépôt détritique argileux, lui-même affecté par un important soutirage. Les flancs de ces soutirages sont couvert partiellement de coulées stalagmitiques. Au centre de la salle, la disposition topographique des dépôts s'apparente à une forme d'entonnoir, au fond duquel s'entassent blocs et dalles calcaires tombés ou glissés.

Au-delà de cette salle, le développement de la cavité s'oriente vers le NO-SE : une galerie de 60 m de long (salles « du Couloir » et « Ornée ») montre un paysage différent des premières salles, se manifestant par la présence d'un plus grand nombre de formations carbonatées. Les concrétions se densifient et se diversifient au fur et à mesure que l'on avance vers la galerie « Ornée ». Ces formations scellent, en partie, le remplissage détritique quasi-horizontale de l'ensemble. Des coulées stalagmitiques discontinues et ornées de stalagmites et de colonnes couvrent les parois. Dans la même direction, la galerie « du Couloir » (Figure 4.15.) est marquée par un plancher subhorizontal, densément ornée de concrétions de toutes sortes (micro-gours, perles de caverne), qui scelle totalement les dépôts argileux.



Figure 4.14. La salle « d'Effondrement I » doit sa physionomie actuelle à l'écroulement d'une strate calcaire d'un à deux mètres d'épaisseur. Les blocs au sol correspondent à cette strate écroulée et « moulent » le soutirage qui affecte les argiles paragéométriques. Ce soutirage, le plus important de la cavité, est de l'ordre de 4,25 m de profondeur pour un diamètre de 24 m. Il est intéressant de relever au premier plan, sous le pan écroulé, la morphologie initiale de la cavité qui est révélée ici par le départ du remplissage argileux. Cette paroi présente des vagues d'érosion et des banquettes-limites contemporaines du fonctionnement paragéométrique du drain originel (Cliché B.Sadier).

La morphologie de la voûte est similaire à la galerie « de l'Entrée ». Une série de coupoles se développe le long de diaclases de même direction que la zone d'entrée. Discrètes au départ (quelques dizaines de centimètres de hauteur) au niveau de la galerie « de Jonction », ces coupoles s'élèvent jusqu'à 15 m dans les galeries « du Couloir » et « Ornée ». Elles sont ornées de rideaux, de stalactites et de fistuleuses.

2.1.2. INTERETS DU SITE

Cette rapide description met en avant la position perchée de la grotte Kanaan par rapport aux circulations karstiques actuelles et au talweg actuel des vallées. Cette cavité est, à ce jour, exempte de circulations souterraines, hormis les eaux d'infiltration qui la recourent.

Cette cavité est-elle donc contemporaine d'une ancienne phase de karstification, d'un encaissement moins important du Nahr Antélias ? Ou doit-elle simplement sa position perchée à une cause litho-structurale ? Cette dernière éventualité peut être d'emblée écartée, compte tenu du développement subhorizontal de la cavité au sein des calcaires du Bathonien-Callovien, affectés par un pendage général de 20° vers l'ouest et un pendage secondaire vers le nord. La non-adéquation entre le dispositif géologique (pendage) et le développement sub-horizontal de la grotte Kanaan nous laissent penser que cette cavité se rapporte à un drain d'une paléo-zone noyée, lié à une ancienne phase de karstification dans un contexte paléogéographique différent de l'actuel. L'analyse morphologique de la cavité devra

nous permettre de déterminer des témoins spéléogéniques et karstogéniques permettant de confirmer cette ancienne phase de karstification.



Figure 4.15. Cette photo illustre le paysage souterrain de la partie médiane de la cavité où prédomine le concrétionnement (salle « du Couloir »). Dans cette partie de la grotte Kanaan, la détente mécanique a favorisé la mise en place d'une voûte d'équilibre. De la paléo-morphologie souterraine ne persiste que la planéité du sol : celle-ci est liée au remplissage argileux qui a été fossilisé par un plancher stalagmitique. Ce dernier n'est pas lié à des écoulements souterrains incrustants, mais à l'alimentation des stalagmites (Cliché B.Sadier).

2.2. LA GROTTÉ DE MGHARET EL KASSARAT

Une carrière ouverte plus récemment dans la vallée du Nahr Antélias a recoupé d'autres cavités, dont celle de Mgharet el Kassarat. Cette cavité de 4.648 m de développement (Karanouh R. et *al.*, 2004) est drainée par une rivière souterraine qui appartient au système karstique du Fouar Antélias. Cet écoulement est en partie capté pour alimenter en eau la ville de Beyrouth.

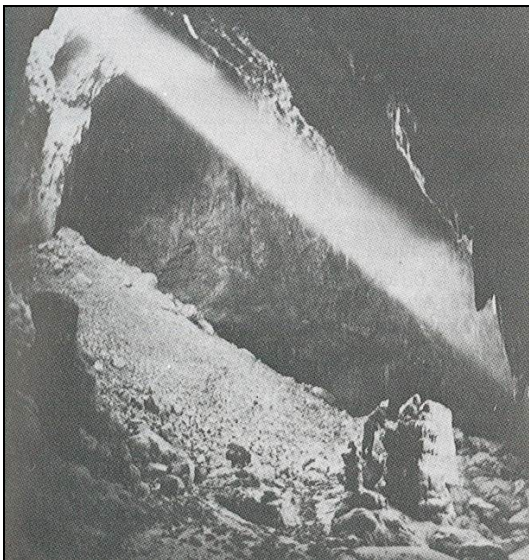


Photo 4.16. Les travaux de la carrière ont percé en 1969 le toit de la première galerie d'entrée. L'ouverture fait 14 m de diamètre pour 20 m de profondeur. Il fallait une échelle de 10 m pour atteindre le sommet du cône d'éboulis formé par l'effondrement du plafond. Le personnage à droite de la photo et s'appuyant sur un bloc de concrétionnement donne l'échelle. Cette galerie de 230 m de développement est actuellement totalement détruite (In Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Mgharet el Kassarat¹⁰ a été découverte par le Spéléo-Club du Liban en 1969 (Hakim B. et Karkabi S., 1988), suite à l'avancée du front de taille d'une carrière. L'ouverture artificielle du plafond de la galerie d'entrée (*Figure 4.16.*) a permis aux spéléologues d'accéder à la cavité. Une première topographie du réseau d'el Kassarat (Middelton J.R., 1970) révèle un développement de 2.900 m de galeries (*Figure 4.17.*). Les activités d'extraction ont continué à défigurer la première galerie d'entrée jusqu'à sa totale destruction, modifiant ainsi la morphologie du réseau (*Figure 4.18.*). Celui-ci se trouve actuellement divisé en deux réseaux morphologiquement séparés : la grotte de l'Ours (600 m) et Mgharet el Kassarat (3.854m).

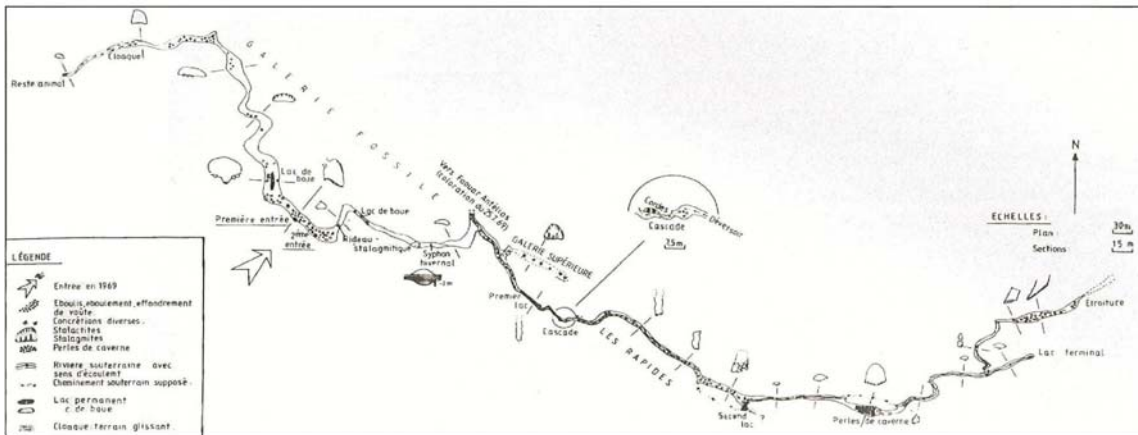


Figure 4.17. La première carte topographique de la grotte d'el Kassarat, levée en 1969 par J. Middleton et le Spéléo-Club du Liban. Notons l'entrée du réseau à partir de la grande galerie (Modifiée de Hakim B. et Karkabi S., 1988).

¹⁰ La cavité de Mgharet el Kassarat a été nommée ainsi, car elle se situe dans la zone des carrières de la vallée d'Antélias. Les publications relatives à cette cavité lui donnent le nom d'el Kassarat, en liaison avec les carrières. Cependant, le développement de la cavité se situe, au plan foncier, dans le territoire de la localité de Nabay. Il serait donc plus judicieux de nommer le réseau en référence à cette localité et non pas 'el Kassarat'. Mais, pour éviter toute ambiguïté dans le nom de référence de cette cavité, nous conservons le nom de Mgharet el Kassarat, tout en précisant que la cavité se situe bien à Nabay et non pas à Antélias, comme ont dû le mentionner la plupart des publications.

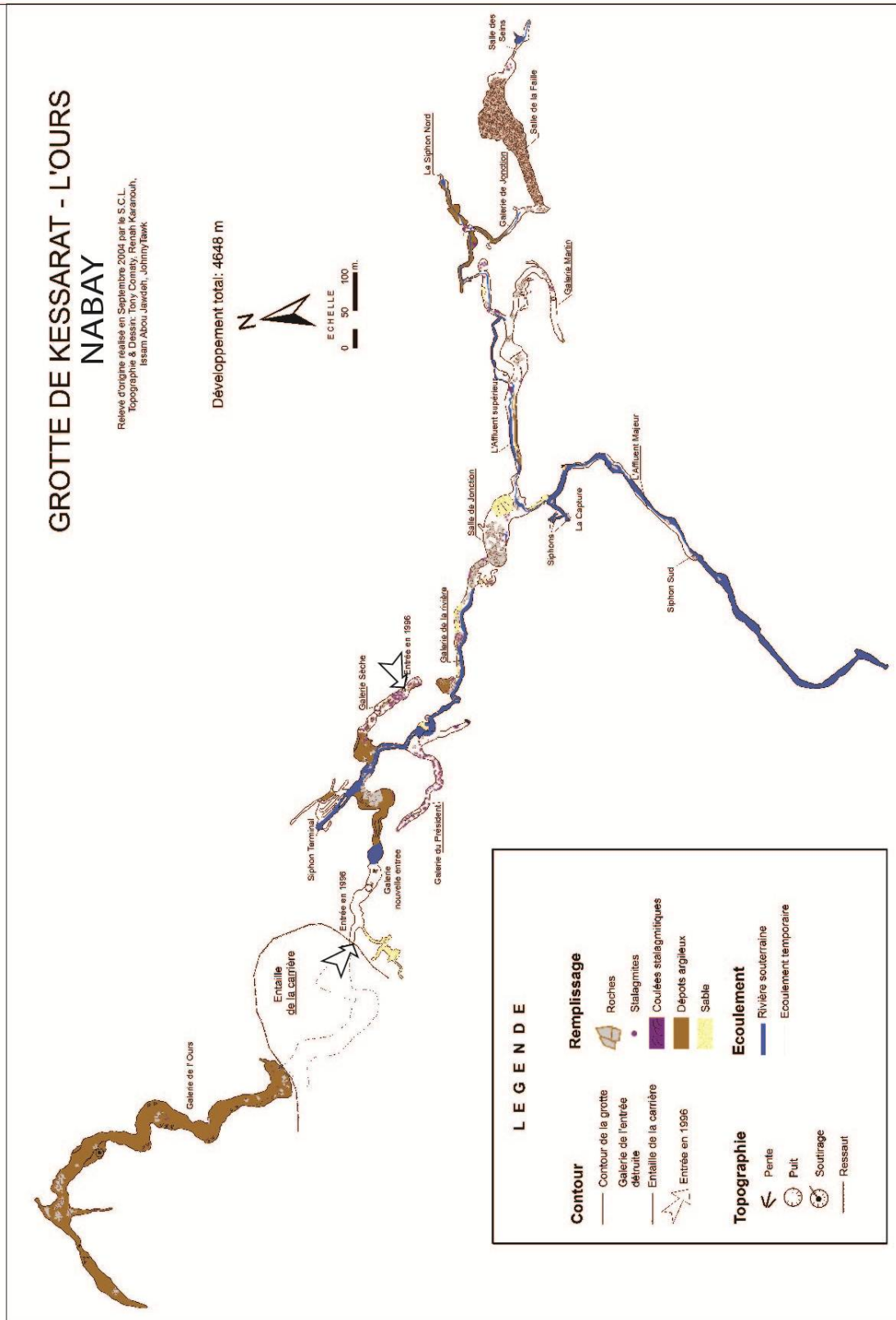
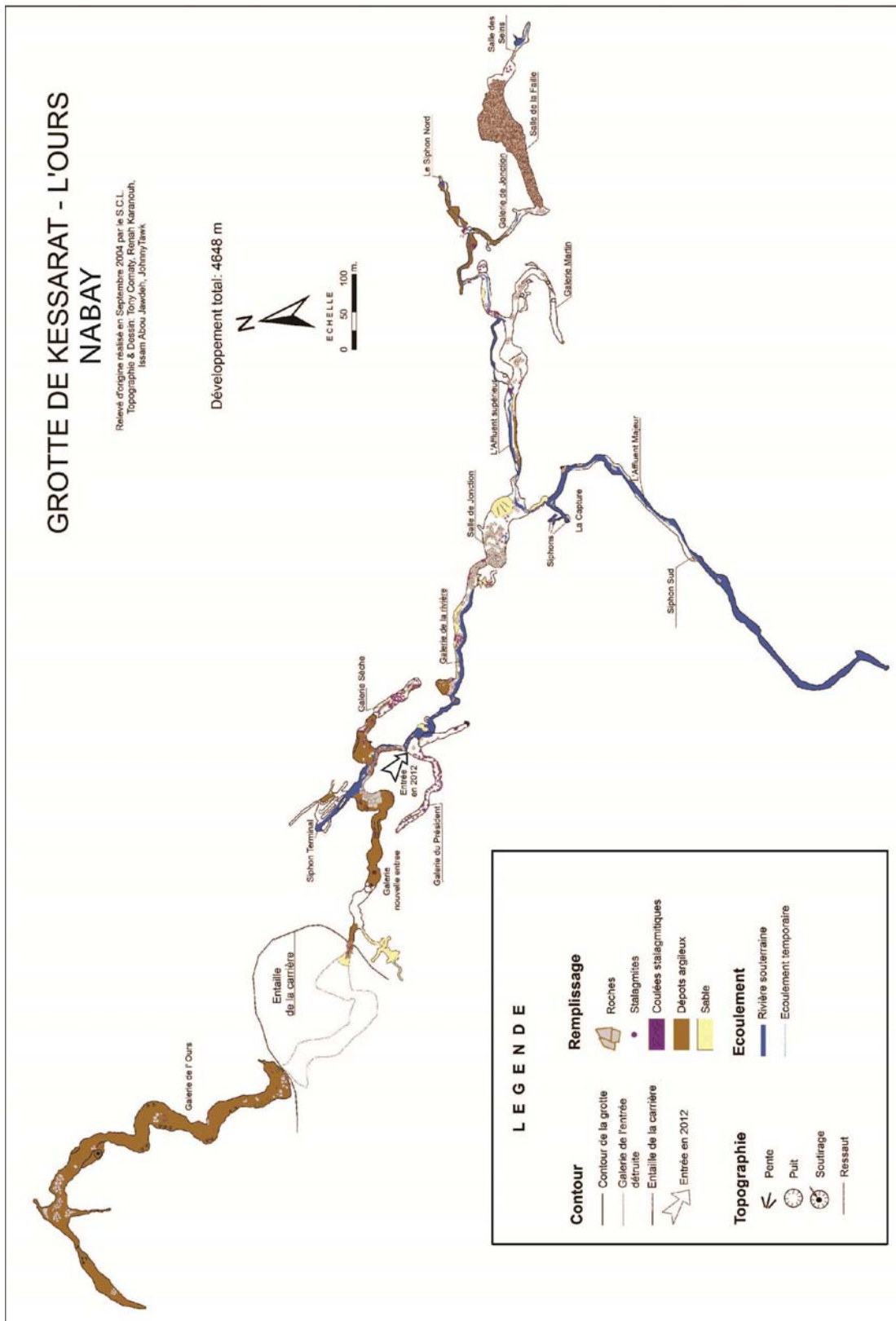


Figure 4.18. La carte du réseau d'el Kassarat, levée en 1996 par le Spéléo-Club du Liban. Notons la modification de l'entrée du réseau après la destruction de la galerie par les activités des carrières (Modifiée de Karanouh R. et al., 2004).



4.19. La carte du réseau d'el Kassarat en 2012, suite aux travaux de construction d'un barrage à l'aval de la galerie « de la Rivière ». L'entrée actuelle du réseau se situe au niveau de la galerie « des Présidents », via un forage équipé d'escaliers (Modifiée de Karanouh R. et al., 2004).



Figure 4.20. La photo de gauche montre la galerie « de la Rivière », prise en aval du barrage construit pour le captage des eaux d'el Kassarat. Nous remarquons à droite les escaliers construits dans le prolongement du forage creusé entre le plancher de la carrière (en surface) et le toit de la galerie. Au premier plan, les gravats constituent le reste d'un chemin aménagé spécialement pour les camions qui amenaient le matériel nécessaire à la construction du barrage et des voies d'accès. Le barrage fait 5 m de hauteur et il est équipé d'une porte d'ouverture (de couleur bleue).

La photo de droite illustre un canal équipé également d'une porte automatique. Ce canal construit, en amont du barrage, sert à l'acheminement de l'eau vers la station de traitement de Dbaiyé. Lors des périodes de crues, la porte du barrage reste ouverte, alors que celle du canal est fermée pour éviter le captage et le stockage des eaux turbides dans les réservoirs de la station. Pendant les périodes de sécheresse, c'est le fonctionnement inverse qui se met en place (Cliché T. Comaty).

La morphologie de la galerie montre des formes génétiques de creusement initial du drain. Au niveau du plafond, nous remarquons un mince chenal de voûte qui se prolonge par une galerie à paroi raide vers l'aval. Un niveau de remplissage est repéré à 10 m. du plancher de la galerie. Il correspond au niveau de galeries perchées (galerie « des Présidents », galerie « Supérieure ») situées à l'amont du barrage. Les parois arrondies et lisses de la partie aval du conduit révèlent une phase de surcreusement post-remplissage (Cliché S. Jaillet).

En 1996, le Bureau d'Etudes et de Développement (B.T.D.), chargé par le Conseil du Développement et de la Reconstruction (C.D.R.), a réalisé une étude hydrogéologique dans l'objectif d'un captage des eaux de la rivière souterraine de la grotte et de mesurer ses effets sur le débit du Fouar Antélias. Après la fin de la guerre civile en 1991, l'entrée de la cavité était méconnue. La redécouverte de l'entrée de Mgharet el Kassarat s'imposait, afin de localiser le réseau, de le topographier (Metni M. et Nader F.H., 2005 ; Karanouh R. et *al.*, 2004 ; Farra F., 2005) et d'entamer par la suite les études hydrogéologiques nécessaires pour les travaux de captage de la rivière souterraine (*cf. Rapport interne B.T.D. ; Labaky W., 2005*). A partir de là, 13 forages d'une dizaine de mètres de profondeur ont été creusés dans le plancher de la carrière pour rejoindre la cavité sous-jacente (*cf. Rapport interne BTD*). Parmi les forages, un seul a atteint la galerie topographiée lors des premières explorations en 1969 (*Figure 4.19*). Les spéléologues accèdent alors à la cavité et complètent le relevé topographique du réseau (Karanouh R. et *al.*, 2004).

Depuis 2008, la construction d'un barrage (*Figure 6.20.*) par l'Office des Eaux de Beyrouth et du Mont-Liban (OEB), dans le réseau même d'el Kassarat permet de capter les eaux de la rivière souterraine pour alimenter l'agglomération de Beyrouth en eau potable. Ces nouveaux aménagements ont amené à modifier l'entrée principale de Mgharet el Kassarat (*Figure 4.21.*). Ceci est dû principalement aux remblais qui obstruent l'ancienne galerie d'entrée (*Figure 4.22.*) et affectent les modalités de l'écoulement, modifiant la sédimentation du matériel alluvial amené par la rivière souterraine.



Figure 4.21. La chambre de l'Office des Eaux de Beyrouth et du Mont-Liban est construite sur l'entrée actuelle du réseau d'el Kassarat. Un forage de 4 m de diamètre et de 16 m de profondeur donne accès au toit de la galerie « de la Rivière », à 150 m. du siphon terminal (Cliché C. Nehme).



Figure 4.22. Après la redécouverte du réseau d'el Kassarat en 1996, l'entrée (flèche blanche) du réseau se faisait par un deuxième drain, large et baptisé actuellement « galerie de la nouvelle entrée ». Située dans le prolongement de la grande salle détruite, celle-ci faisait 260 m de développement avec une voûte allant jusqu'à 4 m de hauteur. Son fonctionnement en trop-plein lors des périodes de crues et l'obstruction de son entrée par les gravats de la carrière ont quasiment colmaté le drain, conduisant vers une redistribution des dépôts au sein du réseau (Cliché C. Nehme).

2.2.1. DESCRIPTION DE LA CAVITE

Deux réseaux majeurs composent ce réseau spéléologique : la grotte de l'Ours (600 m) et le réseau d'el Kassarat (3.854 m). La grotte de l'Ours est ainsi nommée du fait de la découverte de restes d'ossements attribués à un ours des cavernes (Hakim B. et Karkabi S., 1988). L'entrée de cette grotte est aujourd'hui obstruée. Elle donnait accès à une galerie ornée de concrétions suivie d'une autre, accidentée par des effondrements.

Le réseau d'el Kassarat est encore accessible, grâce à l'accès artificiel aménagé par l'Office des Eaux de Beyrouth (puits de forage). L'entrée naturelle se situait auparavant au niveau de la « grande galerie d'accès », de 260 m de développement (Figure 4.22.). Cette galerie, drainée par la rivière souterraine, et son prolongement vers la galerie de l'Ours, d'orientation NO-SE, fonctionnent comme un trop-plein de la zone noyée du système karstique du Fouar Antélias, notamment en période de crue. Actuellement déconnectée de la galerie de l'Ours et barrée par les remblais de la carrière, cette galerie connaît de fortes variations de mise en charge. Ses dépôts remontent aujourd'hui, jusqu'à la galerie « Sèche », située en rive droite de la rivière (Figure 4.19.).

La galerie d'el Kassarat est l'un des principaux réseaux actifs visibles du système du Fouar Antélias (Figure 4.19.). Elle se compose de : la galerie « de la Rivière » (550 m), orientée E-O (Figure 4.23) ; la galerie « de l'Affluent majeur » (659 m), orientée NE-SO (Figure 4.26.) ; la galerie « de l'Affluent supérieur » (1.098 m) qui se développe selon une direction E-O. Les galeries « des Affluents supérieur et majeur » se rejoignent au niveau de la salle « de Jonction » (Figure 4.25.) pour former la galerie « de la Rivière ».

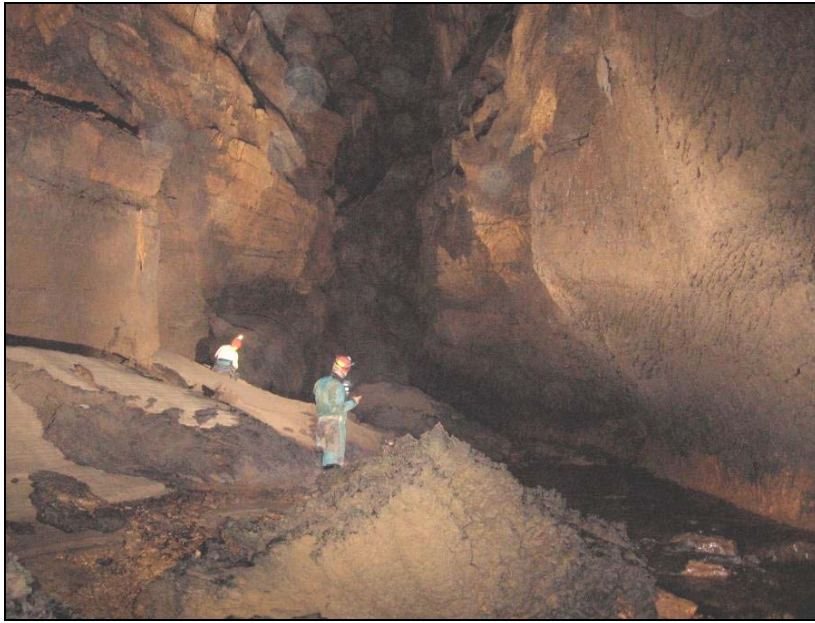


Figure 4.23. La galerie « de la Rivière » en amont du barrage. Nous relevons une berge de sables à gauche de la galerie et la rivière souterraine coulant à droite du drain. Au premier plan et à l'arrière-plan de la photo, des blocs effondrés sont érodés et transportés par la rivière souterraine. Cette galerie méandriforme fait 25 m. de hauteur (Cliché G. Hneineh).

Ces trois conduits sont parcourus par des écoulements souterrains qui alimentent le siphon terminal du réseau pour ressortir dans le Fouar Antélias.

La galerie « de la Rivière » est un canyon étroit et haut de 30 m. Une suite de cascades et de rapides intercalés de blocs effondrés jalonne le parcours de la rivière (Figure 4.23.).

On observe des galeries perchées situées à plus de 10 m de hauteur par rapport au plancher de la rivière. La plus connue est la galerie « des Présidents » riche en dépôts détritiques (sableux et argileux) et formations carbonatées de diverses formes. Deux autres galeries fossiles, situées à proximité, se développent au ras du plafond du canyon. Elles sont également remplies de dépôts détritiques, mais restent difficilement accessibles.

La continuité morphologique du canyon est interrompue par un important chaos de blocs qui a barré le passage de la rivière. Cet amas de blocs provient essentiellement de l'effondrement de la voûte de la galerie qui s'élève à ce niveau à 35 m de hauteur (Figure 4.24). Ce barrage de blocs est probablement à l'origine de l'accumulation des dépôts fluviatiles dans la salle « de Jonction », située en amont de la salle « d'Effondrement » (Figure 4.25.). La rivière souterraine coule actuellement sous le chaos de blocs.



Figure 4.24. Le sommet de la grande salle « d'Effondrement » révèle un amas de blocs effondrés du plafond, probablement dû au rejeu des réseaux de failles dans la salle. Nous remarquons à gauche de la galerie, le plan net d'une des failles du secteur. Le talus de blocs s'élève à 35 mètres de hauteur et recouvre la partie basse de la galerie. Ce blocage spéléomorphologique a joué un rôle majeur dans la modification du tracé du chenal de la rivière (Cliché C. Nehme).



Figure 4.25. La salle « de Jonction » donne accès aux deux affluents de la rivière souterraine du réseau d'el Kassarat. A gauche de la photo, nous remarquons le début de « l'Affluent supérieur » amenant au siphon nord de la galerie. Le drain situé à droite de la photo correspond à « l'Affluent majeur » alimenté par le siphon sud du réseau. Nous observons un talus sableux à gauche de la salle, qui a probablement colmaté la quasi-totalité du drain. Ce remplissage s'est effectué au contre-haut du talus rocheux de la salle « d'Effondrement ». Notons aussi, à droite de la salle, une phase de colmatage ou de départ du matériel meuble, suite à la mise en fonction d'une capture de « l'Affluent supérieur » par « l'Affluent majeur » qui draine l'écoulement sous la salle « de Jonction ». Les deux drains majeur et supérieur sont creusés dans le plan du pendage légèrement incliné vers la droite (Cliché S. Jaillet).

La salle « de Jonction » présente un paysage endokarstique différent de celui du canyon souterrain. Elle est le siège d'une accumulation de formations alluviales encore visibles sur la paroi nord de la salle (Figure 4.25.). On distingue des dépôts sableux et des galets couverts partiellement de concrétions et de blocs effondrés de la voûte. On note, au SO de la galerie, un lit plurimétrique de galets qui recouvre le parterre sableux. Les parois de la salle sont, quant à elles, couvertes de microformes de creusement également visibles le long de la voûte non-effondrée.

La salle est actuellement traversée par un écoulement provenant de « l'Affluent supérieur » et qui rejoint « l'Affluent majeur ». Cet écoulement (N-S) va à l'encontre du sens de l'écoulement de la rivière souterraine (E-O). Lors des périodes de crues, ce secteur se retrouve partiellement ennoyé. Depuis la salle « de Jonction », nous remontons « l'Affluent majeur » (Figure 4.26.). La morphologie du drain est en conduite forcée et contient peu de matériel détritique et alluvial.



Figure 4.26. « L'Affluent majeur » conduit vers la capture et le siphon sud du réseau. Nous remarquons un banc de sables tassés à gauche de la photo. Ce niveau récent de remplissage était précédé d'anciennes phases de colmatage dont nous remarquons les traces sur les parois droites de la galerie. La flèche indique le sens de l'écoulement des flux provenant de « l'Affluent supérieur » et qui rejoignent « l'Affluent majeur » (Cliché T. Egho).

Les formes de creusement en régime (épi) noyé sont visibles (coupes de plafond, coups de gouge, etc...) le long de la voûte. La quasi-totalité des écoulements souterrains s'écoule dans ce réseau et est drainée par une petite conduite forcée, située au début de l'affluent, pour rejoindre la galerie « de la Rivière ». Le chenal de l'affluent montre une suite de cascades et rapides et se termine par le siphon sud (Figure 4.27.). Les plongées effectuées dans le siphon (Farra F., 2005) ont révélé une série de conduits de faible diamètre, totalisant 315 m de développement.



Figure 4.27. Le siphon sud du réseau se situe à 280 m de la salle « de Jonction ». Nous relevons un banc de galets pluri-métriques à droite de la photo. Il est probable que les dépôts de galets de la salle « de Jonction » proviennent essentiellement du siphon sud lors de crues majeures. Les campagnes de plongée effectuées par T. Comaty, dans ce siphon, ont révélé plus de 315 m de boyaux (Cliché G. Hneineh).

L'accès à « l'Affluent supérieur », depuis la salle « de Jonction », donne sur une série de réseaux anciennement colmatés par des dépôts détritiques qui ont été en partie recreusés par les écoulements les plus récents (Figure 4.28.). Nous observons également des barrages morphologiques, similaires à celui de la salle « de Jonction », et qui ont amené à un creusement de court-circuit de conduits. La galerie « Martin », de 176 m. de développement, et la salle « de la Faille » (Figure 6.29) se trouvent aujourd'hui perchées par rapport au niveau de « l'Affluent supérieur ». Elles sont marquées par des processus d'effondrement et de soutirages



Figure 4.28. L'écoulement provenant du siphon nord du réseau d'el Kassarar est moins compétent que celui du siphon sud. Nous remarquons des formes pariétales relevant le creusement en mode noyé de « l'Affluent supérieur ». Des dépôts argileux et silteux rejoignent le niveau repère de remplissage du drain observable de part et d'autre de la galerie. Le recreusement du remplissage relève de la dernière phase morphogénétique de « l'Affluent supérieur » (Cliché T. Comaty).



Figure 4.29. La salle « de la Faille » correspond à la plus grande salle du réseau. Avec plus de 223 m de longueur, elle montre deux plans de failles dont l'un est nettement visible à gauche de la photo. Cette salle est actuellement légèrement perchée par rapport au siphon nord. Paradoxalement par rapport au paysage habituel, des formes pariétales d'écoulement sur la paroi, à droite, et des galets sous les blocs effondrés suggèrent de nouvelles hypothèses. La salle a été probablement alimentée par un écoulement provenant d'un siphon au fond de la galerie. Aujourd'hui inactif, le paléo-siphon n'est qu'un ensemble de lacs ornés de concrétions et baptisé la salle « des Seins ». (Cliché : Comaty. T.)

2.2.2. INTERETS DU SITE

Mgharet el Kassarat possède plus de 4,6 km de galeries. Sa disposition complexe sur un réseau de failles, la diversité des conduits (secs et actifs) et la présence d'épais remplissages détritiques à l'arrière de chaos de blocs effondrés sont quelques uns des témoins d'une histoire spéléogénique riche qui se raccorde aux parties les plus récentes du système du Fouar Antélias (Hakim B. et Karkabi S, 1988 ; Labaky W., 2005). L'étagement des réseaux, la diversité des formes, des remplissages et la connexion actuelle de ce drain avec la résurgence du système karstique de la vallée (niveau de base karstique) sont les éléments qui nous ont amenés à retenir Mgharet el Kassarat comme site principal pour notre recherche.

Les études et les rapports des spéléologues se sont limités à l'interprétation descriptive de la genèse de la cavité. Notre approche s'inscrit dans la continuité des recherches déjà entamées, mais présente une étude analytique dans la définition des phases de genèse de ce réseau, leur interprétation et leur insertion dans le cadre karstogénique et morphogénique de la vallée d'Antélias.

§ § § § § § §

III- AUTRES SITES COMPLEMENTAIRES

La reconstitution morphogénique de la vallée d'Antélias, basée sur les archives karstiques, nécessite une lecture la plus globale possible pour tenir compte des différentes caractéristiques de son système karstique. Il est, de ce fait, utile de prendre en compte les différentes cavités présentes dans notre secteur d'étude. L'état de connaissance actuelle du karst d'Antélias permet de dénombrer dix réseaux spéléologiques localisés, explorés et/ou publiés. Les campagnes de prospection effectuées ont permis de recenser une petite perte (6 m), située dans la localité de Bsalim, et trois gouffres (Houet Jihad, Houet Qornet Chaouâne et Houet el Aatchâné), localisés à l'amont du bassin, mais dans un réseau relativement éloigné du canyon principal. Une nouvelle campagne de prospection dans le cadre de notre recherche a permis de mettre à jour la base de données spéléologiques de l'ALES : d'anciennes découvertes ont été obturées (Houet Hobeika), d'autres, nouvelles, complètent la liste des grottes présumées. La première est Mgharet Antélias, petite grotte de 40 m de longueur, assimilée à une fente élargie par dissolution et ornée de dépôts carbonatés (Karanouh R. et *al.*, 2009). Une deuxième cavité (Mgharet el Dahr), sur la rive droite du Nahr Antélias, correspond à une pseudo-cavité d'une quinzaine de mètres (Nehme C., *Rapport interne ALES*, 2010). Ces deux cavités ne montrent pas de formes morphogéniques liées à différentes phases de creusement et présentent, de ce fait, peu d'intérêt karstogénique pour notre étude. Les sites karstiques retenus sont donc la grotte dite « 22 April » (103 m), découverte en 2007 (Jabbour-Gédéon B. et *al.*, 2009), et celle de Nabaa el Chataouieh, découverte dans les années 1950.

3.1. MGHARET NABAA EL CHATAOUIEH

La découverte de Mgharet Nabaa el Chataouieh remonte à 1954. Elle est localisée sur la rive gauche du Nahr Antélias à 50 m d'altitude. Elle possède un développement horizontal de 700 m selon les rapports des spéléologues qui l'ont visitée (Metni M., 2008). Aucune topographie n'a été faite. Les seuls documents montrant l'état originel dans laquelle elle a été découverte sont les photos publiées à partir des archives du Spéléo-Club du Liban. Nous nous sommes contentés des écrits spéléologiques qui décrivent cette galerie avant son obstruction totale par des remblais (*Figure 4.30.*).

A la fin des années 1960, une route construite au-dessus des deux entrées de la cavité barre l'accès à la grotte. A la fin de la guerre civile, des expéditions spéléologiques ont été à nouveau entreprises dans la vallée d'Antélias, mais l'entrée de Nabaa el Chataouieh reste introuvable. En 1998, une prospection, menée par des membres du Spéléo-Club du Liban dans les carrières d'Antélias, a été l'occasion de retrouver une nouvelle entrée. Dès lors, plusieurs campagnes se sont succédées pour déblayer une partie des remblais. Au total, 400 m de développement ont été redécouverts. Mais aucune topographie n'a été levée lors de ces expéditions, cela étant probablement dû aux conditions difficiles de progression spéléologique dans un nappage argileux.

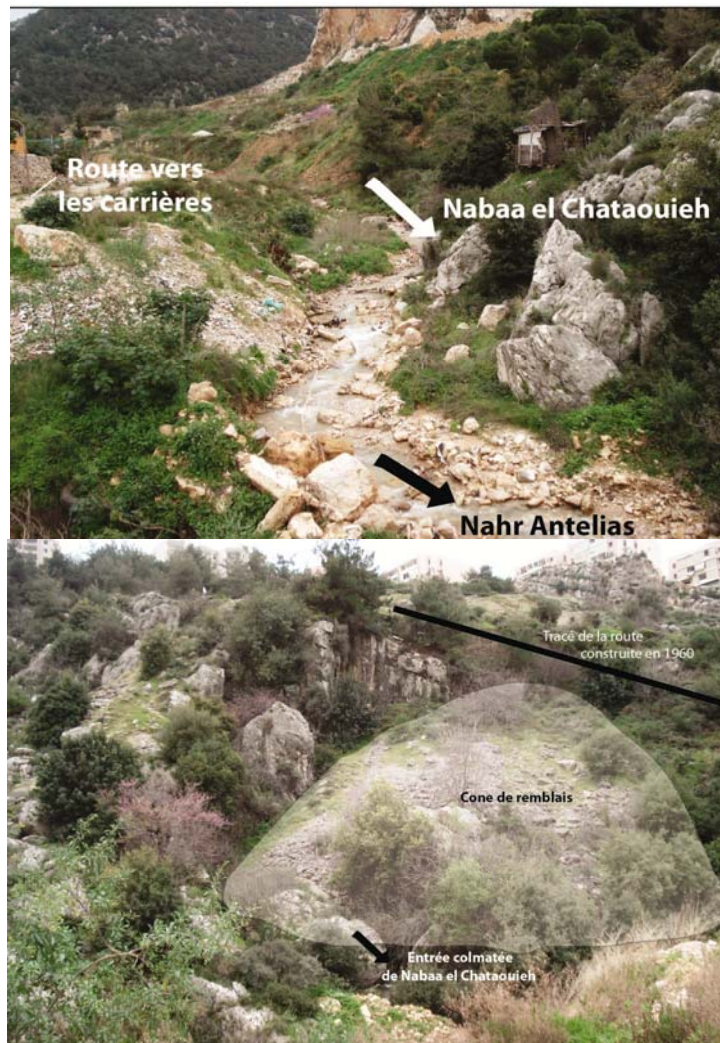


Figure 4.30. La première photo montre l'ancienne entrée de la grotte de Naba el Chataouieh, située sur la rive gauche du Nahr Antélias. Durant les périodes de crue, la source de Naba el Chataouieh devient active et alimente le fleuve. La deuxième photo, prise de face, montre le cône d'éboulis engendré par les travaux du tracé de la route et qui a obstrué l'entrée de Naba el Chataouieh (Cliché T. Comaty).

L'état des connaissances actuelles sur ce drain souligne que cette cavité pourrait être un exutoire temporaire lors de la saison de pluies, d'où son nom de « Naba » ou « source ». Elle est située sur la rive gauche de Nahr Antélias et l'orientation du drain est ONO-ESE.

3.2. LA GROTTTE « 22 APRIL »

Découverte en 2007, Mgharet « 22 April » doit ses deux entrées à l'extension de la carrière qui a détruit une partie de la cavité (Jabbour-Gédéon B et *al.*, 2009). C'est dans ce même front de taille que s'ouvre Mgharet Kanaan. La grotte « 22 April » s'ouvre à près de 89 m d'altitude (Jabbour-Gédéon B. et *al.*, 2009) et a un développement de 103 m (Figure 4.31.).

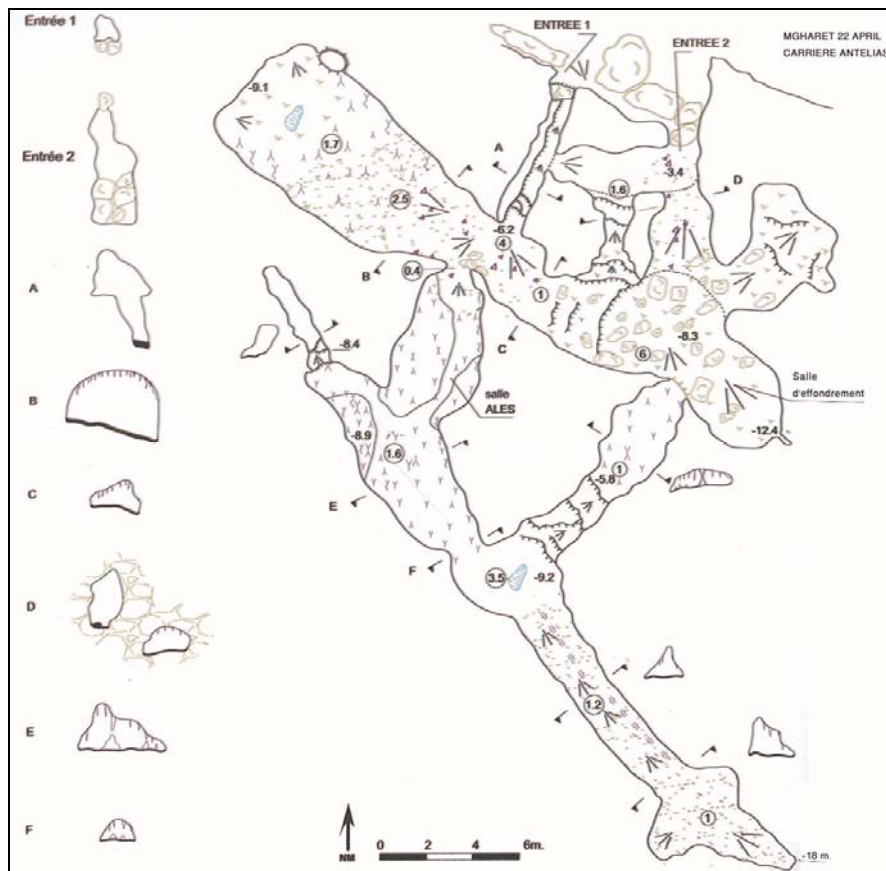


Figure 4.31. La topographie de Mgharet « 22 April » levée et complétée par les membres de l'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques. Elle montre deux boyaux majeurs d'orientation NO-SE et recoupés par deux autres plus étroits, d'orientation NE-SO. Ce petit réseau de 103 m. de développement a été creusé sur un entrecroisement de diaclases ou de failles (In Jabbour-Gédéon B. et al., 2009).

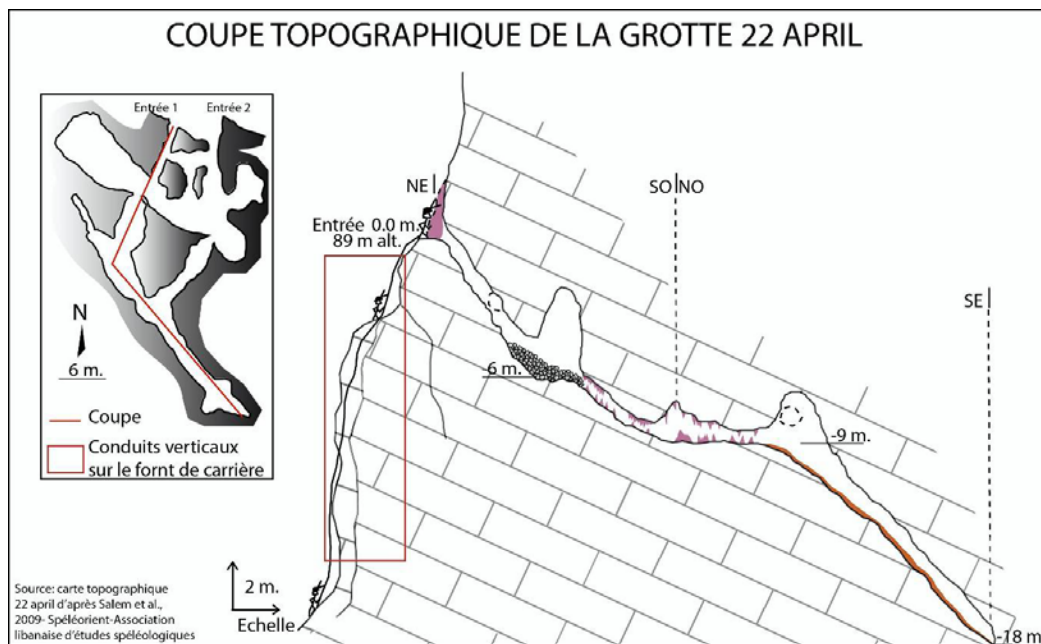


Figure 4.32. La coupe topographique de Mgharet « 22 April » révèle une suite de boyaux creusés sub-verticalement.

La coupe de la *Figure 4.32* replace la grotte dans son contexte géologique. Contrairement à Mgharet Kanaan, Mgharet « 22 April » ne montre pas un développement de conduits horizontaux, mais se caractérise par un réseau de petits boyaux creusés sub-verticalement (*Figure 4.33*). Elle est actuellement le siège de dépôts carbonatés. La *Figure 4.32* montre, en effet, une correspondance altitudinale entre le drain de Mgharet « 22 April » et des conduits verticaux visibles sur le front de taille de la carrière (*Figure 4.34*). Ils se situent entre 90 et 70 m, sous le niveau altitudinal de Mgharet Kanaan (98 m).

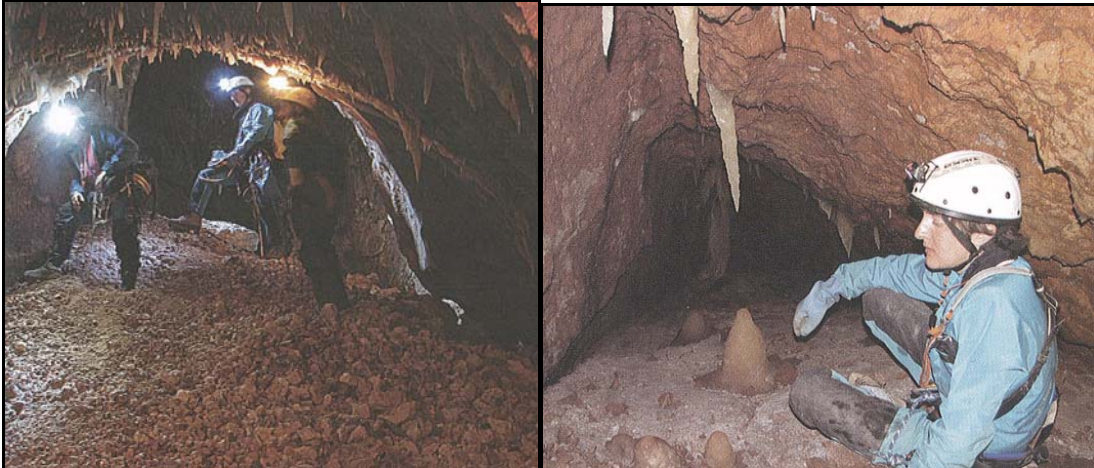


Figure 4.33. Photo de gauche : galerie principale de Mgharet « 22 April ». Nous remarquons la forme pariétale du creusement du drain, au niveau du plafond scellé par des stalactites (Cliché B. Jabbour-Gédéon). Photo de droite : galerie médiane de Mgharet « 22 April ». Elle donne accès au boyau argileux au fond du réseau (Cliché B. Jabbour-Gédéon).



Figure 4.34. Front de la carrière Kanaan. Les flèches indiquent les entrées de Mgharet « 22 April ». Dans la partie gauche de la photo, au niveau de la paroi de couleur plus claire, on remarque la présence d'un conduit karstique sub-vertical entrecoupé par des tronçons courbes. Ces conduits correspondent-ils à des paléo-siphons et rejoignent-ils le creusement vertical de « 22 April » ? (Cliché : B. Jabbour-Gédéon)

CONCLUSION

Le choix de la vallée d'Antélias est dû à la présence de cavités à la fois accessibles et porteuses d'informations spéléogéniques et karstogéniques. Deux cavités ont retenu plus particulièrement notre attention pour leur étagement à des niveaux différents de karstification : la grotte Kanaan et celle d'el Kassarat-Nabay.

La grotte Kanaan, par sa position perchée à 100 m d'altitude, présente un conduit qui n'est pas en adéquation avec le dispositif géologique (sub-horizontalité de la galerie). Ce réseau peut être un témoin d'une ancienne phase de karstification dans un contexte paléogéographique différent de l'actuel. L'analyse morphologique de la cavité devra permettre de déterminer si celle-ci possède des témoins karstogéniques permettant de reconstituer sa genèse.

Le réseau d'el Kassarat-Nabay présente un large spectre de formes et dépôts. Située entre 57 et 100 m d'altitude, le réseau se développe dans les zones vadose, subnoyée et noyée du système d'Antélias. L'analyse spéléogénique de l'ensemble du réseau, tout en retenant des sites clés, tels que les salles « de Jonction-Effondrement », permet de reconstituer les phases de creusement du canyon souterrain et de définir les phases de stationnement du niveau de base karstique (exutoire du Fouar Antélias) en fonction de l'enfoncement du réseau hydrographique.

Des sites complémentaires ont été retenus comme la grotte « 22 April », dans la mesure où celle-ci témoignerait d'une phase de creusement postérieure. L'analyse spéléogénique de ce site, couplée aux observations de surface, permettra de définir des premières hypothèses sur l'évolution du drainage karstique du système en fonction de la migration du niveau de base.

CHAPITRE 5: LES APPORTS SPELEOGENIQUES ET KARSTOGENIQUES DE MGHARET KANAAN

INTRODUCTION

Nous considérons que le karst enregistre, aussi bien au cours de sa genèse que de son évolution, des informations d'ordre paléogéographique et paléoenvironnemental (Delannoy J.J., 1997). Dans le cadre de notre recherche doctorale sur le karst et sur ses apports multiples dans les enseignements géographiques et environnementaux, deux vallées karstiques (Nahr el Kelb et Nahr Antélias) ont été retenues comme sites d'étude. Mgharet Kanaan figure parmi les cavités les plus intéressantes de la vallée d'Antélias. Située sur la rive gauche du Nahr Antélias et recoupée par un front de carrière, Mgharet Kanaan se développe sur 162 m et s'élève à 98 m d'altitude. Notre intérêt pour cette cavité est lié à sa richesse en dépôts et formations endokarstiques et, surtout, à ses formes pariétales de creusement bien conservées (Nehme et *al.*, 2009c, 2009d). Les premières observations ont souligné la non-conformité du développement sub-horizontale du drain au pendage général. L'analyse morphologique de la cavité vise à déterminer si celle-ci possède des témoins karstogéniques liés à d'anciennes phases de karstification.

Partant de ce constat, nous mènerons, dans la première partie de ce chapitre, une étude spéléogénique de la grotte Kanaan qui est à même de nous renseigner sur l'évolution du contexte géomorphologique dans lequel elle se développe. Cette étude repose sur les informations contenues dans la cartographie géomorphologique détaillée que nous avons réalisée. Elle a également permis l'identification de différentes étapes de mise en place de la cavité.

Dans la deuxième partie, nous compléterons la démarche cartographique par d'autres modes d'acquisition des données, comme l'imagerie du dépôt, la tomographie électrique et la reconstitution volumétrique et spatiale du remplissage détritique. Ces méthodes ont permis d'affiner et de compléter les différentes phases de creusement de la cavité. L'analyse spéléogénique menée confère à Mgharet Kanaan un rôle de témoin majeur d'une ancienne phase de karstification dans un contexte paléogéographique différent de l'Actuel, en lien avec une ancienne phase d'enfoncement du réseau hydrographique.

En troisième lieu, l'étude détaillée des dépôts de la salle « d'Effondrement-II » a permis de traiter de leur mise en place en lien avec les écoulements qui parcouraient alors la cavité. L'étude géomorphologique a également permis de retracer les différentes étapes morphogénique de cette salle. Enfin, les datations de spéléothèmes ont permis de caler chronologiquement les dernières phases de spéléogénèse de la grotte.

Dans la dernière partie, une analyse sur l'apport karstogénique de Mgharet Kanaan renseignera sur quelques phases de l'évolution paléogéographique de la vallée d'Antélias.

I- LA RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DE MGHARET KANAAN

Afin de décrypter les différentes phases spéléogéniques de cette cavité, nous sommes passés par la réalisation d'une cartographie géomorphologique à haute résolution. Celle-ci a permis, à la fois, de discriminer les différents processus à l'origine des formes et des dépôts présents sous terre et de traiter leur emboîtement spatio-temporel. Au delà de la distribution spatiale des phénomènes souterrains, la cartographie géomorphologique a eu également pour objet de poser le cadre d'une chronologie relative des événements qui ont marqué la genèse de la cavité.

L'intérêt de cette démarche est, au travers de la discrimination des processus spéléogéniques, d'appréhender les facteurs extérieurs (géologiques, eustatiques, environnementaux...) responsables des différentes phases spéléogéniques qui ont pu être identifiées. Pour mener à bien cet objectif, le relevé des différents indices spéléogéniques a été réalisé, avec la production d'une carte géomorphologique détaillée. Celle-ci a été menée en deux étapes : la première, en 2007 (Nehme C. et *al.*, 2009a, 2009b) et la seconde, en 2010 (Nehme C. et *al.*, 2009d).

1.1. LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DE MGHARET KANAAN : UNE LECTURE SPATIO-TEMPORELLE EMBOITEE DES DEPOTS ET DES FORMES

1.1.1.METHODE MISE EN PLACE POUR LA REALISATION DE LA CARTOGRAPHIE DE KANAAN

Quatorze séances de terrain ont été organisées avec l'ALES (Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques) durant l'été et l'automne 2007 pour réaliser la topographie et les relevés cartographiques. Cette période d'acquisition de données et d'observation du terrain a été suivie de traitements de données sur un S.I.G. et de campagnes de vérification des cartes élaborées sur le terrain. Le levé topographique de la grotte Kanaan a été réalisé au 1/200^e. Les relevés topographique, puis cartographique, ont été saisis dans un Système d'Information Géographique (ArcGIS) avec une table attributaire servant de base de données pour l'inventaire des objets géomorphologiques de la cavité. Ces différents objets ont été identifiés par table de requête, selon le type de représentation (contour, rupture de pente topographique, etc...) et selon le type de dépôt (blocs, stalagmites, planchers, dépôt détritique, etc...). Douze couches S.I.G. ont ainsi été produites. A partir du traitement des données sur S.I.G., nous avons redessiné le contour de la cavité, traité les objets relevés par classe de données et produit une série de cartes, à partir desquelles la schématisation graphique a pu être progressivement affinée par superposition de couches graphiques. La *Figure 5.1* met en avant l'ensemble de la démarche depuis le lever topographique jusqu'à la cartographie géomorphologique finale de Mgharet Kanaan.

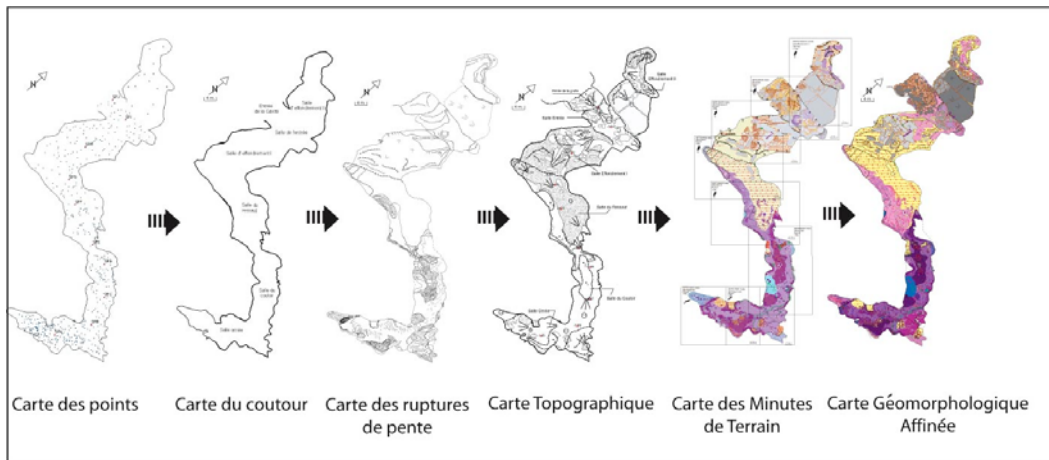


Figure 5.1. La transformation de l'espace endokarstique depuis le relevé topographique jusqu'à la cartographie géomorphologique, en passant par les différentes étapes d'habillages sémiologiques.

La légende reprend pour l'essentiel les symboles conventionnels de la cartographie géomorphologique (Delannoy J.J., 1981) et de ses récentes adaptations (Delannoy J.J. et al., 2001, 2004). Des symboles spécifiques ont été créés pour prendre en compte certains phénomènes observés dans la grotte Kanaan, parce qu'ils n'ont pas pu être traités par les symboles conventionnels : le cas des traces de glissement de gros blocs (stries parallèles) encore visibles sur le sol argileux de la cavité en est un exemple.

La légende (cf. Chapitre 3, Partie I) a été structurée en six entités (cf. carte hors-texte):

- a- la topographie et le cadre litho-structural (en noir),
- b- l'hydrologie (en bleu),
- c- les formes liées aux écoulements (en vert),
- d- les dépôts détritiques (à plat jaune),
- e- les formations gravitaires (contour marron des objets cartographiés),
- f- les formations chimiques ou carbonatées (en violet-rose).

1.1.2. RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DE MGHARET KANAAN

La cartographie géomorphologique et les coupes sériées ont permis de relever les indices (morphologies, dépôts, microformes) qui mettent en évidence les différents processus spéléogéniques ayant participé à la genèse et à l'évolution morphologique de la cavité. Il s'agit ici de replacer les événements spéléogéniques dans un cadre chronologique.

Les indices permettant de retracer le creusement initial de la grotte sont peu présents dans la morphologie actuelle de la cavité. Paradoxalement, là où ils sont les plus lisibles, c'est de part et d'autre de la salle « d'Effondrement ». Dans le reste de la cavité, le réajustement postérieur en voûte d'équilibre et l'abondant concrétionnement rendent délicate la lecture des morphologies « initiales » de la cavité. C'est dans la salle « de Jonction » (au niveau du ressaut donnant sur la salle « d'Effondrement-II ») que les témoins spéléogéniques les plus anciens sont les plus nombreux et les plus visibles. Sur la Figure 5.2., on relève les éléments suivants :



Figure 5.2. Cette photo du plafond de la grotte Kanaan (entre la galerie « de l’Effondrement-I » et la salle « du Ressaut ») montre des éléments majeurs pour la reconstitution spéléogénique. On relève, au premier plan, le plafond dont la planéité n’est pas d’ordre géologique (cf. le pendage des couches à l’arrière-plan), mais génétique : les vagues de dissolution et l’encoche latérale (au-dessus du personnage) soulignent l’ancien conduit phréatique. De par son fonctionnement paragénétique, il faut imaginer que, sous le conduit phréatique (encore visible au plafond), existait un remplissage argileux qui s’est déposé lors du fonctionnement en drain de la grotte Kanaan (Cliché B. Sadier).

- (i) le caractère horizontal du plafond qui n’est en rien conforme au pendage des assises calcaires ;
- (ii) des encoches pariétales en connexion topographique avec le plafond subhorizontal ;
- (iii) un placage argileux sur les parois dont le sommet correspond à la base des encoches pariétales (Figure 5.4., colonne de droite).

On relève dans ce secteur que le placage argileux est le témoin visible d’un ancien niveau de remplissage, encore présent dans le fond de coupes et d’interstices de paroi. On note également sur la paroi est de la salle « du Ressaut » l’existence de discrètes banquettes-limites (Figure 5.3.), ainsi que des cupules de paroi. L’ensemble de ces éléments permet de mettre en avant un ancien creusement de la cavité en régime noyé. La présence d’un important remplissage argileux, de banquettes-limites, et la morphologie plane du plafond, associée à des encoches pariétales, suggèrent un fonctionnement paragénétique et un creusement ascendant du conduit « initial » (Renault P., 1967, 1970) au fur et à mesure de la sédimentation des particules fines, à l’exemple d’un remplissage argileux rythmé (Lignier V., 2001 ; Perroux A.S., 2005 ; Jaillet S. et *al.*, 2007).



Figure 5.3. Cette vue des parois de la galerie « du Ressaut » (sur le rebord de la salle « d’Effondrement-II ») permet de souligner différentes morphologies anciennes de la grotte Kanaan, contemporaines de son fonctionnement en drain phréatique. On relève la présence de vagues d’érosion qui permettent de reconstituer le sens du courant et la vitesse des eaux qui circulaient dans cet ancien conduit. Sont également visibles sur cette paroi des banquettes-limites, qui permettent de reconstituer les anciens niveaux de remplissage paragénétique. La topographie de ces banquettes est indépendante du pendage : elle est liée aux anciens niveaux de remplissage argileux qui, au fur et à mesure du fonctionnement du drain, ont entraîné une dissolution préférentielle de la partie supérieure du conduit (Cliché B. Sadier).

On associe à ce creusement les profondes coupoles de plafond qui correspondent systématiquement au recouplement par le drain de fractures (Figure 5.4., colonne de gauche). La morphologie du drain noyé variait selon le degré de fracturation : là où les fractures sont présentes (partie sud-est de la cavité), le conduit devait s’apparenter à un trou de serrure inversé (amples coupoles de plafond). Dans les secteurs où la densité de fractures est moindre (secteur nord-ouest), le drain s’apparente à un conduit subhorizontal d’une trentaine de centimètre de hauteur et d’une dizaine à une vingtaine de mètres de large (Figure 5.4., colonne de droite). Malgré l’évolution et les réajustements postérieurs (Figure 5.5.), cette différenciation morphologique se devine toujours dans la physionomie actuelle de la cavité.

Il est intéressant de relever que, malgré la taille imposante de certains secteurs actuels de la grotte (cf. salle « d’Effondrement-II »), le creusement initial en régime noyé n’a pas nécessité une importante quantité d’eau, compte tenu du caractère synchrone du remplissage argileux (base du conduit) et du creusement du drain (sommet du conduit). Le fonctionnement paragénétique suppose, par ailleurs, des écoulements lents au sein du drain noyé.

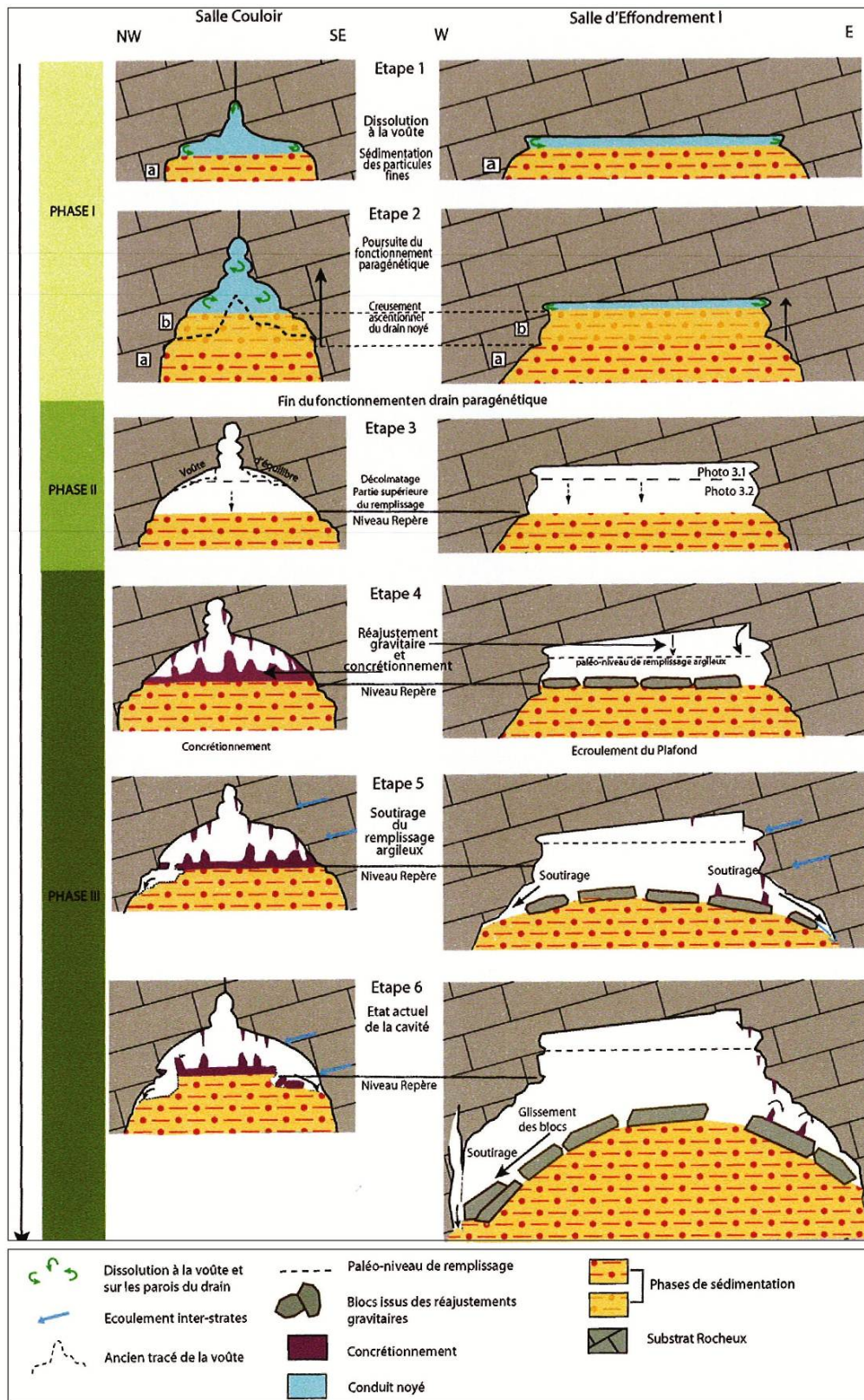


Figure 5.4. Evolution schématique des conduits noyés de la grotte Kanaan en présence ou non d'une fracture : à gauche, celle des salles « du Ressaut » et « Ornée » ; à droite, celle des salles « d'Effondrement I et II ». Les différents stades d'évolution relevés à partir de la cartographie géomorphologique sont représentés. La lecture se fait de haut en bas (du plus ancien au plus récent).

Il est intéressant de relier cette dynamique d'écoulement à la taille des cupules de paroi présentes sur le pourtour du drain (Figure 5.5.). On sait que leur taille est liée à la vitesse d'écoulement (Curl R.L., 1966 ; Lismonde B. et Lagmani A., 1987a ; Slabe T., 1995). Les mesures réalisées indiquent que la vitesse de l'écoulement dans le drain noyé de Kanaan était relativement faible, de l'ordre de 13 cm/s en moyenne. Ces cupules de paroi permettent également de reconstituer le sens de l'écoulement qui se dirigeait vers le NNO, soit de l'actuel fond de la cavité vers le talweg du Nahr Antélias.



Figure 5.5. Les restes d'une coupole de plafond, visible à l'est de la salle « d'Effondrement-II ». Le foudroyage du plafond et l'effondrement des dalles rocheuses a masqué les formes pariétales de creusement de la salle (Cliché B. Sadier).

Suite à cette « première » phase, la grotte a été l'objet de différents processus morphogéniques à l'origine de sa physionomie actuelle. Ces processus n'ont pas eu les mêmes effets d'un secteur à l'autre de la cavité, ce qui explique la diversité du paysage souterrain. Pour faciliter la reconstitution spéléogénique et l'examen des différents processus morphogéniques qui ont marqué la cavité, nous allons analyser en parallèle l'évolution de la grotte à partir de deux secteurs représentatifs : la salle « du Couloir » et la salle « d'Effondrement-I » (Figure 5.4.).

Entre la précédente étape (fonctionnement en régime noyé et paragénétique) et les témoins spéléogéniques visibles dans la cavité, la grotte a connu l'évolution suivante : décolmatage d'une partie du remplissage argileux et réajustements mécaniques, à l'origine de l'agencement de la voûte d'équilibre (étape 2 : Figures 5.4. et 5.6.). Le décolmatage argileux peut être estimé à 2-3 m de hauteur, si l'on se réfère au paléo-niveau (cf. encoches pariétales) et au sommet actuel du remplissage (plancher de la salle « du Ressaut »). Il est intéressant de relever que, si l'on fait abstraction des soutirages et du concrétionnement, le sommet actuel du remplissage argileux, situé à 93 m d'altitude, est quasi horizontal sur l'ensemble de la grotte. De même, on relève que les éléments clastiques issus du réajustement mécanique, qui s'est fait dans certains secteurs de la grotte (entre salle du « Ressaut » et salle du « Couloir »), ne sont pas présents au sol. Bien que nous n'ayons pas de témoins formels, on peut envisager « une » phase d'écoulement à même d'évacuer une partie du colmatage argileux (sur 2 à 3 m de hauteur) sur l'ensemble de la cavité et de prendre en charge les éléments clastiques issus des réajustements mécaniques de la galerie. Cette étape, bien qu'hypothétique en l'absence de témoins réels, est cohérente avec les observations réalisées dans la cavité : la planéité du sommet du remplissage argileux et l'évacuation des débris clastiques suggèrent « une » phase d'écoulement. Celle-ci devait être de type vadose (écoulement à surface libre), si l'on se réfère au réajustement mécanique

et à d'anciennes générations de concrétions qui ont été régulièrement envoyées (incrustation argileuse au sein du remplissage carbonaté : cf. coulées de la paroi nord-ouest de la salle « Ornée »).

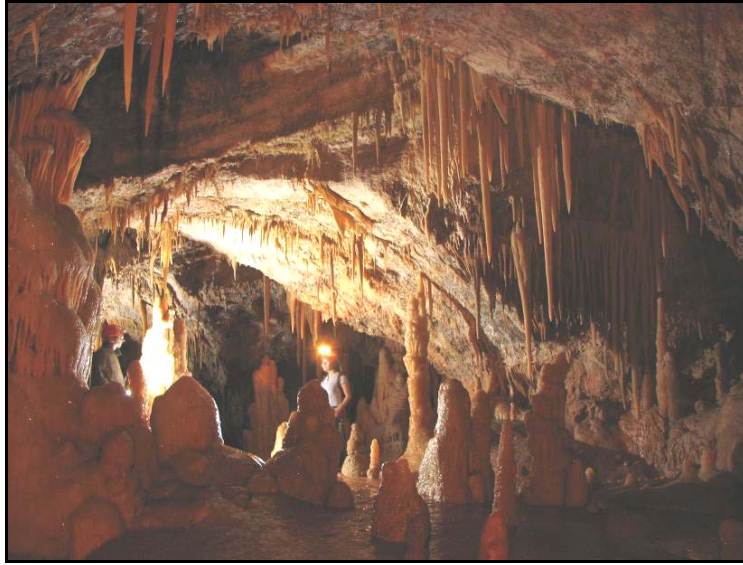


Figure 5.6. La partie médiane de la cavité présente la dernière génération de concrétionnement qui scelle les dépôts argileux de la salle « du Couloir ». Dans cette partie de la grotte, la détente mécanique a favorisé la mise en place d'une voûte d'équilibre dont on ne voit ici qu'un élément. (Cliché G. el Haibé).

1.2. LES ETAPES DE LA SPELEOGENESE DE MGHARET KANAAN

L'évolution postérieure de la cavité est plus aisée à reconstituer, grâce au niveau-repère que constitue le toit du remplissage argileux (niveau-repère 3 - plancher de la salle « du Ressaut ») et aux témoins spéléogéniques encore présents dans le paysage souterrain. On distingue trois types d'évolution selon les secteurs de la cavité :

-1- Dans tout le secteur sud-est de la grotte (cf. *colonne de gauche*, Figure 5.4.), c'est le concrétionnement qui prédomine. On peut relier cette dominante à la densité de fractures qui ont guidé les eaux d'infiltration vers le conduit karstique et favorisé ainsi le concrétionnement. Celui-ci se caractérise par des stalagmites à l'origine d'un épais plancher stalagmitique scellant le remplissage argileux sous-jacent. On relève plusieurs générations de concrétionnement, dont le concrétionnement actuel (cf. Planche 1, Pochette). Les eaux d'infiltration responsables du concrétionnement sont à l'origine des laisses d'eau qui marquent temporairement, en plusieurs points, le plancher de la cavité ; celles-ci se situent préférentiellement le long de la paroi occidentale (cf. Planche 1, Pochette) : cela est particulièrement visible dans la salle « du Ressaut ». Cette distribution spatiale n'est pas anodine : elle est l'expression d'une dynamique de soutirage du remplissage argileux qui, bien que généralisée, se traduit de manière plus ou moins importante d'un secteur à l'autre de la cavité. Dans ce secteur, cette dynamique est responsable de la fracturation des concrétions et du plancher stalagmitique, voire de soutirages ayant entraîné l'écroulement du plancher stalagmitique (cf. *soutirage au nord-ouest de la salle « du Couloir »*, Figure 5.7.). Cette dynamique de soutirage est relativement ancienne, si l'on se réfère aux anciennes générations de concrétions affectées (avec recimentations ultérieures) et aux stalagmites translitées (Sadier B. et al., 2004) (Figure 5.7.).



Figure 5.7. En plusieurs secteurs de la partie médiane de la cavité (salles du Ressaut et du Couloir), on relève la présence de soutirages. Ces soutirages constituent des « regards » sur le remplissage argileux issu du fonctionnement paragénétique de la cavité (drain d'une paléozone noyée). Au premier plan, affleurent les argiles paragénétiques (niveau repère de la figure 102). Ces argiles ont été, dans ce secteur, recouvertes par l'encroûtement stalagmitique. A l'arrière-plan, on relève que la dynamique de soutirage s'est faite en plusieurs temps : on repère sur les édifices stalagmitiques des fractures subhorizontales qui expriment un tassement du plancher stalagmitique dû au soutirage dans les argiles sous-jacentes. (Cliché : G. el Haibe)

On peut ici relever le paradoxe apparent suivant : c'est dans le secteur le plus affecté par la fracturation que les phénomènes de soutirage sont les plus discrets (par rapport à la partie nord-ouest). Cela souligne qu'il n'y a pas de relation directe entre fracturation et soutirage, notamment dans des conduits ayant connu un fonctionnement paragénétique. Le remplissage paragénétique se comporte comme un niveau imperméable gommant les effets potentiels qu'aurait pu induire la fracturation présente au plancher de la galerie. Les phénomènes de soutirage dans les anciens drains paragénétiques répondent à une autre logique : ils se situent le long du point de faiblesse hydrologique qu'est le contact remplissage/paroi calcaire (cf. secteur nord-ouest).

Figure 5.8. a et b Le foudroyage du plafond de la salle « d'Effondrement-II », par appel au vide s'est effectué à plusieurs reprises. La dernière étape est marquée par la dernière dalle rocheuse tombée sur laquelle on relève une concrétion translitée. (Cliché B. Sadier). La paroi Ouest de la salle révèle des puits verticaux (2 mètres) témoignant d'une phase de verticalisation de l'écoulement.



-2- Dans la partie nord-ouest de la cavité (cf. colonne de droite, Figure 5.4.), les phénomènes de soutirage et de réajustement mécanique sont les éléments majeurs du paysage souterrain (salles « d'Effondrement I et II »). Le relevé cartographique et les observations morphogéniques mettent en avant le caractère à la fois ancien et progressif des soutirages qui affectent la cavité. L'analyse de la salle « d'Effondrement-II » permet de faire ressortir l'évolution spéléogénique suivante :

(i) l'évacuation du remplissage argileux est responsable de l'ampleur de cette salle. Elle s'est réalisée de manière progressive en direction des soutirages qui se localisent sur les rebords de la salle, au contact des parois calcaires. Cette évacuation du remplissage argileux, *via* cette zone de faiblesse hydrologique qu'est le contact remplissage argileux/paroi calcaire, a été observée dans d'autres cavités ayant connu une évolution similaire (fonctionnement paragénétique et évolution en zone vadose sans permanence d'écoulement concentré) : on peut ici se référer à l'aven d'Orgnac où se phénomène a été bien décrit (Jaillet S. et *al.*, 2007 ; Sadier B. et *al.*, 2004 ; Hajri S. et *al.*, 2009). On relève que ce phénomène de soutirage latéral a été plus important le long de la paroi occidentale de la salle « d'Effondrement-II ». Cette localisation préférentielle s'explique aisément, si l'on considère la situation perchée de la cavité à 70 m au-dessus de l'actuel talweg du Nahr Antélias et le pendage secondaire des assises calcaires en direction de l'ouest. On relève le long de la paroi ouest la présence d'un puit (*Figure 5.8.b*) recoupant la grotte Kanaan ; ce puit est l'expression d'une phase de verticalisation du karst (postérieure au fonctionnement en régime noyé de la cavité). Dans le front de la carrière qui a recoupé Mgharet « 22 April » et Mgharet Kanaan (Jabbour-Gédéon B. et *al.*, 2009 ; Nehme C. et *al.*, 2009d), on note d'autres témoins visibles de cette phase de verticalisation karstique (*cf. Chapitre 4, Partie II*).

(ii) parallèlement au soutirage progressif du colmatage argileux, ce secteur de la cavité a été affecté par l'effondrement d'un pan de plafond ; la masse effondrée correspond à une des strates des calcaires jurassiques. Les deux salles d'effondrement coïncident avec les secteurs où le drain noyé initial s'était développé plus en largeur qu'en hauteur du fait du moindre degré de fracturation. On relève ici un nouveau paradoxe apparent : c'est là où la fracturation est la plus faible que les plus importants réajustements mécaniques ont eu lieu (effondrement du plafond). La chute de la strate doit être ici rapportée à la portée de la voûte.

Une première vision de la salle « d'Effondrement » pourrait laisser penser que les blocs tombés scellent la dépression engendrée par le soutirage dans le remplissage argileux. La cartographie géomorphologique (*cf. Planche 1, Pochette*) et l'analyse détaillée de la salle « d'Effondrement-II » indiquent que le foudroyage du plafond est relativement ancien dans l'histoire de la cavité. Les principaux arguments sont les suivants : présence de différentes générations de concrétions sur les dalles écroulées, mettant en avant un basculement progressif de celles-ci au fur et à mesure du soutirage ; traces de glissement de blocs sur le remplissage argileux (*Figure 5.9.*) ; enfin, éléments de plafond écroulé posés directement sur le niveau repère 3. Ces derniers sont visibles en différents points de la grotte : au sommet de la rupture de pente entre les salles « du Ressaut » et « d'Effondrement-II », sur le rebord nord-ouest de la salle à proximité de la salle « d'Entrée » (le long de la paroi) ; enfin, dans la salle « d'Effondrement-II », où l'on relève la même dynamique de foudroyage du plafond, la strate écroulée repose directement sur le niveau repère.

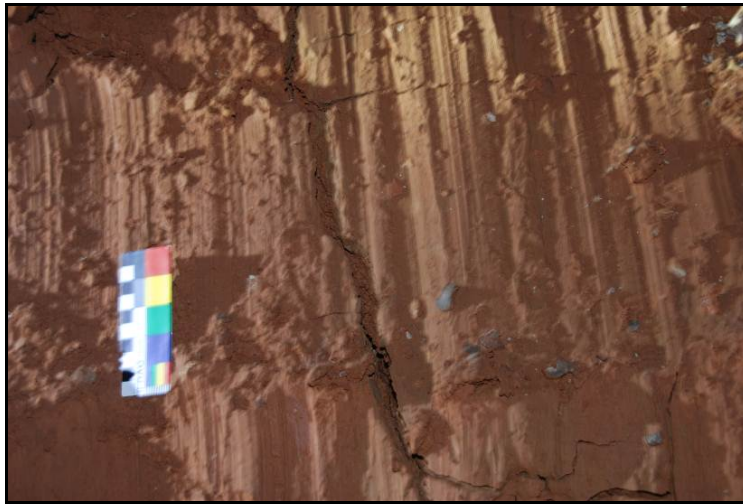


Figure 5.9. Cette photo montre des stries sur le remplissage argileux. Celles-ci sont liées au glissement d'un bloc issu de l'écroulement du plafond (cf. Figure 5.2.). La présence de ces stries est un des arguments mettant en avant que le foudroyage du plafond est antérieur à la dynamique de soutirage à l'origine de l'ampleur de la salle « d'Effondrement-I ». Ces marques, particulièrement fragiles, devraient faire l'objet d'une protection afin de les conserver (Cliché B. Sadier).

Ces différents éléments permettent de reconstituer l'évolution spéléogénique suivante pour les salles « d'Effondrement I et II » de la grotte Kanaan (Figure 5.4.). Suite à l'évacuation partielle du remplissage argileux (étape 2 ; Figure 5.4.), un pan du plafond se détache le long d'une zone de faiblesse qu'est un joint de strate. Les blocs écroulés ont reposé initialement sur le niveau repère 3 (toit du remplissage actuellement visible du remplissage argileux). Postérieurement à l'écroulement, le remplissage a été affecté par la dynamique de soutirage : celle-ci s'est réalisée de façon progressive et sur une période suffisamment longue pour pouvoir enregistrer différentes générations de concrétionnement sur les dalles écroulées (cf. *supra*, secteur sud-est). Ce soutirage a été plus particulièrement actif sur le rebord ouest : c'est dans ce secteur que la salle est la plus profonde et que l'on relève les glissements les plus « récents » de dalles tombées sur le remplissage argileux (cf. Planche 1, Pochette). Plus on se dirige vers le secteur oriental de la grotte, plus les dalles au sol semblent stabilisées, si l'on se réfère au concrétionnement relativement ancien qui les recouvrent. Le caractère légèrement translaté des stalagmites souligne des réajustements liés à l'approfondissement du soutirage.

-3- La galerie « d'Entrée » présente une morphologie chaotique liée au recoupement de la cavité par le front de la carrière. Si l'on fait abstraction des blocs écroulés à cause de l'exploitation et de la détente mécanique qui s'en est suivie, la morphologie de cette galerie est très proche de la salle « Ornée » ou de la galerie située entre la salle « d'Effondrement-II » et le terminus nord de la grotte : elle doit sa hauteur de plafond (15 à 20 m) aux profondes coupoles de plafond, qui se sont agencées en régime noyé le long d'une facture qui se lit bien sur le toit de la galerie. Sur le sol de la galerie « d'Entrée », le plancher stalagmitique est en connexion avec les édifices stalagmitiques : il scelle le remplissage argileux contemporain du fonctionnement paragénétique de la cavité (étape 1). Une étude attentive de la paroi et de la galerie « d'Entrée » en direction des salles « d'Effondrement I et II » permet de retrouver la paroi originelle de la cavité (de direction générale sud-est/nord-ouest) et de l'associer au creusement initial en régime noyé (coupoles de paroi).

De cette reconstitution spéléogénique issue de la cartographie géomorphologique, on peut retracer 3 phases majeures dans l'histoire de la grotte Kanaan (Figure 5.4.) :

-1- Etapes 1 et 2 : creusement initial de la cavité en régime noyé de type paragénétique. Au fur et à mesure du dépôt des particules argileuses, le creusement s'est concentré dans la partie sommitale du conduit. L'évacuation postérieure d'une partie du colmatage met en avant que les écoulements transitant par le drain noyé de Kanaan ont été en décroissant. Le vide creusé par les écoulements noyés est de moindre taille dans « la » phase finale du fonctionnement paragénétique que dans les phases précédentes.

Cette première phase suppose un contexte karstique différent de l'actuel, si l'on se réfère à la situation de la zone noyée actuelle du karst qui se développe à 70 m en contrebas de la grotte Kanaan (cf. position de l'émergence actuelle du Fouar Antélias).

-2- Etape 3 : suite à une cause qui reste à préciser (soulèvement tectonique et/ou abaissement eustatique), le système karstique a connu une phase de verticalisation engendrée par l'abaissement du niveau de base karstique (hydrographique et/ou marin ?). Cette phase de verticalisation s'est traduite par le creusement de réseaux subverticaux (cf. Chapitre 4, Partie III, Figure 6.34.) et par le passage de la grotte Kanaan en système vadose. C'est à cette phase que nous rattachons l'évacuation de la partie supérieure du remplissage argileux (jusqu'au niveau-repère porté sur la Figure 5.4), ainsi que la mise en place des voûtes d'équilibre. L'absence au sol des clastes et des blocs issus des réajustements mécaniques suggère la présence d'un écoulement parcourant la cavité, à même de dissoudre et d'évacuer les blocs au sol. Nous ne disposons pas de témoins formels de cet ancien écoulement. On sait, par contre, qu'un tel écoulement n'existe plus aujourd'hui au sein de la grotte.

-3- Etapes 4, 5 et 6 : trois processus ont façonné la physionomie actuelle de la cavité : le concrétionnement, l'effondrement de pans de plafond et le soutirage progressif du remplissage argileux. La cartographie géomorphologique (cf. Planche 1, Pochette) a permis de distinguer différentes épaisseurs pour chacun de ces processus. Le foudroyage du plafond s'est peut être réalisé en un seul événement. Par contre, plusieurs générations de concrétionnement sont inscrites dans la grotte et la dynamique de soutirage se caractérise, quant à elle, par une longue durée, si l'on se réfère au démantèlement d'anciennes générations de concrétions et à la redistribution des dalles écroulées dans la salle « d'Effondrement-I ». Il est intéressant de relever que cette dynamique de soutirage est à l'origine de l'agrandissement de la cavité et qu'elle prévaut sur les processus de colmatage lié aux effondrements et au concrétionnement. Le soutirage n'est ici en rien synonyme de phénomène brutal ; bien au contraire, il s'agit d'un processus progressif qui, au cours du temps, a façonné la physionomie de la cavité. Les infiltrations qui recourent actuellement la cavité, suffisent à engendrer et à maintenir cette dynamique de soutirage. Il est intéressant de relever que l'évacuation progressive du remplissage argileux permet de retrouver les parois contemporaines du fonctionnement paragénétique qui avaient été fossilisées par le remplissage argileux. Les processus subactuels (décolmatage *via* le soutirage) ont pour effet de révéler les morphologies les plus anciennes de la grotte qui avaient été « fossilisées » par le remplissage paragénétique.

§ § § § § § §

II- LA LECTURE DES DEPOTS DETRITIQUES DE MGHARET KANAAN

L'étude spéléogénique de Mgharet Kannan a identifié trois phases majeures dans l'histoire de la grotte. La première est liée au creusement originel de la cavité en régime paragénétique. La seconde montre un décolmatage du remplissage, lié à un processus de verticalisation du système karstique d'Antélias. En réponse à ce phénomène, un réajustement mécanique du plafond se manifeste par la mise en place des voûtes d'équilibre. La dernière phase se caractérise par un effondrement des strates du plafond dû au soutirage continu et lent des dépôts argileux. Le concrétionnement, scellant le remplissage, marque cette dynamique par des concrétions translitées, cassées ou décalées.

C'est au niveau des deuxième et troisième phases de spéléogénèse que des observations plus concrètes sont nécessaires : en effet, aucun bloc ou claste n'a été retrouvé sous les voûtes d'équilibre de la galerie « du Couloir », témoignant de leur réajustement mécanique. Le plancher stalagmitique surplombant le remplissage argileux ne permet pas de confirmer cette hypothèse. De même, des interrogations ont été soulevées sur la formation des voûtes d'équilibre qu'on voit difficilement dans le paysage actuel des autres parties de la grotte. Les relevés géomorphologiques dans les salles « d'Effondrement-II » et « de Jonction » identifient des blocs et pans de plafond tombés sur les dépôts argileux et qui remonteraient à la dernière étape spéléogénique de la cavité et ceci, bien après la mise en place des voûtes d'équilibres de Mgharet Kanaan. Peut-on envisager que d'anciennes voûtes d'équilibre dans la zone effondrée auraient été mises en place avant leur écroulement ? Le paysage actuel de la partie nord de la cavité ne permet pas de confirmer ou d'infirmier cette possibilité.

La cartographie géomorphologique se limite à l'observation des parois, des voûtes et des surfaces des dépôts, d'où la nécessité de mener d'autres types d'observations sur les dépôts argileux des salles « de Jonction » et « d'Effondrement II ».

L'utilisation de l'imagerie géo-électrique dans la salle « de Jonction » a pu apporter de nouveaux éléments morphogéniques.

2.1. LA SALLE DE JONCTION : APPORTS SPELEOGENIQUES DE L'IMAGERIE GEOELECTRIQUE

Pour compléter les enseignements spéléogéniques issus de la cartographie géomorphologique, une autre approche a été menée dans la salle « de Jonction » : la tomographie électrique. Cette technique s'applique bien à cette salle, vu la disposition sub-horizontale du remplissage argileux. La tomographie électrique permet d'appréhender la nature interne des dépôts à partir de mesures de la résistivité électrique. La qualité de l'imagerie géoélectrique est liée à la longueur du profil, à l'équidistance des sondes plantées à la surface, à la planéité des dépôts et aux effets de bords induits par les parois de la galerie (Kauffman O., 2002 ; Sadier et al., 2007). Pour limiter les effets de bord, nous avons réalisé le transect loin des parois de la salle, selon un axe E-O allant de l'entrée à la galerie « du Couloir » jusqu'au bord du talus argileux de la salle « d'Effondrement-II ».

Le profil tomographique (*Figure 5.10*) a été réalisé suivant un dispositif de mesure dipôle-dipôle avec un pas de 20 cm entre chaque électrode. Cette technique permet une bonne résolution latérale, mais une faible pénétration dans le sous-sol. Le résultat des mesures et du traitement des données se présente sous forme d'une image 2D donnant les valeurs de résistivité en Ohm en abscisses (X) selon les valeurs de profondeur en ordonnée (Y). Le profil fait 25 m de long pour 3 m de profondeur (*Figure 5.10*). Plus précisément, le transect a été réalisé sur une vingtaine de mètres de longueur, sur la surface plane de la

salle. Les variations de valeurs de résistivité qui figurent comme une pente du transect sont le résultat d'un traitement des valeurs de résistivité.

Les variations de résistivité sont des indicateurs du changement de la nature du sol : des valeurs de résistivité élevée (entre 150 et 1109 Ohm) correspondent à des surfaces dures et compactes, telles que des concrétions enfouies, des encroûtements carbonatés, des écailles de blocs ou des fragments de dalles rocheuses. Des valeurs de résistivité faible variant entre 2 et 54 Ohm, selon la structure du sol (sec ou mou), renvoient plutôt à un remplissage argileux.

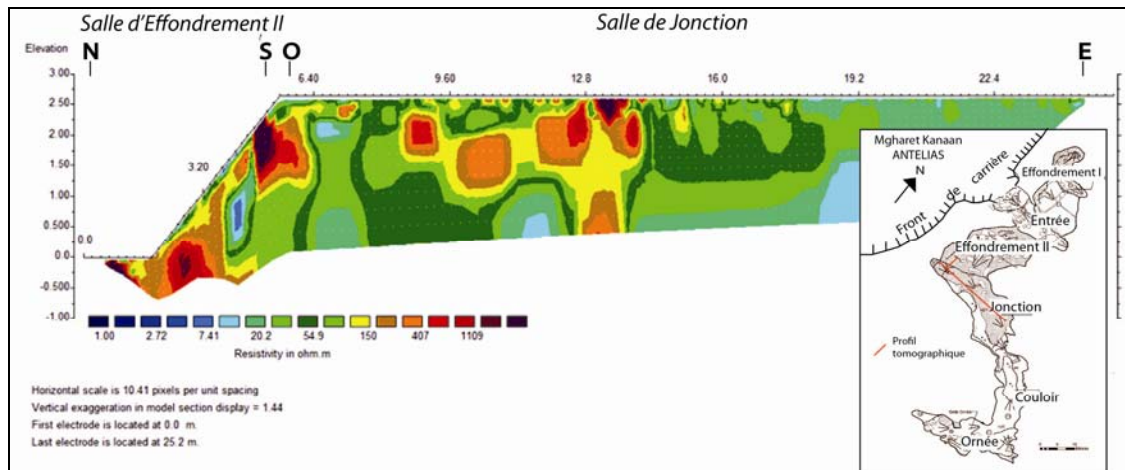


Figure 5.10. La tomographie géo-électrique de la salle « de Jonction » a été réalisée sur une longueur de 19 m avec la méthode dipôle-dipôle. Le profil électrique est projeté sur la pente de la salle « d'Effondrement-II » s'inscrit dans la continuité des dépôts relevés dans la salle « de Jonction » (Salloum N.).

A proximité de la surface, les valeurs élevées de résistivité, situées entre 2,75 et 2,25 m, correspondent vraisemblablement à des encroûtements carbonatés, si on se réfère à la partie ouest de la salle « de Jonction ».

A l'est de la salle et jusqu'à 3 m de profondeur, le profil indique un remplissage argileux quasi-homogène. C'est à l'ouest de la salle et face à la salle « d'Effondrement » que des variations importantes de résistivité sont à souligner :

- les zones de résistivité élevée (200 et 600 Ohm), situées entre 9 et 14 m en abscisse et à 1 et 2 m en élévation, renvoient à la présence de blocs enfouis, probablement tombés du plafond de la salle ;
- une zone de résistivité élevée est visible à 13 m en abscisse et entre 0 et 1 m en élévation. Il est également probable que cette variation correspond à un bloc plus enfoui que les précédents situés entre 1 et 2 m d'élévation ;
- les valeurs de résistivité moyenne à faible (2 et 52 Ohm), dans la zone située entre 8 et 14 m en abscisse et entre 0 et 2,5 m en élévation, correspondent aux dépôts argileux entourant ces blocs.

La zone située en pente, en direction de la salle « d'Effondrement-II », montre des valeurs de résistivité forte à 1,5 m en abscisse et à 0,5 m en élévation. Ces valeurs renvoient à des blocs effondrés de la salle « d'Effondrement ». La dalle rocheuse située entre 1 et 2 m d'élévation n'est autre qu'un bloc partiellement visible le long du talus argileux.

Les observations de la salle « de Jonction » mettent clairement en avant les processus d'effondrement d'une dalle rocheuse provenant du plafond, enfouie à 50 cm sous la surface argileuse. Le bloc situé à 3 m sous la surface renvoie probablement à une ancienne phase d'effondrement contemporaine de la

sédimentation argileuse ou à un bloc de la dalle rocheuse tombée à proximité de la surface et qui a glissé vers l'aval grâce à une structure argileuse plus molle (nappage argileux).

Nous pouvons attribuer ces fragments de dalles enfouies au processus de réajustement mécanique de la voûte d'effondrement des salles « de Jonction » et « d'Effondrement-II ». Ce même phénomène a probablement eu lieu dans la galerie « du Couloir », au niveau de sa voûte d'équilibre. Mais le plancher stalagmitique scellant le remplissage argileux de la galerie limite notre champ d'observation dans la partie médiane de la cavité.

2.2. LA CARTOGRAPHIE DU REMPLISSAGE DETRITIQUE DE MGHARET KANAN: UNE CARACTERISATION 3D DU VOLUME ARGILEUX

La cartographie de surface des salles « de Jonction » et « d'Effondrement-II » met en avant la disposition de surface des dépôts meubles. La sub-horizontalité du remplissage caractérise la salle « de Jonction ». Par contre, la forme accidentée de la salle « d'Effondrement-II » constitue la marque du plus grand soutirage de la cavité. La différence de dénivelé entre le niveau-repère horizontal des dépôts et le point le plus bas de l'effondrement montre une épaisseur de 4 m du remplissage. Mais aucune observation dans le reste de la cavité n'a pu révéler un même ordre de grandeur de remplissage : le plancher scellant les dépôts de la partie « Ornée » et les dalles rocheuses de la salle « d'Effondrement-I », au nord de la cavité, limitent notre champ d'investigation.

Pour cela, nous proposons d'utiliser la méthode H/V appliquée aux dépôts meubles et qui aboutira, suite à une série de mesures et d'analyses, à la détermination de l'épaisseur du remplissage argileux des salles de « Jonction » et « d'Effondrement-II ». Cette technique, adaptée à des terrains accidentés, produit des informations qui servent à générer des cartes de profondeurs. Une fois produites, elles permettent ainsi de projeter la surface enfouie du drain au contact avec le remplissage homogène. De plus, l'analyse des fortes variations d'épaisseur du dépôt peut suggérer plusieurs hypothèses :

- i) une surface discontinue du drain enfoui de la grotte,
- ii) des points de soutirage marqués,
- iii) des blocs enfouis sous la surface.

Pour générer une carte des profondeurs du remplissage, 80 points de mesure ont été relevés dans la partie détritique de la cavité à partir de stations sismomètres (vélocimétrie) CMG40-Gurlap. Le pas de mesure est fixé à 2 m entre chaque station, afin de mieux capter le signal de la vitesse de propagation dans le sol. Le calcul des vitesses s'est fait de proche en proche, entre deux stations, à chaque mesure. La moyenne des valeurs de fréquences est calculée pour chaque station de mesure. Une carte des fréquences (*Figure 5.11.*) est produite par krigeage des données issues de chaque station.

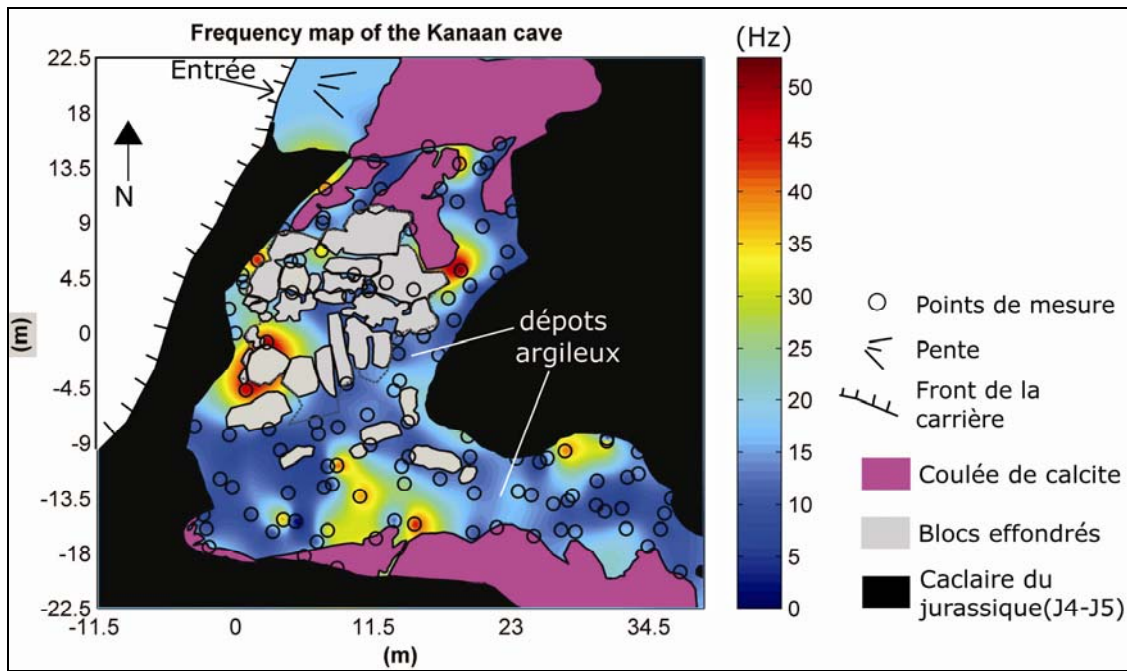


Figure 5.11. La carte des fréquences du remplissage argileux de Mgharet Kanaan montre des variations contrastées. La carte de surface est superposée à la carte du remplissage, afin de situer les variations de fréquence et d'en faciliter l'interprétation. Le rose est attribué aux coulées stalagmitiques. Les blocs au centre de la salle « d'Effondrement-II » représentent les dalles rocheuses tombées du plafond (en gris).

La carte des fréquences montre des valeurs faibles (0-25 Hz) à l'ouest et l'est de la salle « de Jonction », ainsi qu'au sud et à l'est de la salle « d'Effondrement ». Ces faibles fréquences indiquent des vitesses de propagation lentes et renvoient à un dépôt de faible masse volumique, comme un remplissage argileux plus ou moins épais.

Par contre, nous pouvons relever quatre zones à fortes valeurs de fréquence (35 à 60 Hz). Ces mesures indiquent une vitesse de propagation élevée et renvoient à un dépôt de masse volumique important, comme des blocs rocheux enfouis ou des dépôts meubles de faible épaisseur, scellant le drain enfoui de la cavité.

Les deux premières zones se situent dans la salle « d'Effondrement » : la première à l'ouest et la seconde au nord-est de la salle. Ces deux points à fréquence élevée concordent bien avec la position des points de soutirage identifiés par la carte géomorphologique de surface.

Les deux autres points se situent dans la salle « de Jonction », précisément au centre et au nord-est de la salle. Ces valeurs de fréquence élevée peuvent être justifiées par des blocs enfouis sous le remplissage argileux. Cette possibilité est valable pour la zone centrale de la salle où le plafond est marqué par le processus de foudroyage. Par contre, ces témoins sont absents à l'est de la salle où les coupoles sont plutôt présentes au plafond. Les faibles valeurs de fréquence dans cette zone traduisent peut-être une faible épaisseur de dépôts déposés sur la surface enfouie du drain originel de la grotte.

Pour générer une carte des profondeurs avec une variable qui est la vitesse de propagation dans les dépôts argileux pour chaque point de mesure, nous avons fixé la fréquence F_0 à 25 Hz. A partir de la formule H/V :

$$F_0 = V_s / 4 \times H \text{ d'où } H = V_s / F_0 \times 4$$

La modélisation spatiale des valeurs de hauteurs par la méthode du krigeage génère une carte des profondeurs estimées des dépôts meubles de Mgharet Kanaan (Figure 5.12.). Nous superposons la carte de surface de la cavité à la carte du remplissage, afin de mieux appréhender les facteurs à l'origine des variations de la profondeur des dépôts. La couleur rose correspond au plancher stalagmitique de la cavité. Les blocs effondrés y sont représentés en gris.

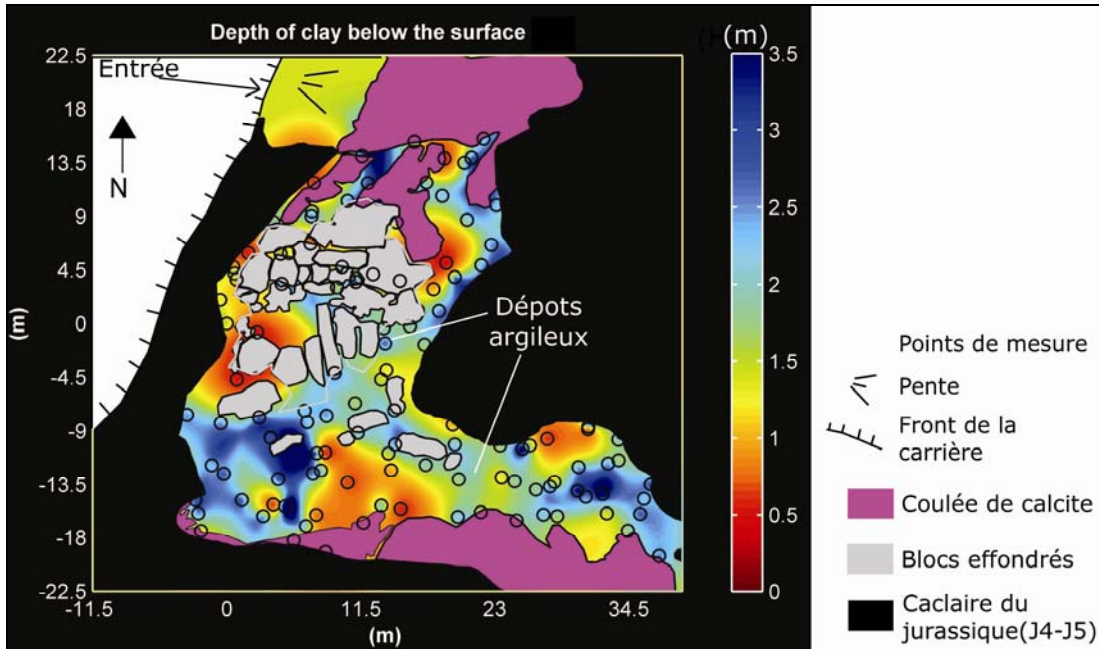


Figure 5.12. La carte des profondeurs des dépôts détritiques de la salle de Jonction et d'Effondrement II. Les variations de profondeurs estimées correspondent aux celles des fréquences calculées (Figure 5.11).

Nous obtenons les hauteurs respectives d'argile en chaque point, variant de 0 à 3,5 m. Au premier abord, les épaisseurs d'argile estimées concordent avec les valeurs de fréquence calculées et modélisées dans la première carte. Les zones à épaisseur élevée (2 à 3,5m) correspondent aux zones dont les valeurs de fréquence sont faibles et moyennes (0 à 20 Hz). De même, les parties qui présentent des épaisseurs faibles d'argile (0 à 1,5m) coïncident avec les zones à fréquence élevée (40 à 50 Hz).

Les variations d'épaisseur des dépôts mettent en avant divers processus dans la salle « d'Effondrement-II ». On note en général une zone à faible épaisseur d'argile dans la majeure partie de la salle. Ceci s'explique par la dynamique de soutirage affectant ce secteur, à l'origine de l'évacuation du volume d'argile. Nous relevons également des zones à faible épaisseur d'argile (0 à 1 m), situées à l'ouest de la salle. Elles sont probablement attribuables à plusieurs points de soutirage. L'alignement de zones de faible accumulation d'argile, le long de la paroi ouest suit l'orientation d'une faille NE-SO (Figure 5.13.) et dont le miroir est bien visible depuis l'entrée de la grotte (cf. Chapitre 4 ; Partie II ; Figure 4.11.). Le processus de soutirage du remplissage vers l'ouest de la cavité se confirme aussi par la disposition inclinée des dalles et blocs vers la paroi ouest de la salle « d'Effondrement-I » située au nord de Mgharet Kanaan.

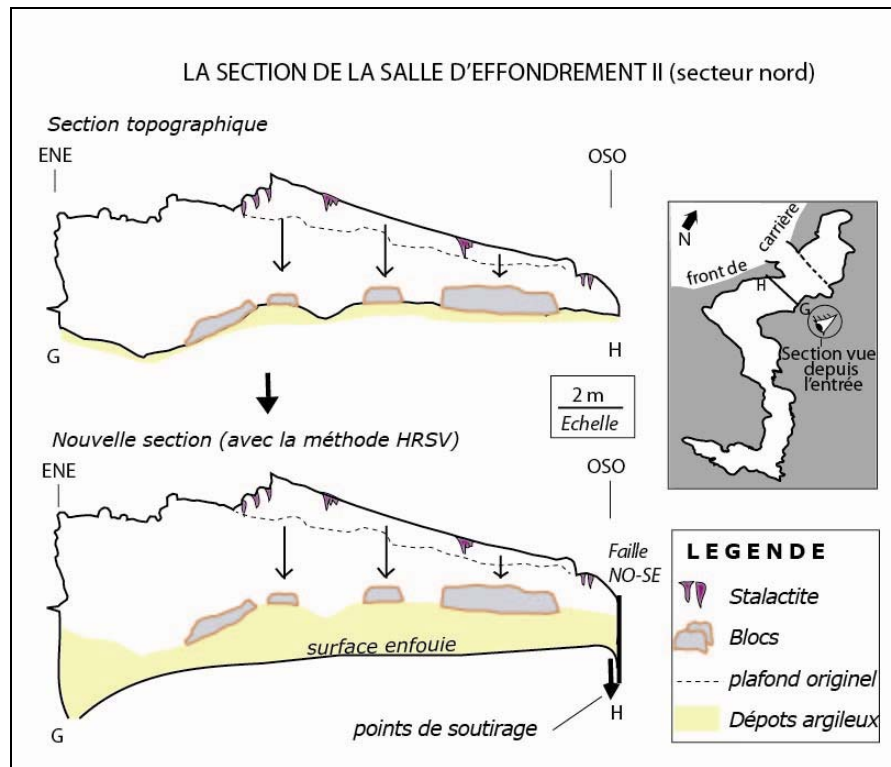


Figure 5.13. La section GH au nord de la salle « d'Effondrement-II » révèle deux points de soutirage à l'ouest et à l'est de la salle. La projection des profondeurs estimées sur la section montre une faible profondeur des dépôts sous les secteurs soutirés et concorde alors avec le levé géomorphologique de surface. Les traits discontinus correspondent à la surface du drain originel supposé de la section.

On relève également, deux zones à faible épaisseur d'argile à l'est de la salle. L'une d'elle, plus vers le centre, concorde avec le point de soutirage relevé par la cartographie de surface.

Par contre, on note des zones à épaisseur d'argile élevée (3 à 3,5 m) au Nord et le long de la paroi Est. Ces parties sont les moins affectées par le départ du remplissage (Figure 5.13.). L'accumulation du volume d'argile à ces endroits et surtout au nord, rejoint le niveau repère altitudinal des dépôts de la salle « de Jonction ».

Les profondeurs variables des dépôts de la salle « de Jonction » sont dues à des processus différents de celles de la salle adjacente. C'est le cas des zones à faible épaisseur d'argile, au centre de la salle, qui correspondent à une moindre accumulation d'argile sur des blocs enfouis. Les profondeurs du remplissage argileux sont beaucoup plus importantes (3 à 3,5m) à l'est et à l'ouest de la salle. La modification de profondeur, le long de l'axe O-E du secteur, concorde avec les résultats du profil tomographique effectué (Figure 5.10.). Les résultats de l'imagerie géo-électrique révèlent la présence de blocs enfouis à 50 cm de la surface, dans la partie centrale de la salle.

Cependant, nous notons deux zones à profondeur faible d'argile (1 à 1,5 m), situées à l'extrême ouest de la salle et séparées par un secteur argileux profond (3,5 m). L'observation du plafond n'indique aucun témoin d'un foudroyage ou d'un effondrement de blocs. Les formes originelles de creusement paragénétique (coupes emboîtées) marquent la voûte. Par conséquent, ce contraste de profondeurs peut être attribué à la forme enfouie du drain initial. La section inférieure serait étroite sur ses bords et profonde au centre (Figure 5.14).

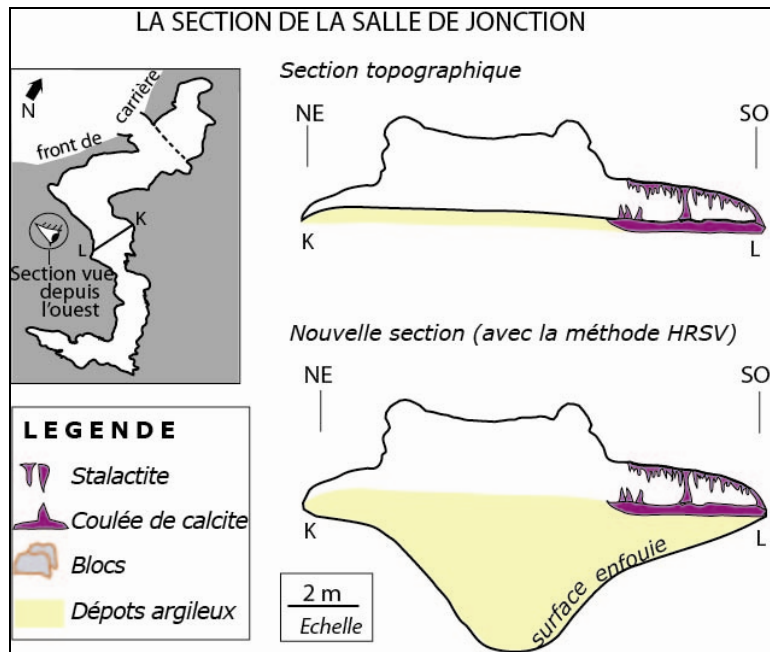


Figure 5.14. La section KL de la salle « de Jonction » avant et après la projection des profondeurs d'argiles estimées. La surface inférieure de la section renvoie probablement à la forme du drain originel dans ce secteur de la cavité.

En somme, la cartographie du remplissage argileux met en relief les informations suivantes, fort utiles à la lecture spéléogénique de la cavité :

- le remplissage d'argile ne dépasse pas les 4 m d'épaisseur et cela, dans plusieurs secteurs de la partie centrale de la grotte (Figure 5.15.).
- le point de soutirage marqué dans la salle « d'Effondrement-II » constitue le point le plus bas de Mgharet Kanaan. Il serait probable que ce secteur se rapproche le plus de la surface enfouie de la base du drain initial de la grotte (Figure 5.14).
- la dynamique de soutirage n'est pas fortuite, contrairement à celle révélée par le levé géomorphologique de surface. Elle s'accorderait plutôt à des axes préférentiels de départ des dépôts, telle la faille NO-SE longeant la paroi ouest de la salle « d'Effondrement-II ».
- la présence de blocs enfouis dans la salle « de Jonction », à 50 cm de la surface et sous le plafond effondré de ce secteur rejoint les mêmes constats avancés par la tomographie géo-électrique. La présence de ces blocs sous les dépôts détritiques traduit peut-être un ancien épisode d'effondrement des voûtes d'équilibre de la salle ou d'un enfoncement des blocs tombés par solifluxion et ceci après le remplissage détritique de la cavité.
- une forme originelle du drain de la grotte à l'ouest de la salle « de Jonction » est proposée avec une section étroite aux bords et profonde au centre.

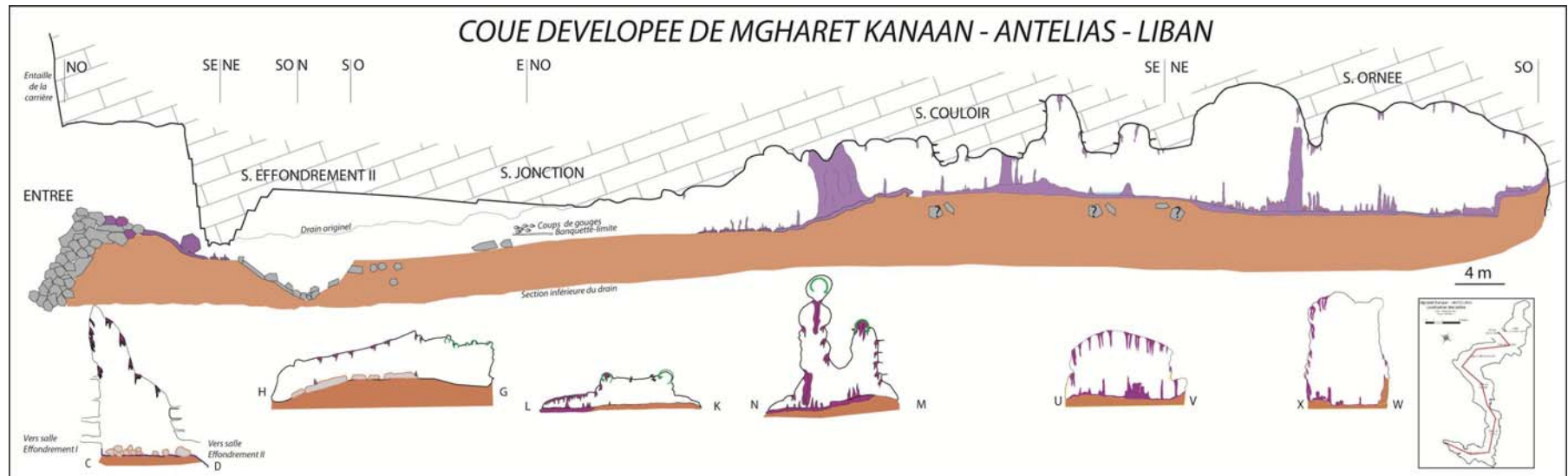


Figure 5.15. La coupe développée et détaillée de Mgharet Kanaan montre les différentes formes originelles et effondrées de la cavité, ainsi que l'épaisseur des dépôts meubles mesurée à partir de la carte des profondeurs du remplissage. L'exploitation de la carrière est à l'origine de l'effondrement d'une partie de l'entrée. La voûte du drain originel (trait discontinu), écroulée actuellement, est projetée depuis la salle « de Jonction » jusqu'au début de la salle « de l'Entrée ». Les formes pariétales (coups de gouge et banquette-limites) de la salle « de Jonction » marquent le creusement initial du drain en mode paragénétique. Les coupoles des salles « du Couloir » et « Ornée » rappellent ce mode de creusement 'per ascensum'. Des blocs enfouis dans la salle « de Jonction » et la salle « du Couloir » renvoient au processus de réajustement mécanique de la voûte d'équilibre. La surface subhorizontale du remplissage, légèrement inclinée vers la salle « d'Effondrement », met en évidence la dynamique active du soutirage. Par contre, la forme accidentée de la surface des dépôts dans la partie médiane et ce, jusqu'au fond de la grotte, montre l'effet du tassement du plancher stalagmitique sur les dépôts meubles. Les sections de chaque salle sont représentées plus bas.

2.3. LES MICROFORMES DE CREUSEMENT: L'APPORT PALEOGEOGRAPHIQUE DES VAGUES D'EROSION DANS LA MESURE DU PALEO-DEBIT DE MGHARET KANAAN

La karstogenèse d'un massif s'inscrit également dans les microformes de creusement d'une cavité telles que les marmites, les coupoles et les cupules (Delannoy J.J., 2001). Ces formes fournissent des informations essentielles sur la vitesse et le sens d'un paléo-écoulement dans une grotte (Curl, 1966 ; Lismonde B. et Lagmani S., 1987 ; Slabe T., 1995).

Les mesures d'une vitesse d'un paléo-écoulement sont possibles lorsque ces microformes sont accessibles et préservées. Les coups de gouge de la salle « de Jonction » offrent la possibilité de reconstituer le sens des écoulements et d'approcher le paléo-débit du drain au moment où la grotte faisait partie du système de drainage de la vallée d'Antélias.

Le paléo-débit de Mgharet Kanaan permet également de rendre compte des quantités d'eau qui transitaient par le drain et de l'importance spatiale du bassin d'alimentation de la grotte. Ces réflexions amèneront à évaluer l'état de maturité du karst d'Antélias avec ses drains suffisamment développés ou non, au moment où Mgharet Kanaan était un maillon de la structure de drainage s.s.

Les vagues d'érosion de la grotte se situent sur la paroi sud-ouest de la salle « de Jonction ». Ces formes recouvrent une partie de cette paroi et présentent des dimensions comparables.

Dans le cadre du projet ANR-LIBRIS sur les risques sismiques au Liban, Mgharet Kanaan a été retenue pour mieux caractériser l'aléa sismique à partir des stalactites brisées de la cavité (Lacave C. et *al.*, 2011). L'objectif fixé était de scanner la partie concrétionnée de la grotte, mais aussi de pouvoir produire un modèle 3D complet, également utile pour répondre à des problématiques liées à la spéléogenèse de la cavité.

Le modèle 3D de Mgharet Kanaan a été réalisé à partir de onze stations d'acquisition Laser 3D fixées depuis la salle « Ornée » jusqu'à la salle « de Jonction ». L'acquisition des données s'est faite au moyen d'un Lidar Leica HDS 6000, un dôme de 360° par 310° (Sadier B. et *al.*, 2011 ; Jaillet et *al.*, 2011) Cet appareil a une portée de 70 m et mesure environ 500.000 points par seconde, avec une résolution maximale de 1 mm à une distance de 10 m. Le pas angulaire entre chaque mesure est de l'ordre de 127 microns. Cependant, la précision dans le positionnement de chaque point est annoncée par le constructeur à 2 mm en x, y et z jusqu'à 25 m de portée.

Après l'acquisition des données sur le terrain, l'assemblage des nuages de points et le traitement des données, un modèle 3D est produit. Nous nous contentons de travailler sur la paroi ouest de la salle « de Jonction » (*Figure 5.16 et 5.17.*), là où l'on relève les formes pariétales de creusement du drain.

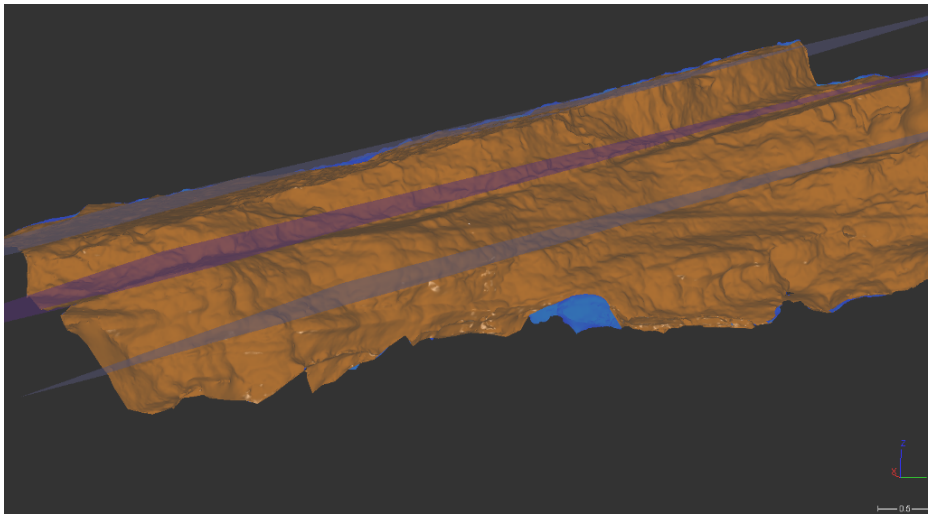


Figure 5.16. Le modèle 3D de la paroi nord-ouest de la salle « de Jonction » vue de face, met en avant le dispositif géologique avec un pendage de 20° . La surface plane tronquant la disposition des strates est une encoche marquant le stationnement des dépôts détritiques avant leur décolmatage jusqu'à leur niveau repère actuel.

Les premières observations de la paroi montrent une forme horizontale qui tronque le dispositif lithologique des bancs calcaires inclinés (Figure 5.16 et 5.17). Cette encoche renvoie au stationnement du remplissage argileux, au moment où la grotte fonctionnait en régime noyé. Cette signature attribuée à une banquette-limite bien horizontale serait le témoin d'un colmatage *per ascensum* lié à un écoulement à faible vitesse. Ces observations concordent avec les chenaux de voûtes relevés au plafond de la salle « de Jonction ». Ces formes pariétales témoignent d'une phase de creusement en mode noyé, conditionnée par un niveau base proche de l'altitude de Mgharet Kanaan (98 m).

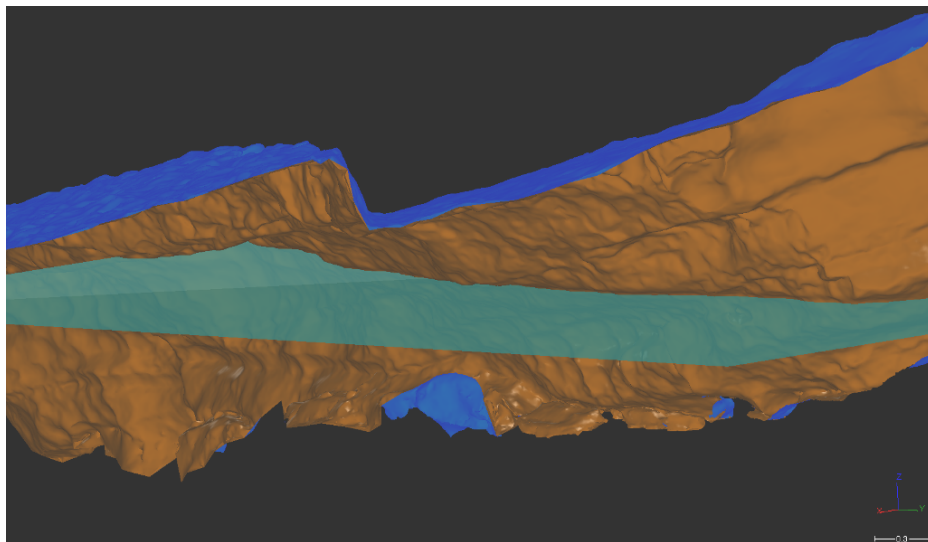


Figure 5.17. Le modèle 3D de la même paroi vue en biais met en avant les strates calcaires inclinées et tronquées par la surface subhorizontale.

Le modèle 3D identifie les formes des coups de gouge (Figure 5.18.) sur la paroi ouest de la salle « de Jonction ». La mesure et le calcul des longueurs de ces microformes peuvent être alors entamés.

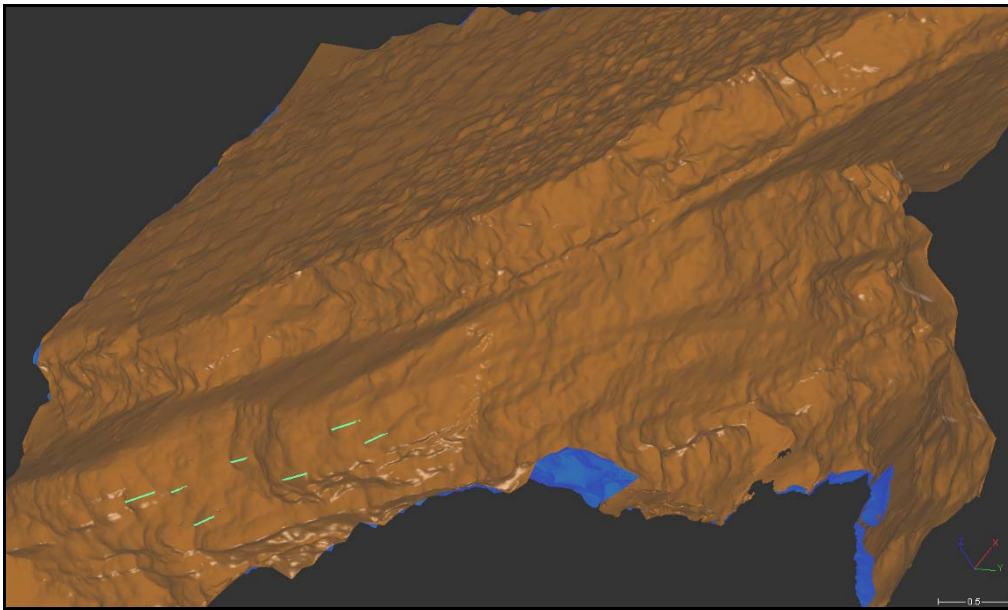


Figure 5.18. Le modèle 3D de la paroi ouest de la salle « de Jonction ». Les coups de gouge sont visibles le long de la paroi. Les traits verts indiquent les longueurs des coups de gouge mesurés à l'écran par l'opérateur.

Mesure essentielle pour obtenir la vitesse d'écoulement selon la formule de Curl, la longueur ou la distance totale est calculée à partir de la distance réelle en 3D, entre deux points définis à l'écran par l'opérateur. La distance horizontale est égale à la racine carrée de la somme du carré des écarts (en valeur absolue) des points de départ et d'arrivée des points en coordonnées X et Y :

$$\text{Distance horizontale} : \sqrt{|X_0 - X_1|^2 + |Y_0 - Y_1|^2}$$

La distance totale en prenant en compte les coordonnées du point de départ et d'arrivée sur l'axe des Z :

$$\text{Distance totale} : \sqrt{|Z_0 - Z_1|^2 + (\text{Distance horizontale})^2}$$

La distance totale obtenue en mètre serait alors la longueur des coups de gouges mesurée à partir du modèle 3D appliqué à cette partie de la salle. Une série de mesures a été effectuée sur 52 vagues d'érosion identifiées par le modèle 3D (Tableau 5.1.). La longueur est obtenue en calculant la distance horizontale et puis la distance totale.

En appliquant la formule de Curl, nous arrivons à identifier la vitesse d'écoulement en (m/s) pour chaque vague d'érosion :

$$V \text{ (cm/s)} \times L \text{ (cm)} = 220000$$

	Distance Horizontale (m)	Dist. Totale (m)	Pente (°)	Vitesse (cm/s)	Vitesse (m/s)
Moyenne	0,2	0,2	8,8	1,65	0,13
Ecart Type	0,05	0,05	6,5	4	0,04
C. variation	24	24	74	30	30
Minimum	0,1	0,1	-5,4	7,5	0,08
Maximum	0,3	0,3	24,2	25,4	0,25

Tableau 5.1. La série statistique des 52 coups de gouge mesurés sur la paroi nord-ouest de la salle « de Jonction ».

Cependant, la vitesse d'écoulement est une mesure qui dépend du gabarit du drain et, par conséquent, ne peut pas être généralisée à l'ensemble de la structure de drainage de l'ancien système karstique d'Antélias. Il faut calculer le débit en multipliant la vitesse d'écoulement du drain de Kanaan par la surface de la section mouillée de la galerie « de Jonction », là où les mesures des coups de gouge ont

été effectuées. Cette section de la galerie a été complétée suite à un relevé topographique au 1/100^e (Figure 5.19). Nous considérons comme section mouillée la surface comprise entre la limite de l'encoche et la base de la première coupole. Cette surface étant, par hypothèse, constante tout au long du creusement du conduit, serait ainsi la section mouillée du drain. On mesure ensuite la superficie de chaque section mouillée. La surface de la section varie alors entre 2,3 m² à 8,6 m² (Tableau 5.2.).

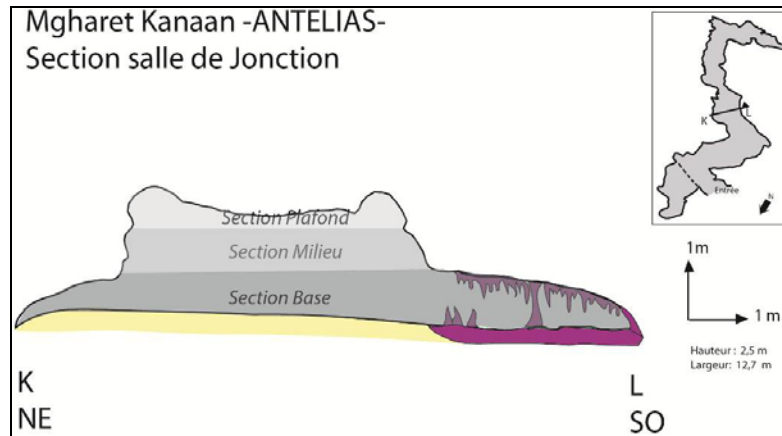


Figure 5.19. Section représentative de la salle « de Jonction » et différentes surfaces mouillées de la section déduites à partir des microformes de creusement.

Le paléo-débit est calculé selon la formule suivante :

$$D = \text{Surface (m}^2\text{)} \times \text{Vitesse de l'écoulement (m/s)}$$

Surface calculée (Section KL)	L x l (m)	Surface (m ²)	Débit (m ³ /s)	Amplitude des débits
S. base	10 * 0,86	8,6	1	1 à 3 m ³ /s
S. milieu	5 * 0,46	2,3	0,2	0,2 à 0,6 m ³ /s
S. plafond	4,6 * 0,6	2,8	0,3	0,3 à 0,9 m ³ /s

Tableau 5.2. Le débit est calculé en fonction de la surface de chaque section indiquée dans la figure 5.19. L'amplitude des débits montre différentes valeurs entre la section de base et les deux sections supérieures de la salle.

Surface calculée	Lx l (m)	Surface (m ²)	Débit (m ³ /s)	Amplitude des débits
Section II	7 x 0,2	1,4	0,18	0,2 à 0,6 m ³ /s

Tableau 5.3. Une autre valeur de débit est calculée à partir d'une surface de la section de la salle « d'Effondrement I » (Figure 5.21.). Le débit proposé concorde avec celui des sections la salle « de Jonction ».

Pour être fidèle à la section la plus représentative de la salle « de Jonction », il faut prendre en compte d'autres formes de sections comprenant des formes morphogéniques de creusement telles que des encoches de parois, témoins de paléo-niveaux de remplissages détritiques (Figure 5.20.).

Les mesures de la hauteur de la section mouillée sont de l'ordre de 20 cm, la même valeur est mesurée entre les dépôts détritiques et le plafond originel de la salle « d'Effondrement-I » (Figure 5.21.) située au nord de la cavité (Figure 1.19).

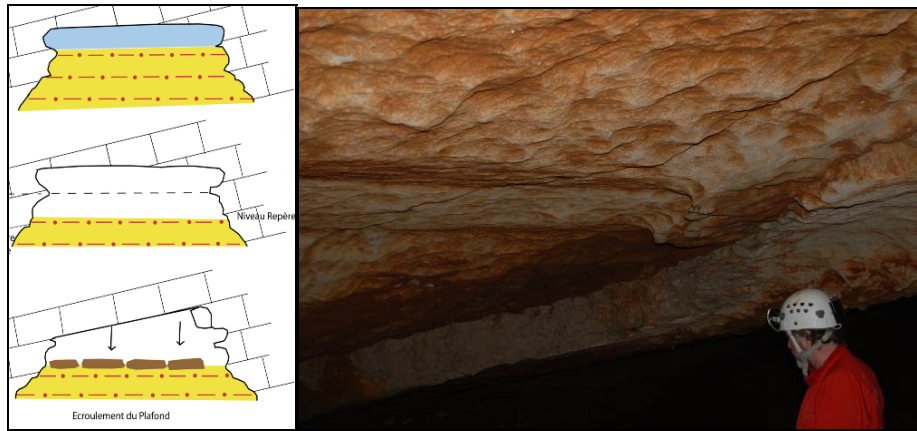


Figure 5.20. L'encoche observée au niveau de la salle « de Jonction », attribuée à un paléo-niveau ou à un niveau-repère de remplissage détritique de la grotte.

La largeur de la section mouillée en question est de 7 m (Tableau 5.3.). La comparaison de la surface des sections mouillées nous pousse à pencher plutôt vers les valeurs faibles de paléo-débits, voire celles allant entre 0,2 à 0,6 m³/s.

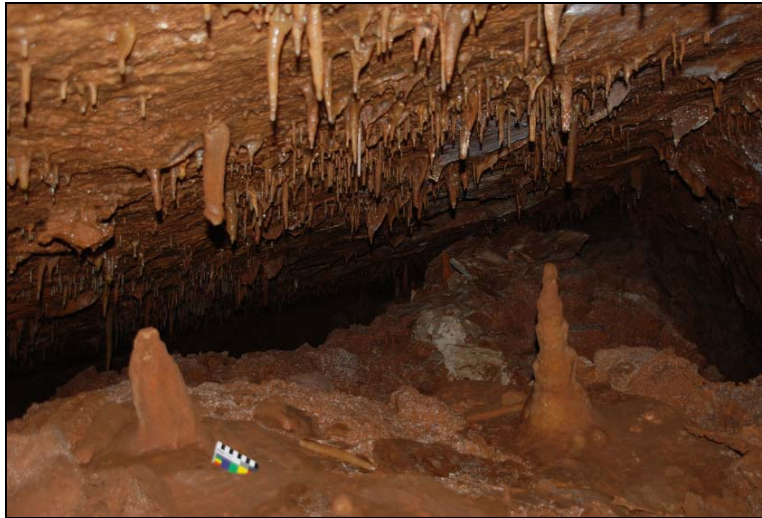


Figure 5.21. Niveau des dépôts détritiques de la salle « d'Effondrement-I », située à 20 cm sous le plafond pariétal de la salle. (Cliché. B Sadier)

De prime abord, la comparaison des paléo-débits calculés à partir des surfaces mouillées avec les débits actuels de la rivière souterraine, mesurés dans la grotte de Kassarat, montre une fourchette de valeurs assez proches : en effet, les débits de la rivière de la grotte de Kassarat, à l'étiage, sont de l'ordre de 0,4 m³/s en octobre 1998, 0,294 m³/s en septembre 1999, 0,445 m³/s en octobre 2002 et 0,383 m³/s en septembre 2010¹¹. Mais cette fourchette de valeurs assez proches entre le paléo-débit calculé et les débits actuels (à l'étiage) de la rivière souterraine de Kassarat nous interpelle sur la représentativité du paléo-débit calculé dans la grotte Kanaan. Ce paléo-débit serait-il un débit à l'étiage ou un débit de crue ?

L'interprétation des résultats est différente lorsqu'on compare le paléo-débit mesuré à Kanaan aux débits de crue de la grotte de Kassarat (1 m³/s selon Hakim B., 1973), selon Labaky (2005), voire même

¹¹ Source : Bureau Technique de Développement.

avec les débits de crue de la résurgence (Fouar Antélias) de tout le système à $3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Labaky W., 2005). Les valeurs de débits pendant les saisons de hautes eaux sont beaucoup plus élevées que le paléo-débit mesuré à Mgharet Kanaan.

La comparaison entre le paléo-débit calculé à partir d'une forme spéléogénique et les débits actuels de la grotte de Kassarat est plus complexe que ce que nous avons envisagé. Nous ne pouvons pas, dans l'état actuel de nos connaissances, affirmer si ce paléo-débit peut être attribué à un débit d'étiage ou à un débit de crue. En effet, les valeurs obtenues sont entachées d'une incertitude liée au :

- calcul du paléo-débit : celui-ci dépend de la forme et de la densité d'une forme spéléogénique présente le long de la paroi, voire même sur toute la section de la galerie. Dans le cas de Mgharet Kanaan, les coups de gouge sont localisés sur une partie de la paroi, voire en un point de la section de la galerie « de Jonction ». Par conséquent, les vitesses d'écoulement calculées en un point de la section ne peuvent être attribuées à toute la section du gabarit.
- calcul de la vitesse d'écoulement : dans le cas des grottes où les débits sont assez variables, la question que nous nous posons concerne la représentativité de la vitesse d'écoulement obtenue à partir de la formule de Curl. En effet, d'après B. Lismonde et A. Lagmani (1987), à quel type de moyenne correspond le V de la formule ? Est-ce une vitesse correspondant au débit le plus fréquent dans la grotte, voire un débit d'étiage, ou plutôt le débit le plus efficace en matière de corrosion de la forme (débit de crue) ?

Suite aux travaux de Curl qui ont pu faire avancer la recherche sur le calcul des paléo-débits à partir des vagues d'érosion, très peu de travaux ont été menés sur ces formes à l'exception de ceux de V. Horoi en 2002. L'incertitude liée à la vitesse moyenne (V) avancée dans la formule de Curl reste à résoudre dans le sens où les débits calculés à partir de cette vitesse ne nous permettent pas d'avancer une valeur de débits de hautes et de basses eaux d'un paléo-écoulement. Malgré les limites de la démarche proposée, le résultat tendrait plutôt vers un écoulement à faible débit dans Mgharet Kanaan avec $0,2$ à $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le calcul d'un paléo-débit reste intéressant pour alimenter notre réflexion sur l'évolution du bassin d'alimentation du système karstique d'Antélias au moment où cette cavité faisait partie du drainage actif du système. Nous pouvons développer deux hypothèses qui suggèrent deux évolutions différentes du bassin d'alimentation (Tableau 5.4.) :

Hypothèses	Comparaison Paléo-débit/débit actuel	Surface d'alimentation karst d'Antélias	Volume de pluies suggéré	Conditions climatiques	Spécification du karst
$0,2$ à $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$: paléo-débit comme débit d'étiage	Valeurs proches	Surface d'alimentation actuel > ou = Paléo-surface d'alimentation	-----	-----	-----
$0,2$ à $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$: paléo-débit comme débit de crue	Valeurs nettement différentes	Surface d'alimentation actuel > Paléo-surface d'alimentation	Volume d'eaux actuels > Volumes d'eaux du paléosystème	Conditions climatiques différentes	Les gabarits des drains du karst augmentent de plus en plus vers l'aval du système.

Tableau 5.4. Deux hypothèses d'évolution du bassin d'alimentation du karst d'Antélias sont proposées. Le premier attribut le paléo-débit proposé pour Mgharet Kanaan comme débit d'étiage. Le second attribut le paléo-débit à un débit de crue. Les volumes de pluies et conditions climatiques sont projetées pour la deuxième hypothèse vu la nette variabilité proposée entre le débit actuel et le paléo-débit.

La première hypothèse considère le paléo-débit, mesuré à Mgharet Kanaan ($0,2$ à $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$), comme étant un débit d'étiage comparable aux débits d'étiage actuels du système karstique. Il est possible d'envisager que le karst, au moment où Mgharet Kanaan faisait partie du système de drainage d'Antélias, ait connu, à l'étiage comme durant les périodes de hautes eaux, les mêmes débits que ceux actuels de la rivière souterraine de Kassarat. Par conséquent, nous pouvons conclure que la surface d'alimentation du karst n'a connu aucune modification depuis le creusement de Mgharet Kanaan.

Par contre, dans le cas de la seconde hypothèse, où le paléo-débit mesuré ($0,2$ à $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$) à Mgharet Kanaan est considéré comme un débit de crue, il est clair que les débits d'étiage seraient nettement plus faibles. La comparaison avec les valeurs actuelles des débits de crue de la rivière souterraine d'Antélias ($1 \text{ m}^3/\text{s}$ à Mgharet Kassarat et $3 \text{ m}^3/\text{s}$ à la résurgence du Fouar Antélias) montre des écarts importants. On peut alors en déduire une augmentation de la surface d'alimentation du karst depuis le creusement de Mgharet Kanaan. Deux possibilités peuvent être dès lors avancées :

- une augmentation des volumes d'eau alimentant le karst peut expliquer le changement de régime d'alimentation du système. Il est alors faible ou lent au moment où Mgharet Kanaan était active. Par contre, le régime d'alimentation devient rapide et conséquent au sein du karst d'Antélias, après l'enfoncement du réseau de drainage plus vers l'aval et la déconnexion de Mgharet Kanaan de ce système.
- une augmentation des gabarits des drains, depuis le creusement de Mgharet Kanaan (100 m d'altitude) vers l'aval du système (Fouar Antélias, situé à 33 m), est probable dans la mesure où l'augmentation du régime d'alimentation induit une augmentation des sections des drains.

Nous concluons que les débits proposés par le calcul des longueurs des coups de gouge suggèrent un débit lent et un écoulement à faible vitesse qui circulait dans le drain actif de Kanaan. Cependant, les incertitudes liées à la formule de Curl ne permettent pas d'attribuer le paléo-débit à un débit de crue ou d'étiage. Pour cela, nous proposons deux hypothèses où nous suggérons, dans l'une d'elle, une augmentation du bassin d'alimentation du karst depuis le creusement de Mgharet Kanaan, à condition d'attribuer le paléo-débit calculé dans Mgharet Kanaan comme débit de crue.

Des observations et des analyses complémentaires doivent être menées sur les dépôts détritiques de la cavité, afin d'avancer plus d'hypothèses liées à un creusement lent et à un faible débit dans la grotte.

§ § § § § § §

III- L'ETUDE SEDIMENTAIRE DES DEPOTS DE MGHARET KANAAN

L'étude des dépôts et des formations de Mgharet Kanaan a pour objet d'apporter des informations complémentaires à la spéléogénèse de la cavité. L'identification de la nature des dépôts détritiques (taille, colorimétrie et granulométrie) permet une meilleure appréhension des sources contribuant au colmatage de la cavité, ainsi que du régime d'alimentation karstique dans le massif calcaire de Bsalîm-Nabay, située en rive gauche du Nahr Antélias.

En revanche, l'étude des formations carbonatées a un double objet : le premier est l'identification des modalités du soutirage de la salle « d'Effondrement-II » suite à l'analyse de l'axe de croissance de la stalagmite K1-2010, prélevée sur une dalle calcaire dans la salle. Le deuxième objet est le calage

chronologique des phases spéléogéniques identifiées, à partir des datations à l'Uranium-Thorium de la calcite prélevée des concrétions K1-2010 et K2-2010.

3.1. LES ANALYSES SEDIMENTAIRES DES DEPOTS ET L'IDENTIFICATION DES SOURCES POTENTIELLES

Le remplissage de Mgharet Kanaan est essentiellement détritique. L'observation de niveaux argileux dans la salle « d'Effondrement-II » révèle une alternance de lamines claires et sombres. L'étude sédimentaire de quelques échantillons prélevés est un moyen de déterminer le type d'alimentation de Mgharet Kanaan, le mode de sédimentation et les sources mobilisées dans le bassin d'Antélias. Il s'agit alors de caractériser la nature du remplissage (taille granulométrique) et d'identifier les principaux minéraux ferrugineux qui y sont contenus, à partir des méthodes d'analyses spectro-colorimétrique et magnétique.

Deux échantillons de dépôts détritiques sont prélevés de Mgharet Kanaan (Figure 5.22.). Le premier est prélevé sous le plancher stalagmitique de la salle « de l'Entrée » et le second dans le talus argileux de la salle « de Jonction ». Les deux prélèvements ont été réalisés dans des secteurs peu affectés par le passage courant des visiteurs (piétinements, contamination extérieure).



Figure 5.22. Les dépôts argileux de la salle « de l'Entrée » (photo de gauche) sont protégés par le plancher stalagmitique. Les dépôts de la salle « d'Effondrement-II » (photo de droite) sont compacts et laminés. Le prélèvement s'effectue vers la partie est du talus détritique. (Cliché : C. Nehme)

3.1.1. ANALYSES GRANULOMETRIQUES

Les analyses granulométriques (Tableau 5.5.) réalisées sur les échantillons K-En-1 et K-Eff-2 ont mis en avant les résultats suivants :

Ech.	Argile <3,9 um (%)	Silt (%)	Sable (%)	Mode (um)	Médiane (um)	Grain moyen (um)	Classement	Assymé- trie
K-En-1	74,26	25,74	0	0,33	1,21	2,66	3,18	1,09
K-Eff-2	59,23	40,77	0	0,34	2,32	6,54	4,04	0,98

Tableau 5.5. Les analyses granulométriques des deux échantillons détritiques prélevés de la salle « d'Entrée » (K-En-1) et de la salle « d'Effondrement-II » (K-Eff-1) montrent une composition silto-argileuse. Ces dépôts fins sont mis en place par un écoulement à faible vitesse.

Les échantillons analysés sont composés d'une fraction argileuse importante supérieure à 60 %. Le reste est composé de silts (entre 25 et 40 %). Le rapport asymétrie/classement montre une population de grains classés. Le grain moyen, exprimant la force du courant à l'origine du transport, varie entre 2,6 et 6,5 μm . La vitesse de transport estimée, selon le diagramme de Hjulström (Chamley H., 1987), montre une vitesse de courant variant entre 8 et 17 cm/s. La sédimentation des dépôts s'effectue donc lorsque le courant atteint une vitesse inférieure à 8 cm/s. La remobilisation de ces dépôts nécessite une vitesse supérieure à 17 cm/s. Nous concluons que la vitesse du courant transportant et déposant le remplissage est faible, ce qui corrobore le régime paragénétique déjà évoqué. Nous soulignons également quelques nuances concernant les bornes supérieures et inférieures de la vitesse estimée du courant. Les valeurs de vitesse calculées par la granulométrie correspondent aux estimations des vitesses telles qu'elles ont été obtenues à partir du calcul des longueurs des vagues d'érosion (entre 8 et 25 cm/s)? On pourrait attribuer la vitesse de 8 cm/s à une vitesse de décrue ou de dépôt des argiles de la grotte, alors que les valeurs entre 17 et 25 cm/s seraient proches d'une vitesse de crue.

On conclut qu'un écoulement lent et faible serait à l'origine du transport et du dépôt des argiles de Kanaan. Ce constat rejoint celui des vitesses faibles estimées par le calcul des longueurs des coups de gouge et complète les hypothèses avancées par l'étude spéléogénique sur le creusement du drain en mode paragénétique.

3.1.2. SPECTRO-COLORIMETRIE ET SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

Le bassin karstique d'Antélias est caractérisé par des affleurements de terrains créacés, associés à des sols résiduels, et du grès de base (Néocomien C1) et sols sableux associés. Ces assises affleurent près des localités de Bsalîm, Nabay, et Broummâna sur la rive gauche du Nahr Antélias et de la localité de Bhannès sur la rive gauche du fleuve. Leur granulométrie moyenne et/ou forte et leur concentration considérable en quartz en sont la signature spécifique (Lamouroux M., 1972). Nous rajoutons également la présence considérable de pyrite et de magnétite comme minéraux ferrugineux dans ces sources (Lamouroux M., 1972 ; El Kareh G., 1981 ; annexe 1).

Par ailleurs, les argiles résiduelles, issues de l'altération des calcaires jurassiques dolomitiques du Kesrouane, génèrent des sols rouges et bruns (à des altitudes moyennes, entre 100 et 1500 m), piégés dans les fentes de dissolution et les lapiez. Les sols rouges et les sols bruns sont caractérisés par une faible granulométrie, plutôt argileuse (40 à 75 %), et riches en minéraux ferrugineux, tels que l'hématite, la limonite et la goethite (Gèze B., 1956 ; annexes 1 et 2). Ces formations sont des sources autochtones du karst et sont mobilisées, depuis la surface, par les eaux d'infiltration. L'identification des minéraux ferrugineux dans les dépôts endokarstiques, couplée aux analyses granulométriques, permet de les comparer aux sources potentielles dans le bassin d'alimentation de la grotte et d'en déduire la part de chacune desdites sources. La caractérisation des dépôts de Mgharet Kanaan et de leurs sources permettent d'appréhender les types d'alimentation karstique sur le flanc sud du bassin d'Antélias.

Des analyses de spectrocoulométrie et de susceptibilité magnétique ont été effectuées sur les échantillons de Kanaan.

Echantillon	L*(nm)	a*(nm)	b*(nm)	S.M. (10^{-5} SI)
K-En-1	30,99	12,64	18,73	$0,53 \times 10^{-6}$
K-Eff-2	38,15	9,2	17,26	$4,3 \times 10^{-6}$

Tableau 5.6. Les analyses spectrocoulométriques et magnétiques effectuées sur les deux échantillons montrent la présence d'oxydes de fer, surtout dans K-En-1. Les indices magnétiques signalent la présence de minéraux

antiferromagnétiques, notamment de l'hématite. Cette signature s'est révélée par la valeur élevée de la teinte 'a' de l'échantillon en question.

Les premiers résultats colorimétriques (Tableau 5.6.) montrent une luminance (clarté de la couleur) moyenne entre 30 et 40 nm. La teinte 'a' de la couleur, révélatrice en général d'oxydes ou d'argiles rouges, montre une plus nette différence entre les deux échantillons, avec une valeur élevée de la teinte 'a' dans les dépôts de l'entrée. Les valeurs de la teinte 'b' montrent, par contre, peu de variations entre les échantillons.

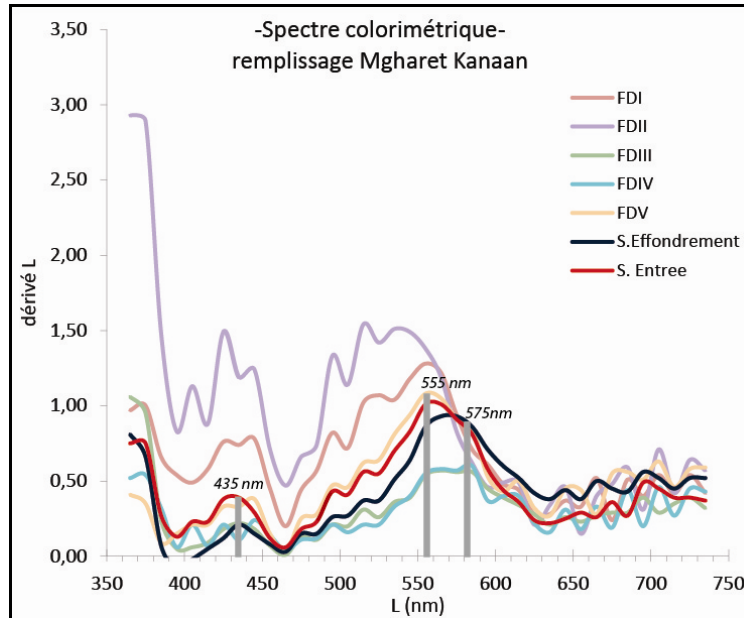


Figure 5.23. Les courbes spectrales du remplissage de Mgharet Kanaan et leur comparaison avec celles des sources prélevées (FDI : dépôts de la rivière subaérienne de Faouâr Dâra ; FDII : faciès grès blanc du Néocomien ; FDIII : tufs volcaniques ; FDIV : sols bruns ; FDV : grès du Néocomien).

Les analyses des dérivés du spectre de luminance (L) ont été menées pour identifier certains minéraux ferrugineux contenus dans les dépôts. Les travaux de Debret et *al.* (2011), Balsam et Beeson (2003), Ji et *al.* (2005), Zhang et *al.* (2007), sur les dépôts sédimentaires lacustres ont souligné des signaux spectraux d'hématite et de goethite dans les argiles. La présence d'hématite dans les remplissages donnerait un signal spectral entre 578 et 585 nm, alors que la goethite se caractérise par deux pics spectraux à 435 nm et 550-560nm.

L'analyse des spectres colorimétriques (Figure 5.23.) des deux échantillons par le calcul du dérivé du spectre de luminance (L), montre un pic spectral à 435 nm et à 555 nm pour les deux échantillons collectés. Un pic plus prononcé à 575 nm est relevé dans le remplissage de l'entrée. La comparaison de l'allure des courbes à celles des échantillons-sources prélevés dans le bassin d'Antélias, nous permet d'observer une concordance entre les courbes de K-Entrée-1 et K-Effondrement-2 et celle de FD-V (grès de base). Cependant, les pics de 555 nm et 575 nm sont à souligner dans la courbe spectrale de FD IV (sols rouges).

Les analyses spectrales sont complétées par des mesures de susceptibilité magnétique sur les dépôts des salles « d'Entrée » et « d'Effondrement-II ». Le tableau 5.6 montre une susceptibilité moyenne ($4,3 \times 10^{-6}$ SI) pour K-Eff-2, ainsi que pour K-Ent-1 ($0,53 \times 10^{-6}$ SI), revoyant ainsi à la présence de minéraux antiferromagnétiques dans le remplissage. Le tableau des minéraux ferrugineux, identifiés (Dearing J., 1994) selon leur masse spécifique de susceptibilité magnétique (cf. Annexe 3), classe l'hématite et la goethite comme minéraux antiferromagnétiques.

Suite aux mesures effectuées, on peut relever que :

- la granulométrie de K-Ent-1 et de K-Eff-2 montre une fraction argileuse importante (60 et 75 %), avec pratiquement pas de sables dans ces dépôts détritiques ;
- la spectrocromimétrie révèle la présence d'hématite et de goethite dans les sols bruns et rouges et également dans les grès du Néocomien ;
- la susceptibilité magnétique confirme la présence d'hématite et de goethite dans les échantillons.



Figure 5.24. L'entaille de la carrière montre l'entrée de Mgharet Kanaan (photo de gauche, en bas), ainsi qu'une poche de dissolution piégée au niveau de la diaclase qui traverse l'entrée. Des fentes de dissolution sont repérées plus clairement au bord de l'entaille (photo de droite). Les forêts de garrigue couvrent les lapiaz du massif de Bsalîm-Nabay. (Cliché : C. Nehme)

La taille des grains se rapproche nettement de celle des sols rouges et bruns (cf. Annexe 2). Les sols résiduels du calcaire seraient alors à l'origine des dépôts de Mgharet Kanaan. Sous la forêt de garrigue, nettement visible dans le massif de Bsalîm-Nabay, les sols rouges sont drainés par les eaux d'infiltration *via* le réseau épi- et endokarstique. Malgré la proximité d'une bande de grès néocomien, en amont de la cavité et au niveau des localités de Bsalîm et de Bqinnâya, l'apport du grès de base semble faible. Nous n'excluons pas, tout de même, un mélange de ces deux sources, mais en faveur des sols rouges formés sur place (Figure 5.24.). Cette source parautochtone est drainée depuis la surface par les eaux d'infiltration.

3.2. PRELEVEMENT ET DATATIONS DES CONCRETIONS DE LA SALLE D'EFFONDREMENT-II

Les spéléothèmes sont révélateurs d'optima climatiques et de phases d'équilibre écologiques qui peuvent être calés dans le temps grâce aux datations isotopiques (Perrette Y., 2000). La présence des formations carbonatées sur des blocs ou sur le sommet des dépôts détritiques peut fournir des âges relatifs du creusement ou des colmatages des réseaux (Quinif Y. et Maire R., 1988).

L'étude spéléogénique de Mgharet Kanaan a identifié trois phases majeures de l'histoire de la grotte. La chronologie des phases proposées au départ est relative, suivant les emboîtements spatio-temporels entre les formes de creusement et les formations de remplissage de la cavité. L'insertion de la spéléogénèse de Kanaan dans l'histoire géologique du Liban nécessite des datations absolues sur les dépôts carbonatés. Pour ce faire, un choix des concrétions appropriées a été entamé.

3.2.1. CHOIX DES STALAGMITES PRELEVEES

Le levé géomorphologique de la cavité a identifié plusieurs générations de concrétions :

- la première génération constitue un ensemble de stalagmites sur le dépôt argileux des salles « d'Effondrement-I et II ». Ces concrétions, poussant sous la voûte originelle des deux salles, sont aujourd'hui à sec et couvertes de fleurs de calcite.
- la deuxième génération regroupe les concrétions de la partie médiane de la cavité. L'ensemble des stalagmites, planchers, colonnes et coulées sur paroi allant depuis la salle « de Jonction » jusqu' à la salle « Ornée » s'est mis en place sur le remplissage argileux. Cependant, cette deuxième génération fait suite à la fin de la deuxième phase de spéléogénèse, juste après le réajustement mécanique des voûtes d'équilibre. Ces concrétions restent encore actives et sont alimentées par des eaux de percolation ;
- la troisième génération correspond aux stalagmites poussant sur les blocs effondrés des salles « d'Effondrement-I et II ». Cet ensemble renvoie à la troisième phase de l'histoire de Mgharet Kanaan. La dynamique continue du soutirage des dépôts a engendré l'effondrement des dalles du plafond des salles, sur lesquelles poussent actuellement des concrétions actives et/ou translitées.

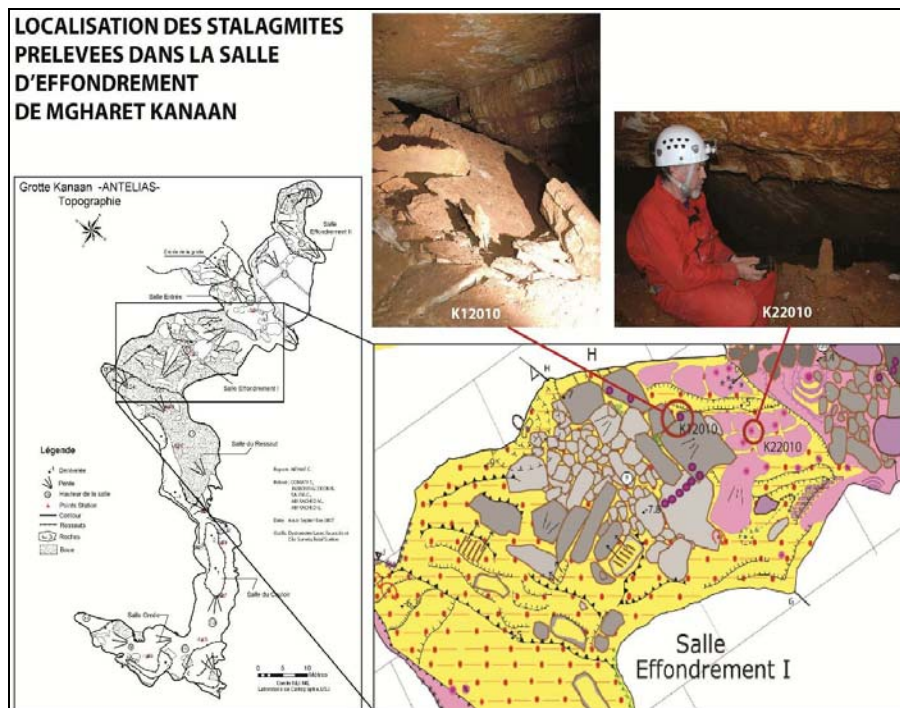


Figure 5.25. Les stalagmites K1-2010 ET K2-2010, prélevées dans la salle « d'Effondrement-II », sont indiquées sur un extrait de la carte géomorphologique de Mgharet Kanaan. On repère K1-2010 sur la dalle rocheuse au centre de la salle (photo au centre). K2-2010 repose sur le remplissage argileux à l'entrée de la salle (photo de droite). (Clichés B.Sadier).

Ces trois générations successives de formations carbonatées permettent un calage chronologique des étapes de l'histoire de Mgharet Kanaan. Nous avons retenu deux générations :

- les concrétions de la plus ancienne génération sont intéressantes, car elles sont antérieures au soutirage.
- la troisième génération de stalagmites marque la phase post-effondrement, au moment où la dynamique de soutirage s'est activée.

La datation de stalagmites appartenant à la première et à la troisième génération permet de caler, respectivement, les deuxième et troisième étapes de l'histoire de la grotte. La salle « d'Effondrement-II » avait été retenue comme site de prélèvement, suite à la lecture globale de la carte géomorphologique de Mgharet Kanaan (*Figure 5.25.*). C'est dans cette salle que les trois générations sont présentes. Les échantillons prélevés sont les suivants :

a- ECHANTILLON K1-2010

La stalagmite fait 27 cm de longueur et pousse sur le bord d'une dalle rocheuse tombée du plafond de la salle (*Figure 5.26.*). Le bloc repose sur un talus d'argile en pente (45°). Le mouvement de la dalle s'est traduit par une translation de la stalagmite par décalage et rotation de son axe de croissance vers l'ouest, en direction du point de soutirage le plus bas de la grotte. Les mouvements de l'axe de croissance de K1-2010 (*Figure 5.26.*) confirment le processus actif et lent du soutirage du remplissage argileux de la salle vers l'ouest.

L'échantillon de calcite a été pris de K1-2010-b, formant la base de la stalagmite (*Figure 5.27.*). Nous observons un fragment du bloc effondré autour duquel les lamines de calcites se sont structurées et accumulées. Nous avons coupé la concrétion K1-2010-b en deux, dans l'axe de croissance de la stalagmite. Ensuite, nous avons prélevé 1,6 grammes de calcite des lamines les plus proches du bloc.

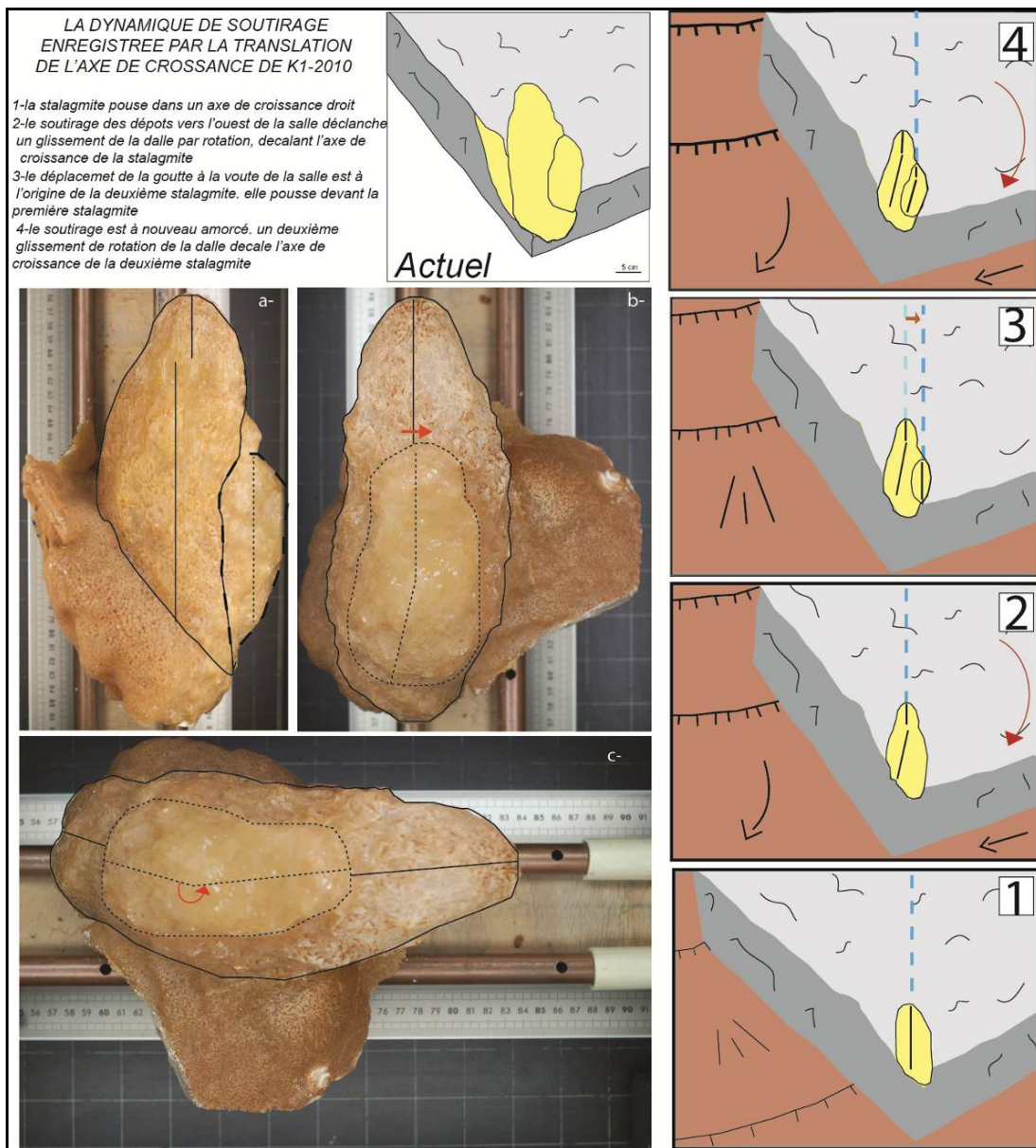


Figure 5.26. Le croquis sur mesure de la stalagmite K1-2010 montre sa position originelle sur la dalle rocheuse effondrée du plafond de la salle. La photo (a) prise de profil montre le décalage de l'axe de croissance de la première pousse (trait plein). Le deuxième axe de croissance (trait discontinu) témoigne d'un décalage rapide, donc d'un mouvement brusque de la dalle vers le point de soutirage. Les deux photos en plan (b et c) montrent bien un décalage entre les deux axes de croissance et leur rotation vers l'ouest. Ces deux mouvements analogues témoignent d'un soutirage lent des dépôts et entraînant un glissement continu de la dalle, toujours dans la même direction.

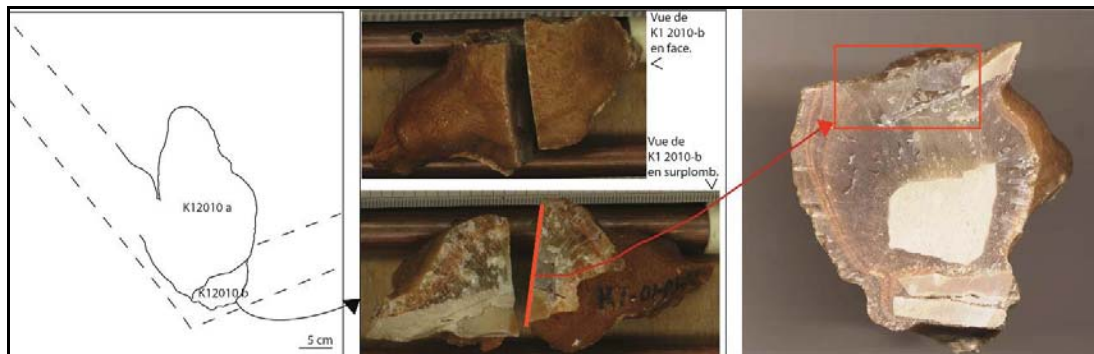


Figure 5.27. L'extraction de la calcite de l'échantillon K1-2010 (figure de gauche), depuis la base de la stalagmite (K2-2010-b). La base de la stalagmite a été coupée selon son axe de croissance (photos du milieu) Noter l'endroit de prélèvement de la calcite (photo de droite) au niveau du fragment de bloc effondré. Des clastes calcaires sont pris dans la calcite.

b- ECHANTILLON K2-2010

La stalagmite fait 28 cm de longueur et repose sur le remplissage argileux de la salle. Elle est localisée sous la voûte originelle. Cette partie de la salle « d'Effondrement-II » est faiblement affectée par la dynamique de soutirage. Par conséquent, le remplissage argileux subhorizontal est resté en place. Le niveau des dépôts détritiques en question correspond au dernier niveau-repère du remplissage après son décolmatage. Le spéléothème K2-2010 est coupé selon son axe de croissance. L'échantillon de calcite (0,2 g) est prélevé de sa base, depuis les cristaux en contact avec les dépôts argileux (Figure 5.28.).

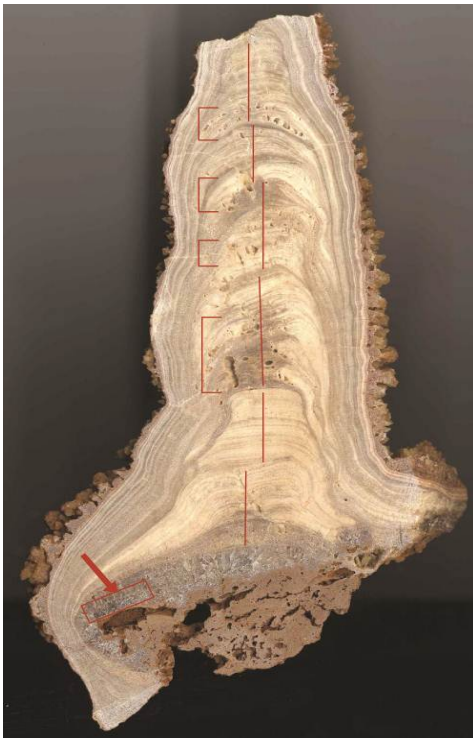


Figure 5.28. La stalagmite K2-2010, coupée suivant l'axe de croissance, révèle la structure de la calcite en lamines sombres et claires. L'axe de croissance des lamines (trait rouge) s'est décalé au cours de la mise en place du spéléothème. Noter les zones poreuses (crochet rouge) qui renvoient à des processus de recristallisation ou de diagenèse. La flèche rouge indique l'endroit où l'échantillon de calcite a été prélevé.

La stalagmite K2-2010 s'est mise en place sur des cristaux de calcite translucides et propres qui renvoient probablement à des cristaux de gours. Par contre, les lamines de calcite ont plutôt une structure cristalline impure et de couleur laiteuse. Elles sont faiblement décalées, éventuellement à cause du déplacement de la fissure d'alimentation au niveau de la voûte.

Nous soulevons également des pores entre les lamines de croissance dans les parties centrale et supérieure de la stalagmite (*Figure 5.28.*). Ces formes témoignent de la dissolution et de la recristallisation de la calcite, processus typique de diagenèse ou d'ouverture du système de cristallisation lors de la croissance du spéléothème (Hill C. et Forti P, 1997). Les causes à l'origine de ce phénomène renvoient probablement à des incursions d'argiles qui viennent se poser sur les lamines, perturbant ainsi leur mode de croissance.

Ce processus interne, et propre à la cavité, altère la structure des lamines et fausse les datations isotopiques Uranium/Thorium. La perte d'Uranium par la dissolution de la calcite ou l'apport supplémentaire de Thorium issu des incursions d'argile sur les lamines fausseraient la quantité initiale d'Uranium/Thorium contenue dans la stalagmite. Par conséquent, ce spéléothème ne pourrait pas faire l'objet d'une étude paléoclimatique.

L'observation macroscopique externe de l'échantillon K2-2010 relève des cristaux de calcite en fleurs couvrant la totalité de la surface (*Figure 5.29.*). Ces cristaux sont également présents sur le plancher démantelé et les spéléothèmes au nord des salles « d'Effondrement-I et II ». Selon Hill et Forti (1997), les cristaux de calcite prennent forme dans trois types d'environnements :



Figure 5.29. La stalagmite K2-2010 prise en plan, des deux côtés de l'échantillon. Des cristaux de calcite en fleurs tapissent toute la surface de l'échantillon. Des restes de dépôts d'argiles sont collés à la base du spéléothème (photo de droite).

- les cristaux de calcite sont formés dans la zone noyée du karst, quand la cavité est saturée en eau. Les formes en scalénoèdre, en prisme et rhomboédrique des cristaux sont beaucoup plus développées. La taille varie de quelques centimètres à des dizaines de centimètres d'épaisseur.
- les cristaux de gours se forment plutôt dans la zone vadose du karst. La forme cristalline en fleur ou palissadique ne dépasse pas les quelques centimètres d'épaisseur.
- les cristaux de fleurs qui se développent sur les parois de la cavité se caractérisent par leur forme rhomboédrique. Communément appelés cristaux en 'choux-fleurs' ou en 'popcorn', ils se développent dans la zone vadose et dans des environnements très humides. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur.

La formation des cristaux en fleurs nécessite : *i)* une solution saturée en CaCO_3 , *ii)* un environnement humide et calme, *iii)* une durée suffisante pour le développement des cristaux. Les cristaux observés sur une population restreinte de stalagmites picotées de Mgharet Kanaan renvoient à la formation de gours : après la phase de décolmatage du remplissage argileux et de la croissance de la première génération de stalagmites, une courte phase d'ennoiement de la grotte permet une accumulation d'un film d'eau qui ennoie les stalagmites en place.

3.2.2. APPORT DES DATATIONS URANIUM-THORIUM DE K1-2010 ET K2-2010 A LA SPELEOGENESE DE MGHARET KANAAN

La base des stalagmites K1-2010 et K2-2010 prélevées dans la salle « d'Effondrement-II » a été échantillonnée (*Tableau 5.7.*).

Sample ID	Mass/g	$^{230}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{232}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Age (Ka)
K1-2010	0.1030	0.5440	0.8188	0.000514	1058.1	127.521 ± 0.7402
K2-2010	0.0963	0.8230	0.9909	0.003209	256.4	194.465 ± 0.9842

Tableau 5.7. Les datations U/Th de K1-2010 de K2-2010 (J. Hellstrom, Univ. de Melbourne, Australie).

La calcite prélevée a été datée au Laboratoire de Géochimie du département des sciences de la terre, de l'Université de Melbourne (Australie). L'âge des deux spéléothèmes nous a permis de caler chronologiquement les étapes spéléogéniques de Mgharet Kanaan. Ces calages permettent de faire ressortir les éléments suivants (*Figure 5.30.*) :

- dès la seconde moitié du Pléistocène moyen, la grotte Kanaan se développait dans la zone vadose, puisqu'elle était soumise à du concrétionnement (cf. datation à 194 ka ± 0.98). Cela signifie que l'enfoncement du réseau hydrographique de la vallée d'Antélias qui a conduit à la restructuration du drainage karstique (abandon du drain karstique de Kanaan et mise en place du drain de Kassarat) est antérieur à cette date. Le degré d'antériorité ne peut être néanmoins précisé sur ce seul calage chronologique.
- les deux datations réalisées dans la grotte de Kanaan permettent d'encadrer chronologiquement le soutirage de la salle « d'Effondrement-II » entre 194 ka et 127 ka.

Ce soutirage est lié à la présence de réseaux subverticaux. Ceux-ci sont l'expression d'une phase de verticalisation du drainage karstique liée à l'enfoncement du réseau hydrographique et à la structuration de la nouvelle structure de drainage karstique de Kassarat-Antélias. La dynamique de soutirage n'est pas forcément synonyme de la verticalisation karstique, mais témoigne de l'existence de réseaux subverticaux bien établis et susceptibles d'évacuer le matériel argileux. Ce phénomène signifie également la présence d'écoulements favorisant l'évacuation du matériel, écoulements qui sont aujourd'hui absents dans la cavité. Le soutirage de Kanaan a donc une double signification :

- (i) la verticalisation du karst était, sinon réalisée et effective, tout au moins déjà fortement engagée.
- (ii) la grotte était encore affectée par des « écoulements » suffisants pour participer à l'évacuation du matériel argileux et à la mise en place du soutirage ; cette phase d'activité peut être également reliée à une phase plus humide de la fin du Pléistocène moyen. On sait par ailleurs qu'un soutirage tel que celui observé dans la grotte de Kanaan ne nécessite pas de grandes quantités d'eau ; les eaux issues des infiltrations (telles celles à l'origine du concrétionnement) sont suffisantes pour engendrer des soutirages (cf. soutirages de la grotte Chauvet : Delannoy J.J. et al., 2005).

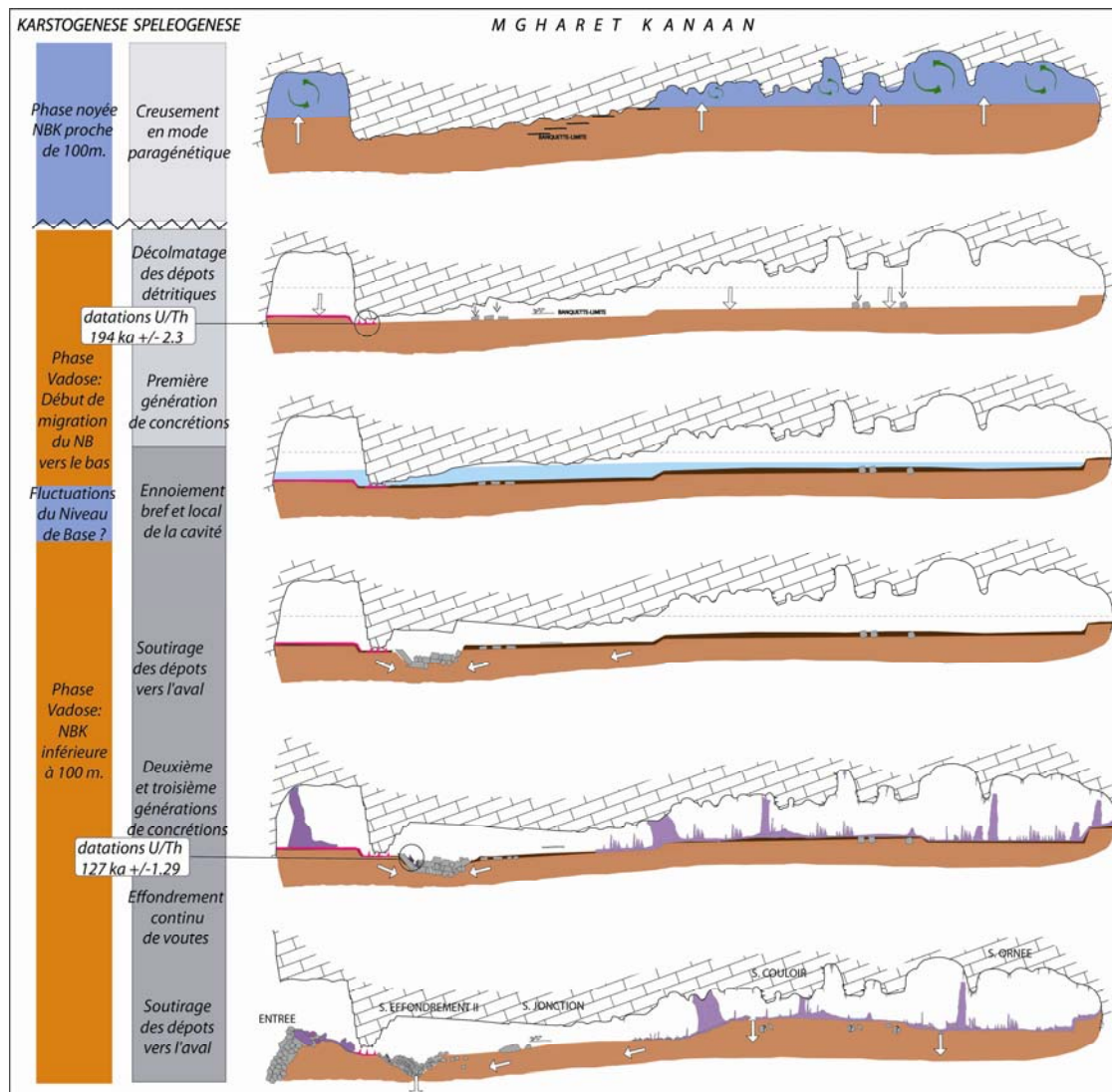


Figure 5.30. Coupe synthétique de Mgharet Kanaan montrant les trois étapes spéléogéniques de la mise en place du drain. Deux phases karstogéniques sont identifiées : la première est le creusement de Mgharet Kanaan dans la zone saturée du karst. Le creusement du drain s'est effectué en mode paragénétique. Les quatre derniers stades renvoient à des processus de démantèlement du drain, lorsque la grotte est passée de la zone noyée à la zone vadose du karst. Des processus de soutirage des dépôts, d'effondrement de la voûte et de concrétionnement se sont succédés. Les datations U/Th ont permis de caler chronologiquement la troisième étape de spéléogénèse.

§ § § § § § § §

IV- APPORTS DE LA GROTTTE KANAAN DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGENIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

L'étude spéléogénique de la grotte Kanaan, insérée dans son contexte géomorphologique (*Figure 5.30.*), permet de tirer des enseignements paléogéographiques concernant les interactions entre l'enfoncement du Nahr Antélias et l'évolution du drainage karstique de la vallée.

4.1. MISE EN EVIDENCE D'UN DRAIN D'UNE ANCIENNE ZONE NOYEE : INDICATEUR D'UN ANCIEN PALEOTALWEG DU NAHR ANTELIAS

La reconnaissance d'un ancien niveau de drainage karstique dans la grotte Kanaan est importante dans la reconstitution paléohydrographique de la vallée d'Antélias. En l'absence de contraintes litho-structurales, cet ancien drain laisse supposer qu'à une période donnée, le talweg du Nahr Antélias se situait à une trentaine de mètres au-dessus de son niveau actuel, c'est-à-dire aux alentours d'une centaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée. Compte tenu du dispositif géologique (flexure, mur imperméable de l'Oxfordien-Cénomaniens), il est fort vraisemblable que le paléo-exutoire de cet ancien système karstique se situait au droit du Fouar Antélias, là où le paléotalweg recoupait le contact lithologique calcaire/couverture imperméable.

La grotte Kanaan est le témoin d'une ancienne structure de drainage karstique du massif du Jabal Kneisseh (Mont Liban central) dont les écoulements étaient orientés vers le NNO (*cf. le sens des cupules de paroi sur les parois du paléodrain*). Cette orientation est importante dans le raisonnement paléogéographique, car elle n'est conforme, ni au pendage généralisé vers l'ouest, ni au niveau de base marin tout proche qu'est la Méditerranée, également située à l'ouest. La grotte Kanaan appartenait probablement à un ancien axe de drainage du paléo-système karstique du Fouar Antélias (drain majeur).

L'altitude de ce paléo-niveau de drainage karstique (vers 100 m) est similaire au niveau altitudinal de la grotte supérieure de Jeita qui se développe dans la vallée parallèle du Nahr el Kelb (*cf. infra*). S'agit-il d'une coïncidence altitudinale ou de témoins convergents d'une ancienne phase de karstification qui resterait à caler dans l'évolution géomorphologique du Mont Liban ? Il serait intéressant de chercher l'existence d'autres cavités comportant sur cette retombée du Mont Liban des morphologies de drain noyé vers 100 m d'altitude.

4.2. DISCUSSION SUR L'ENFONCEMENT POSTERIEUR DU NAHR ANTELIAS

La reconstitution d'un paléotalweg du Nahr Antélias à partir de l'étude spéléogénique de la grotte Kanaan interroge sur le moteur à l'origine de l'enfoncement de ce fleuve jusqu'à son niveau actuel. Deux facteurs peuvent être ici avancés : la surrection du Mont Liban et/ou les variations eustatiques de la mer Méditerranée. Force est de constater que nous disposons de peu de données sur ces moteurs potentiels d'enfoncement du réseau hydrographique, notamment en ce qui concerne le soulèvement du Mont Liban. Des données sur les formations littorales suggèrent des mouvements tectoniques durant l'Holocène (Morhange C. et *al.*, 2006) en lien avec la faille de Yammouneh et la rampe de poussée

latérale de Roum-Tripoli. Les travaux menés par Sanlaville P. (1977) sur le littoral ont mis en avant des oscillations eustatiques durant le Quaternaire moyen. L'enfoncement du Nahr Antélias peut-être rapporté à l'évolution récente (Quaternaire) ou à une évolution plus ancienne (Mio-Pliocène), voire à ces deux causes (Beydoun Z.R., 1976 ; Pirazzoli P.A., 1992, 2007 ; Anzidei M. et *al.*, 2010).

Quels que soient les moteurs de l'enfoncement du Nahr Antélias, son encaissement dans la masse karstique a entraîné une phase de verticalisation du drainage karstique dont des témoins sont visibles sur le front de taille de la carrière d'Antélias. C'est lors de cette phase de verticalisation que la grotte Kanaan est passée d'un régime noyé à un régime vadose. Rapidement, cette cavité a été déconnectée du drainage karstique qui s'est réorganisé en fonction de l'abaissement du niveau de base. La grotte Kanaan s'est retrouvée perchée au-dessus du nouveau de système de drainage karstique, auquel on peut rattacher le système souterrain de Mgharet el Kassarat et l'émergence du Fouar Antélias. Cette source qui sourd plus en aval vers 30 m d'altitude est une émergence majeure : elle draine le bassin-versant karstique du Nahr Antélias, ainsi qu'une partie des eaux du bassin-versant du Nahr Beyrouth (Hakim B. et Karkabi S., 1988).

CONCLUSION

Mgharet Kanaan est témoin d'une ancienne phase de karstification, perchée à 100 m d'altitude actuellement. L'étude spéléogénique et sédimentaire confirme le creusement du drain en mode paragénétique. La vitesse d'écoulement lente (13 cm/s) est soulignée par les formes pariétales en régime noyé, la granulométrie argileuse des dépôts et la longueur des coups de gouge. Le calcul des paléodébits (200 à 600 l/s) laisse supposer une valeur plus faible que les débits actuels du karst d'Antélias. L'interprétation karstogénique de l'histoire de Mgharet Kanaan suggère deux phases de fonctionnement du drain :

La première phase comprend un fonctionnement dans la zone saturée du karst, lorsque le niveau de base karstique (contact calcaire Jurassique/Aptien-Albien) était placé plus haut que l'altitude actuelle du Fouar Antélias (33 m).

La seconde phase est entamée suite à l'encaissement du Nahr Antélias, ce qui a entraîné la déconnexion de la cavité du drainage actuel. Les processus de démantèlement du drain (décolmatage et soutirage des dépôts, effondrement de la voûte) sont attribués au passage du fonctionnement noyé de Kanaan à la zone vadose du karst. Les causes de l'enfoncement du drainage karstique d'Antélias sont à rechercher, tant dans le dispositif litho-structural que dans la morphogenèse des canyons entaillant la retombée occidentale du Mont Liban.

De même, les mesures colorimétriques et magnétiques appliquées aux dépôts ont identifié une source locale parautochtone au karst. Les écoulements de surface et les eaux d'infiltration entraînent les sols rouges dans le karst et contribuent au colmatage des cavités. Ce constat reste, cependant, incomplet pour suggérer une caractérisation du fonctionnement du karst d'Antélias.

Des observations complémentaires doivent être menées à différentes altitudes dans la vallée et dans d'autres cavités. Mgharet el Kassarat, située sur la rive droite du Nahr Antélias et qui se développe entre 57 et 96 m. d'altitude, révèle la continuité du creusement du drainage karstique. L'étude spéléogénique et sédimentaire dans le canyon souterrain de Kassarat compléterait ainsi les constats amenés par l'étude morphogénique de Mgharet Kanaan. Une fois le schéma karstogénique d'Antélias complété, l'étude géomorphologique de la vallée nous conduira à mieux interroger les moteurs de la glyptogenèse¹² qui ont marqué le Mont Liban.

¹² Première phase du cycle érosion-sédimentation

CHAPITRE 6 : L'APPORT SPELEOGENIQUE ET KARSTOGENIQUE DE MGHARET EL KASSARAT

INTRODUCTION

Le réseau endokarstique de Kassarat-Nabay constitue un regard sur la zone active du système karstique d'Antélias. Il est en connexion avec la zone noyée et le niveau de base karstique, la résurgence du Fouar Antélias (Hakim B., 1985 ; Hakim B. et Karkabi S., 1988 ; Labaky W., 2005). Le réseau se caractérise, avec ses 4,6 km de galeries, par des conduits étagés, recoupés par la surface topographique¹³ et les réseaux de failles. Le développement de ces galeries entre 57 et 96 m d'altitude offre une « fenêtre » de lecture importante sur le système karstique de la basse vallée d'Antélias. Cependant, sa richesse en formes et en formations sédimentaires est compromise par les travaux des carrières, qui modifient la répartition spatiale naturelle des dépôts amenés par le cours d'eau souterrain, en aval du système.

Dans la première partie, nous développons les étapes de la mise en place de la salle « de Jonction », un site-clé de la cavité où se rejoignent deux des affluents du réseau actif et qui présente un large panel de dépôts et de morphologies de creusement et de réajustement. L'analyse repose sur un lever géomorphologique exhaustif, permettant une lecture de l'emboîtement entre les différentes formes de creusement et les remplissages souterrains. L'étude spéléogénique de la salle « de Jonction » sera complétée par des analyses effectuées dans des sites complémentaires du réseau : la galerie « des Présidents » et le canyon. Les stades de creusement du réseau seront appréhendés grâce à cette analyse globale reposant sur plusieurs sites d'étude (salle « de Jonction » ; galerie « des Présidents » ; le canyon). Cette lecture globale repose sur une approche topographique et morphologique, en utilisant le plan, la coupe et la réalisation de sections géomorphologiques détaillées du réseau. L'analyse emboîtée des formes et des formations, à l'échelle de la cavité permet de déterminer les principales phases de fonctionnement du karst (phase noyée/épinoyée/vadose) et leur évolution au sein du réseau.

La deuxième partie du chapitre traite de l'analyse sédimentaire réalisée dans la salle « de Jonction ». Une attention particulière a été portée à cette salle, car elle comprend un important remplissage lié à un piégeage sédimentaire. L'approche cartographique, couplée à l'analyse sédimentaire des dépôts (granulométrie et morphométrie), a permis de caractériser le fonctionnement de ce piège à sédiments et de définir les étapes de réorganisation des écoulements souterrains, en réponse au barrage engendré par un important effondrement souterrain.

La troisième partie concerne la caractérisation des sources potentielles des dépôts de la salle « de Jonction ». Les analyses morphoscopiques, minéralogiques et spectro-colorimétriques ont permis d'identifier certaines de ces sources et de proposer un faisceau d'explications quant à leur évolution. Des hypothèses liées à des évolutions environnementales sont proposées parallèlement à l'étude de l'évolution des sources potentielles aux dépôts de la salle.

¹³ La surface topographique fait ici référence au plancher de la carrière qui est très proche du toit du réseau. De même, le front de la carrière a recoupé une partie de la cavité, divisant en deux le réseau de Kassarat.

Enfin, la dernière partie propose un calage chronologique des étapes spéléogéniques de Mgharet el Kassarat. Suite à une étude plus large des générations de concrétions du réseau, les datations U/Th de la base des spéléothèmes prélevés dans la salle « de Jonction » permettront un premier calage chronologique des étapes spéléogéniques de la cavité. Enfin, l'étude spéléogénique et sédimentaire de Mgharet el Kassarat-Nabay complète les analyses morphogéniques effectuées à Mgharet Kanaan, dans la mesure où l'identification de nouveaux horizons de karstification permettra de compléter les enseignements sur la morphogénèse de la vallée d'Antélias.

I- LA RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DU RESEAU DE MGHARET EL KASSARAT-NABAY

L'étude spéléogénique menée sur ce réseau repose, en premier lieu, sur le choix de sites-clés permettant d'appréhender les grandes phases de creusement de cette grotte : la salle « de Jonction », connectant les deux siphons au drain collecteur, constitue un site d'intérêt pour entamer la première étape d'une reconstitution spéléogénique.

L'analyse spéléogénique de la salle conduira, par la suite, à nous interroger sur les processus de creusement observés en aval de la galerie « de la Rivière », ainsi qu'en amont de la salle (« Affluents majeur et supérieur »). L'étude des sections et des coupes habillées du drain permettra de disposer d'une lecture d'ensemble du réseau et d'identifier les principales phases de creusement de Mgharet el Kassarat.

1.1. LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA SALLE DE JONCTION : UNE LECTURE SPATIO-TEMPORELLE D'UN SITE CLE

La salle « de Jonction » fait 180 m de développement pour 40 m de largeur. Elle est constituée de deux ensembles morphologiques distincts : d'une part, la salle « d'Effondrement » constituée d'un amas de blocs de 35 m de haut et, d'autre part, la salle « de Jonction » dont une partie du remplissage détritique s'appuie sur un chaos de blocs, lié à l'effondrement d'un pan important du plafond. La large galerie « de Jonction » présente plusieurs intérêts morphogéniques.

Ce site n'est pas perturbé par les travaux des carrières. Les formes et les remplissages y sont bien préservés et ne sont pas remaniés ou affectés par une suraccumulation de dépôts, due à des remblaiements obstruant l'entrée du réseau, à l'aval du système.

Il est aussi à signaler la position amont de la salle par rapport au drain collecteur du réseau. Le creusement de ce secteur, dans la continuité du drain principal de Mgharet el Kassarat, est marqué par des formes pariétales visibles au niveau de la voûte.

De plus, la salle « de Jonction » se situe au niveau d'un recoupement de failles. La moindre résistance de l'encaissant a favorisé son élargissement par l'écoulement souterrain. Il en résulte une morphologie de drain élargi, favorable au piégeage de dépôts endokarstiques. Un large spectre de dépôts et de formations y est présent : dépôts alluviaux (sables grossiers et fins, galets), blocs plurimétriques effondrés, concrétions.

Ce piège à sédiments permet ainsi, par l'analyse sédimentaire et cartographique, de reconstituer la dynamique sédimentaire de ce site et de la comparer aux réajustements du parcours de la rivière.

1.1.1. METHODE MISE EN PLACE POUR LA REALISATION DE LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE

La cartographie géomorphologique du secteur est le résultat d'une chaîne opératoire de traitement et d'acquisition de données (*Figure 6.1.*). Les étapes de production d'une carte détaillée commencent, tout d'abord, par un levé topographique de la salle « de Jonction ». Nous avons choisi d'utiliser le fond topographique du réseau, complété en 2004 par le Spéléo-Club du Liban (Karanouh R. et *al.*, 2004), et de

réajuster quelques détails concernant les passages annexes à la salle et les formes de la paroi. Ces morphologies relevées sont révélatrices de processus significatifs du creusement de la cavité.

Par la suite, nous avons divisé l'espace à cartographier en quatre secteurs de lever géomorphologique, en utilisant les repères ponctuels du fond topographique (stalagmites bien repérables, blocs sur remplissage sableux) :

- 1- Secteur 1 : amas de blocs.
- 2- Secteur 2 : capture et affluent majeur.
- 3- Secteur 3 : affluent supérieur.
- 4- Secteur 4 : talus sableux nord et niveau à galets, au sud de la salle.

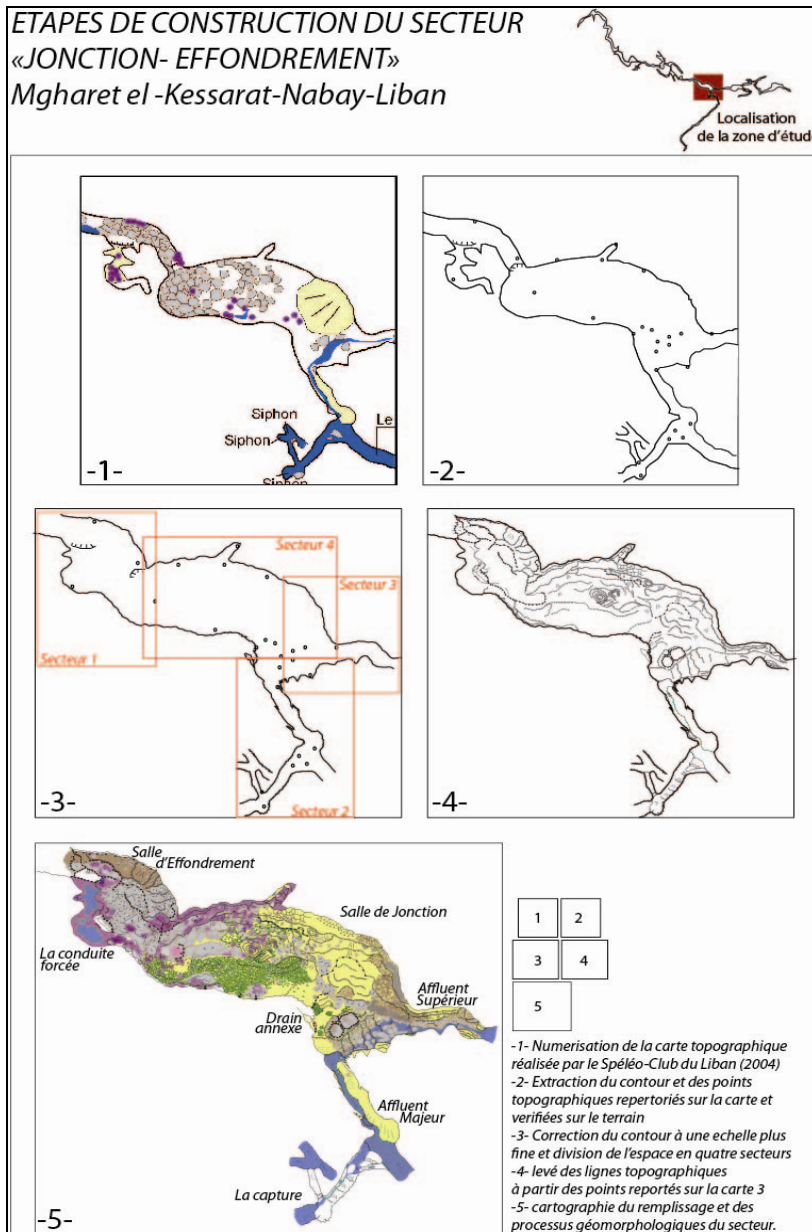


Figure 6.1. Les différentes étapes suivies pour générer la carte géomorphologique du secteur « Jonction-Effondrement ». La chaîne opératoire commence par la numérisation de la carte topographique, l'affinage du contour et des lignes topographiques et s'achève par l'identification des types de remplissages et des processus géomorphologiques.

Après avoir vérifié la carte topographique initiale du secteur, des points de stationnement secondaires ont été levés en utilisant le matériel spéléologique (clisimètre et boussole Suunto, distomètre laser Leica). De nouvelles lignes topographiques majeures (lignes du talus sableux, tracé du cours d'eau, lignes de ressauts de l'amas de blocs) ont été alors dessinées. C'est sur ce nouveau fond topographique que le

lever géomorphologique a été réalisé. Le relevé de chaque secteur a été transposé dans une base de données graphiques, finalisée avec le programme Adobe Illustrator®. L'échelle du lever géomorphologique est au 1/300^e, ce qui est suffisant pour identifier les principaux processus morphogéniques du secteur.

La légende de la salle « de Jonction » est légèrement différente de celle de Kanaan (*cf. Chapitre 3, Partie I, Paragraphe 1.2.3.*), car les symboles figurant dans la légende sont adaptés au contenu de la salle étudiée dans laquelle prédominent les dépôts alluviaux (galets et sables) et les formes de dissolution.

La légende de la carte de la salle « de Jonction » a été structurée en six entités (*cf. carte hors-texte*) :

- a- la topographie et le cadre litho-structural (en noir),
- b- l'hydrologie (en bleu),
- c- les formes liées aux écoulements (en vert),
- d- les dépôts détritiques (à plat jaune),
- e- les formations gravitaires (contour marron des objets cartographiés),
- f- les formations chimiques ou carbonatées (en violet-rose).

1.1.2. RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DU SECTEUR « SALLES DE JONCTION-EFFONDREMENT »

Le lever géomorphologique de la salle, couplé à l'analyse des sections morphologiques, révèle des processus de creusement qui ont participé à la genèse du drain. Les processus de remplissage et de remaniement ultérieur des dépôts en place sont également remis dans leur contexte spéléologique. Les différentes étapes spéléogéniques proposées sont insérées dans un cadre chronologique relatif.



Figure 6.2. La photo, prise depuis le sommet du talus sableux en direction de l'écroulement, montre (à gauche) le niveau repère du remplissage sableux de la salle « de Jonction ». On note le concrétionnement récent et postérieur au décolmatage des dépôts. Des stalagmites translucides (à droite) marquent la dynamique continue et progressive de la déstabilisation du talus. On relève également des formes initiales de creusement présentes sous forme de cintres (à droite) et renvoyant probablement au chenal de voûte du drain. L'effondrement de la voûte centrale de la salle (à gauche) est postérieur au décolmatage des dépôts (Cliché T. Egho).

Les morphologies du creusement 'initial' de la salle « de Jonction » sont peu visibles. Les processus postérieurs de réajustement mécanique de la voûte ont gommé les formes pariétales initiales du drain. Les levés morphologiques de terrain (*cf. Planche 2, pochette*) font apparaître des formes de creusement initial le long du secteur nord de la salle « de Jonction », au niveau repère du talus sableux (*Figure 6.2.*). Les formes cintrées du plafond rejoignent celles repérées sur la paroi sud de la salle. Le secteur central de la voûte est, par contre, affecté par des phénomènes de détente mécanique des strates calcaires.

Ces formes cintrées de part et d'autre du drain se prolongent topographiquement au même niveau horizontal et sont attribuées au chenal d'écoulement initial du drain. Il est à noter que le pendage des strates, de l'ordre de 15°, n'est pas conforme au développement subhorizontal du drain de la salle.

Nous relevons également des coupoles emboîtées au niveau de la voûte de « l'Affluent majeur » et (cf. *Planche 2, pochette*) également repérées au niveau de « l'Affluent mineur ». Ces formes typiques de dissolution par un écoulement en régime noyé sont les témoins spéléogéniques les plus anciens des « Affluents », situés à l'amont de la salle « de Jonction ».

Si les formes de dissolution de la voûte remontent au premier stade morphogénique, nous n'avons pas remarqué de dépôts contemporains de cette étape. Les levés de terrain n'indiquent ni placage argileux au niveau de ces formes, ni banquettes-limite marquant un stationnement suffisamment long d'un remplissage en régime paragénétique.



Figure 6.3. La photo, prise depuis la terrasse de galets, montre le niveau repère subhorizontal du remplissage détritique, haut de 12 m. Les blocs effondrés de la voûte (à droite et à gauche) scellent le talus sableux (Cliché T. Comaty).

L'observation du remplissage de la salle relève des dépôts sableux à silteux, dont une partie a été décolmatée (Figure 6.3.), notamment vers « l'Affluent majeur » et au sud-ouest de la salle, au niveau de la plateforme de galets. Le talus sableux, accumulé vers les parois nord et contre le talus de blocs écroulés, s'élève jusqu'à 12 m de hauteur (Figure 6.3.). Le sommet sub-horizontale du talus, partiellement scellé de coulées stalagmitiques, correspond au niveau maximal d'accumulation du remplissage dans la salle.



Figure 6.4. « L'Affluent majeur » vu depuis la terrasse sud-ouest de la salle « de Jonction ». La photo montre des coupes emboîtées au sommet du drain. On relève des niveaux subhorizontaux tronquant les bancs de strates calcaires (flèche).

Ces traces successives correspondent au niveau de stationnement des dépôts détritiques le long de la paroi avant leur décolmatage progressif du haut vers le bas (Cliché T. Egho).

Ce niveau repère rejoint topographiquement les paléo-niveaux de dépôts, le long de la paroi de « l'Affluent majeur » (Figure 6.4.). Il est alors clair que le remplissage sableux a dû colmater la totalité de la salle « de Jonction », ainsi que les deux « Affluents ».

Notons bien que la nature et la taille grossière des dépôts ne renvoient pas ici à un mode d'écoulement lent. Ce type d'écoulement est généralement attribué au régime de creusement en mode paragénétique, durant lequel le creusement s'opère « *per ascensum* » en direction et/ou au niveau de la voûte du drain (Renault P., 1970). Cependant, les formes initiales du drain qui convergeraient vers cette hypothèse sont peu nombreuses et ne sont secondées, ni par des dépôts argileux fins, ni par des encoches de paroi renvoyant à un stationnement long d'un tel type de dépôt.

Par conséquent, les dépôts accumulés le long de la paroi nord de la salle et jusqu'à « l'Affluent supérieur » semblent bien postérieurs au creusement initial du drain.

Il est à souligner le rôle de l'amas de blocs qui, en obstruant le passage initial de la rivière souterraine (Figure 6.5.), a contribué au colmatage de la salle « de Jonction ». Ce barrage naturel provient d'un effondrement majeur du plafond de la salle. L'observation de la voûte de cette salle montre un plan de faille de direction Est-Ouest, dans le prolongement de la paroi nord de la salle « de Jonction ». Bon nombre des blocs tombés ont une dimension métrique à plurimétrique. Une coulée de brèches calcaires tapisse le sommet du talus et s'étend jusqu'à l'aval des blocs effondrés, au nord-ouest de la salle. Ces clastes sont des fragments calcaires anguleux, issus de brèches, elles-mêmes alimentées par la faille et dont le rejeu a dû produire l'écroulement des blocs, ainsi que des brèches anguleuses. Ces dépôts ont été également relevés sur le sommet du talus sableux de « l'Affluent supérieur » et au niveau de la voûte du drain, affecté également par une faille située dans le prolongement de celle de la salle « d'Effondrement » (Figure 6.5.).



Figure 6.5. La photo, prise à l'ouest de la salle « d'Effondrement » et en direction de la salle « de Jonction », présente les dépôts écroulés depuis la voûte de la salle, ainsi que la coulée de brèches calcaires recouvrant le talus ouest de l'écroulement jusqu'au bas de la pente. (Cliché C. Nehme).

La dynamique de l'écroulement est, par contre, difficile à identifier. S'agit-il d'un écroulement brutal suite à un rejeu de la faille (Figure 6.6.), ou plutôt un processus lent de foudroyage du plafond ? L'observation de l'amas de blocs ne révèle aucun indice permettant de discriminer des générations successives de blocs. Bien que la dynamique ne soit pas bien identifiée, des indices morphologiques montrent que le barrage naturel est postérieur ou synchrone aux dépôts en place dans la salle « de Jonction ».



Figure 6.6. Photo, prise depuis le sommet du talus sableux, montrant le plan de la faille le long de la paroi nord du secteur effondré (Cliché T. Egho).

En effet, des traces de corrosion liées à des écoulements s'observent sur les blocs à la base du talus. Ces traces remontent jusqu'aux blocs situés au même niveau-repère (90-92 m) que celui des dépôts détritiques. De même, nous relevons une ancienne génération de concrétions, érodée par un remplissage postérieur à leur croissance (cf. Planche 2, Pochette). Les concrétions situées sur les blocs plus en hauteur et au delà du niveau-repère ne montrent pas, par contre, d'indices de corrosion. Elles

enregistrent par leurs formes translitées (Sadier et *al.*, 2004 ; Hajri et *al.*, 2009), les mouvements de tassement du talus. Enfin, les dépôts sableux de la salle reposent contre les blocs déjà mis en place. Ces indices confirment que le processus d'effondrement de la voûte est bien antérieur aux dépôts piégés dans la salle « de Jonction ». Le talus rocheux est même à l'origine du piège à sédiments mis en place à l'amont du secteur.

L'histoire du piège à sédiments, postérieure à la mise en place du drain, révèle par contre des processus plus complexes, dans la mesure elle comprend une étape de colmatage, suivie de plusieurs périodes de remaniement jusqu'au paysage endokarstique actuel. Ceci indique une évacuation partielle des dépôts.

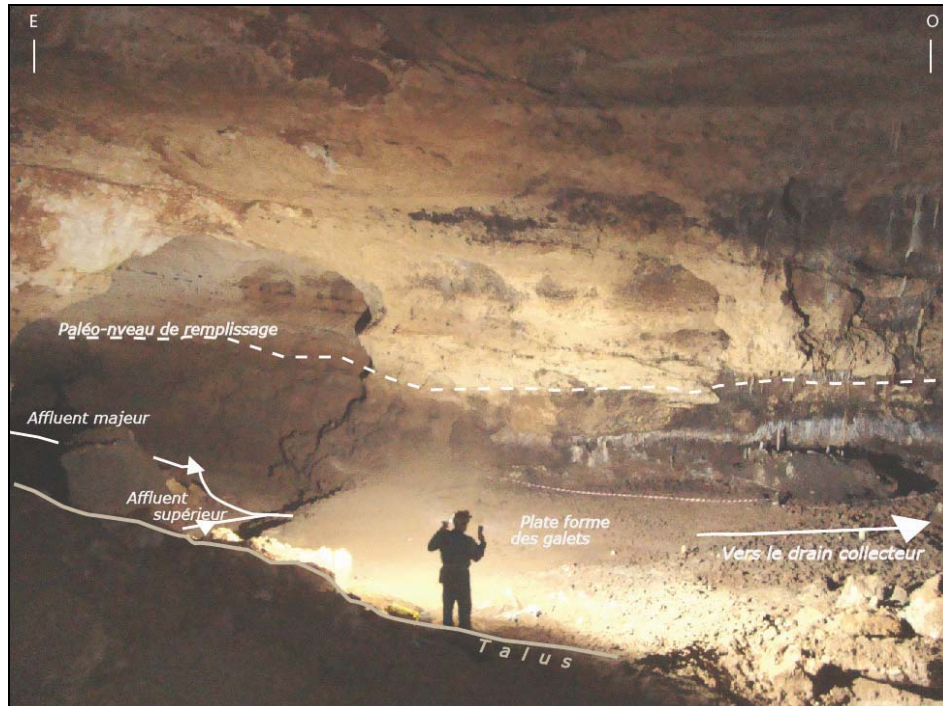


Figure 6.7. Photo prise depuis le talus de sable et donnant vers la terrasse de galets au sud de la salle « de Jonction ». Sur la paroi, on remarque un niveau plus sombre se prolongeant topographiquement en direction de « l'Affluent majeur » (tirets blancs). Il correspond à un niveau d'écoulement lorsque l'écoulement provenant de « l'Affluent supérieur et majeur » coulait en direction de la conduite forcée (flèche). On aperçoit les formes de dissolution de la voûte (coupoles) qui sont légèrement décalées (Cliché J. Yammine).

L'histoire du piège à sédiment est conditionnée par les blocs effondrés, tassés jusqu'à 35 m de hauteur. D'autres phénomènes interviennent également dans l'histoire de ce colmatage. Il s'agit de la compétence du courant des deux affluents, du volume du drain régulateur du débit et de l'abaissement du niveau de base, conduisant à des captures souterraines et à une modification des sens de l'écoulement.

Les dépôts sableux et les sens d'écoulement des affluents s'accordent avec la situation initiale du fonctionnement du drain lorsque les deux affluents, creusés dans le sens de la salle « de Jonction », coulaient vers le drain collecteur du système (Figure 6.7.). Une description des écoulements contemporains et des indices de paléo-écoulements permettent de retracer l'histoire complexe du fonctionnement de ce secteur (cf. Planche 2, pochette):

- le cours d'eau en provenance de « l'Affluent supérieur » coule actuellement dans le sens est-ouest (Figure 6.8.) pour rejoindre celui de « l'Affluent majeur » situé topographiquement plus

bas. Le parcours des écoulements longe la paroi façonnée par des lapiés de dissolution, au sud et sud-est de la salle. Le lit est marqué par une série de cascates et de blocs érodés, couverts d'une mince coulée stalagmitique. Des galets et des dépôts fins déposés sont piégés dans les fentes des lapiés souterrains.



Figure 6.8. La photo révèle les morphologies principales du secteur nord-est de la salle « de Jonction ». Au premier plan et au centre, on remarque des blocs effondrés du plafond et érodés (flèches rouges) par des remontées d'eau lors d'importantes crues. Le talus sableux s'appuyant contre la paroi nord du drain fait 12 m de hauteur. Son sommet correspond topographiquement au niveau-repère du remplissage de la salle. A droite, un courant d'eau, provenant de « l'Affluent supérieur » traverse une série de cascates pour rejoindre « l'Affluent majeur ». La flèche en tirets montre le sens du paléo-écoulement qui traversait la salle vers le drain collecteur du système de Kassarat. (Cliché C. Nehme).

- L'écoulement en provenance de « l'Affluent majeur » est également dévié vers un conduit annexe situé au sud-est du drain (Figure 6.9.). Ce petit conduit de 40 m de développement capture le cours d'eau, qui traverse une série de cascates et de marmites dans un chenal de dimensions modestes, jusqu'à atteindre trois siphons situés à 5 m sous le niveau de « l'Affluent » (Figure 6.10.). Le courant dévié ressort alors plus bas, à la base du talus de blocs effondrés, pour rejoindre la galerie « de la Rivière ». Les indices des paléo-écoulements regroupent des niveaux d'érosion, des microformes sur les dépôts silteux et des conduites forcées actuellement inactives. Ces traces indiquent des périodes de fonctionnement différent de l'actuel, lorsque ce piège avait une répartition différente des sédiments en place.



Figure 6.9. Le drain capturant l'écoulement provenant depuis le siphon nord de « l'Affluent majeur » (à gauche) et celui du siphon nord depuis « l'Affluent supérieur » (à droite). Les traces noires le long de la paroi soulignent un niveau de stationnement de l'eau (niveau-repère de couleur noire). Ce niveau, situé à la base de pendants de voûte, renvoie aux phénomènes de fluctuation des eaux durant les périodes actuelles de crues et de décrues (Cliché S. Jailliet).

- En premier lieu, nous relevons un niveau d'érosion lié à des écoulements intermittents et visibles sur la paroi nord-ouest de « l'Affluent majeur » (Figure 6.9.). Ce niveau se trouve dans le prolongement topographique des lapiez de la basse voûte de « l'Affluent » et de ceux de la paroi sud de la salle « de Jonction ». Il correspond probablement à un niveau d'ennoiement du secteur lors des périodes de crues. Cet ennoiement est contrôlé par la capacité de la capture à évacuer l'écoulement provenant des deux « Affluents ». L'évacuation des eaux par la capture (Figure 6.9.) est d'autant plus rapide que le gabarit du drain permet de contenir la totalité du volume d'eau. Avec le gabarit actuel, deux fois moins large que celui de « l'Affluent majeur », l'ennoiement temporaire du secteur remonte probablement jusqu'à la basse terrasse située au sud-est de la salle « de Jonction ». L'on remarque, sur les dépôts silteux de la salle, des traces de vagues correspondant au sens d'évacuation des eaux (cf. Planche 2, pochette). Ces microformes indiquent un sens d'écoulement vers la capture, témoignant ainsi de ce processus temporaire. La même interprétation peut être proposée pour l'histoire de ce piège à sédiments, lorsque la capture s'est mise en place en réponse au blocage sédimentaire. Un ennoiement aurait été possible, remontant jusqu'à la haute terrasse de galets, voire même jusqu'à la hauteur du niveau-repère de remplissage, lorsque le gabarit de la capture n'était que de quelques centimètres de largeur.
- Une forme importante à souligner est celle du conduit constituant le passage entre l'effondrement et la salle « de Jonction ». Ce drain circulaire (Figure 6.11.) de 40 m de développement est orné de gours et de coulées stalagmitiques. Cette conduite forcée est très proche de la paroi sud de la salle « d'Effondrement » et s'inscrit dans l'axe de « l'Affluent supérieur ». Résultant d'un écoulement forcé et concentré, ce drain fossile renvoie à une période de recreusement forcé du remplissage : situé à la base du talus de blocs et dans le prolongement de la paroi érodée de la salle (lapiez et cupules d'érosion), ce drain aurait été creusé par les eaux provenant de « l'Affluent supérieur ». Ce passage creusé permet une évacuation temporaire de l'écoulement vers le drain collecteur du système.



Figure 6.10. La capture vue depuis sa partie aval. On remarque au centre l'écoulement en provenance de « l'Affluent majeur » et qui rejoint les siphons à l'aval du conduit. La rivière détournée ressort, via les siphons, plus bas sous le niveau actuel de la salle « de Jonction ». Les formes de dissolution classiques comme les marmites et les rapides apparaissent au sol de ce drain récent (Cliché S. Jaillet).



Figure 6.11. Une vue depuis la salle « de Jonction ». La conduite forcée est creusée au ras de la paroi sud de la salle « d'Effondrement ». Sa forme circulaire témoigne d'un creusement noyé. Actuellement perchée par rapport au niveau altitudinal de la capture, elle est abandonnée par les écoulements. Des gours, stalactites et coulées viennent orner ce passage spéléologique entre le secteur effondré et la salle « de Jonction » (Cliché M. Arzouni).

La série d'observations menées dans le secteur « salles de Jonction–Effondrement » permet de déceler quatre étapes de fonctionnement (Figure 6.12.) liées au colmatage et au décolmatage de la salle « de Jonction », et conditionnées par des réajustements des écoulements :

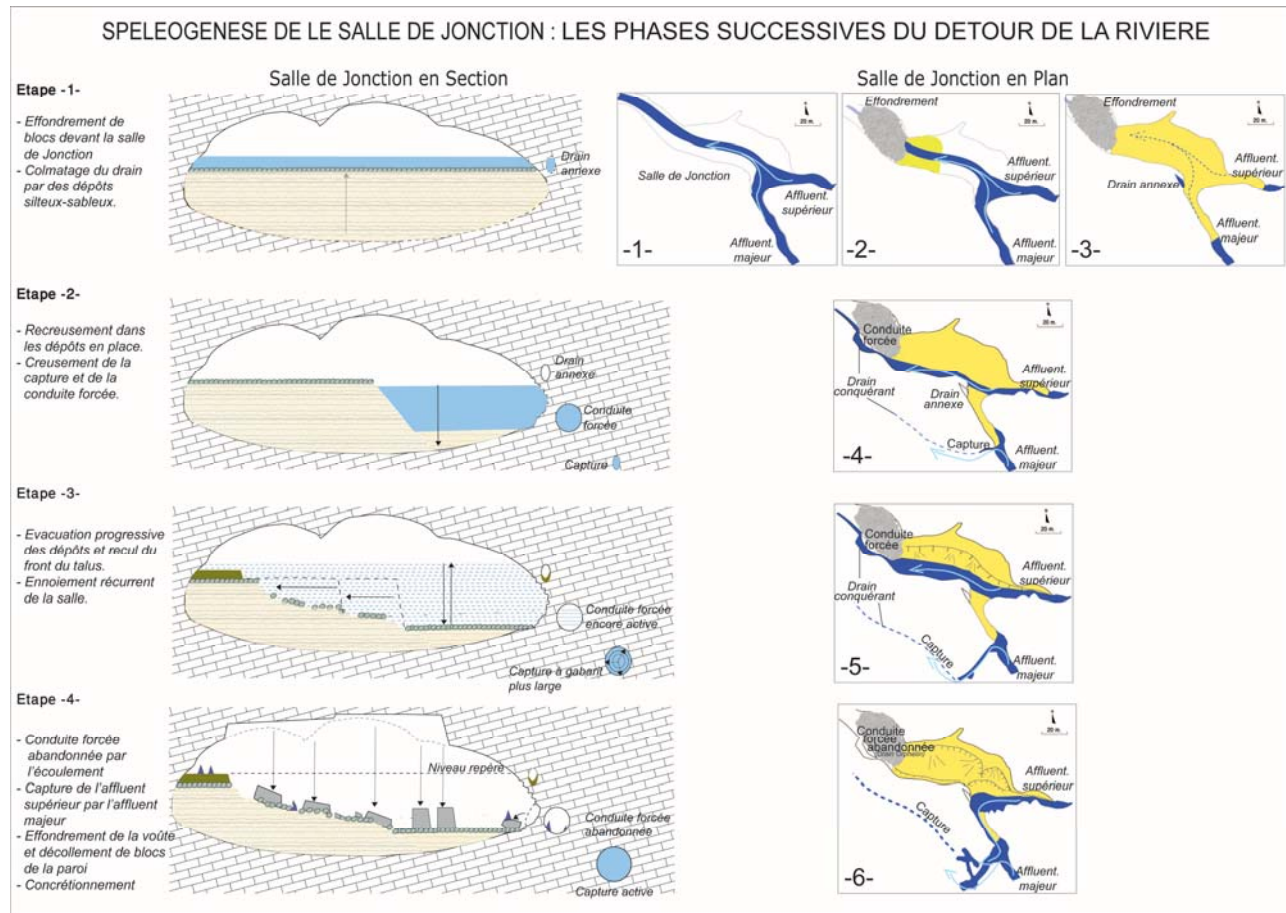


Figure 6.12. Schéma spélogénique du secteur montrant les différentes phases de creusement et de mise en place du remplissage. Les phases de colmatage et de décolmatage, postérieures au creusement initial, sont conditionnées par le blocage spéломorphologique qui a amorcé le creusement d'une capture à l'amont du piège à sédiments. A droite, les cartes montrent la réorganisation des écoulements suite au blocage de la salle par écroulement de la voûte. Les flux provenant des deux affluents sont contraints de répondre différemment à cette contrainte. « L'Affluent supérieur » recrée dans le remplissage de la salle vers la conduite forcée, alors que « L'Affluent majeur » creuse un drain qui capture ultérieurement tout le flux en provenance des deux affluents.

- La première étape concerne le colmatage du drain, après l'effondrement des blocs qui obstruent le passage normal de la rivière souterraine vers le drain collecteur du système. Le niveau-repère du remplissage est situé à 12 m par rapport au niveau de l'écoulement de l'affluent majeur. Ce niveau-repère rejoint les paléo-niveaux de remplissage de « l'Affluent majeur ». Nous relevons également un drain annexe creusé dans le prolongement de « l'Affluent majeur » et rempli de dépôts fins (cf. *Planche 2, pochette*).
Ce conduit annexe de 10 m de longueur se développe dans le prolongement topographique du sommet du talus sableux. Enfin, des stries de voûte marquant le plafond de « l'Affluent majeur » sont plutôt liées à l'écoulement plus ou moins compétent d'une rivière érodant la voûte du conduit. Ces indices témoignent alors d'un colmatage du drain par l'apport sédimentaire des affluents, poussant la rivière à couler au niveau de la voûte, érodant ainsi les blocs de la salle « d'Effondrement ».
- La deuxième étape est liée à deux événements majeurs : la mise en place de la capture, suite à un colmatage conséquent de la salle, ce qui conduit les eaux de « l'Affluent majeur » à trouver une autre issue. De même, « l'Affluent supérieur », amenant un écoulement plus compétent que l'actuel, creuse les dépôts colmatés, ainsi qu'une conduite forcée, permettant une évacuation temporaire de la rivière vers le drain collecteur (galerie « de la Rivière » du réseau). Le gabarit de la conduite forcée et, surtout, de la capture n'est pas suffisamment large pour drainer toute l'eau lors des crues, ce qui entraîne l'envoie du secteur.
- La troisième étape concerne la régularisation du gabarit de la capture qui, au fur et à mesure de son creusement, devient assez large pour évacuer le débit de « l'Affluent majeur » et amorcer un décolmatage plus conséquent des dépôts du secteur sud-est de la salle. Le décolmatage des dépôts rabaisse le niveau des écoulements de « l'Affluent majeur ». Celui-ci devient plus bas que le niveau des écoulements provenant de « l'Affluent supérieur ».
- Enfin, la dernière étape concerne le détour de l'écoulement de « l'Affluent supérieur » vers « l'Affluent inférieur ». La capture devient le niveau-repère de l'écoulement dans ce secteur. La conduite forcée au niveau de la salle « d'Effondrement », se trouvant plus élevée que le niveau d'écoulement repère, est abandonnée en faveur d'un détour des eaux provenant de « l'Affluent supérieur » vers « l'Affluent majeur ».

Les étapes de l'histoire du piège à sédiments révèlent l'effet du site sur l'organisation de l'écoulement d'une rivière souterraine. L'ampleur d'un tel processus se manifeste par l'effondrement qui a barré les écoulements. Cet effet de site (effondrement) serait à l'origine des épisodes de colmatage, suivis de remobilisations du remplissage par une réorganisation des écoulements souterrains.

Les indices liés à des phénomènes récents dans l'histoire de ce secteur indiquent, d'un côté, des processus de soutirage des dépôts et de l'autre, des effondrements de dalles rocheuses liés au processus de détente mécanique.

L'effondrement de dalles calcaires au centre de la salle ne montre aucune trace d'érosion liée à l'écoulement. Seuls les blocs situés au sud-est présentent des fentes de dissolution remplies d'argiles fines, dues probablement au processus d'envoie de la salle lors des crues les plus importantes (cf. *Planche 2, Pochette*).

Les blocs situés sur le talus sableux témoignent d'une phase d'effondrement postérieure au départ du remplissage. Les processus de détente mécanique s'expriment également par un décollement des blocs des parois sud et nord de la salle.

Enfin, les phénomènes de soutirage des dépôts détritiques sont identifiables par des formes en entonnoir visibles le long du talus (*cf. carte géomorphologique hors-texte*). Le départ du matériel meuble s'opère également le long de la paroi nord du secteur. La dynamique continue du soutirage du matériel meuble est soulignée par la disposition actuelle du concrétionnement : la coulée stalagmitique couvrant ce niveau-repère est démantelée en plusieurs plaques. Par ailleurs, les stalagmites poussant sur le talus et les blocs effondrés sont translatées en direction du sud et du sud-est du secteur.

De cette reconstitution spéléogénique issue de la cartographie géomorphologique, on peut retracer 3 phases majeures dans l'histoire du secteur « salle de Jonction-Effondrement » :

Phase 1 : l'effondrement de la voûte a barré le passage à la rivière. Le courant dépose des sédiments à l'amont de l'éroulement, engendrant peu à peu un colmatage quasi-total du secteur, sur une hauteur de 12 m. La rivière, déposant sables et galets au fond de la galerie, coule sous la voûte et érode les blocs écroulés.

Phase 2 : la rivière est contrainte à rejoindre le niveau d'écoulement initial. Deux phénomènes d'ajustement des écoulements s'opèrent simultanément au niveau de « l'Affluent supérieur » et de « l'Affluent majeur ». Le courant en provenance de « l'Affluent supérieur » recuse dans les dépôts amenés par la rivière. Une conduite forcée, creusée parallèlement à la paroi sud du secteur effondré, permet d'évacuer en partie les dépôts de la salle. De même, une capture s'établit au niveau de « l'Affluent majeur ». Son gabarit n'étant pas suffisant pour évacuer tout le flux, au moins en période de crue, l'affluent reste ainsi dépendant du niveau d'écoulement de la conduite forcée. L'évacuation des écoulements s'opère, en grande partie, à partir de cette conduite forcée.

Ce n'est que lorsque le gabarit de la capture devient suffisamment important pour accepter tout l'écoulement en provenance du siphon sud, que la rivière recuse les dépôts obstruant « l'Affluent majeur » jusqu'au secteur sud-est de la salle « de Jonction ». Par conséquent, le niveau de l'écoulement devient plus bas que « l'Affluent supérieur » qui draine le courant provenant du siphon nord vers la conduite forcée. Les flux de « l'Affluent supérieur » sont alors détournés vers la capture qui contrôle les écoulements des deux siphons nord et sud du réseau de Kassarat.

Phase 3 : le réajustement des écoulements établi, la salle « de Jonction » se trouve alors déconnectée du réseau actif de la grotte, en dehors des crues importantes qui ré-ennoient quelquefois le secteur. La détente mécanique du plafond et de la paroi se traduit par des effondrements de la voûte et par le décollement de pans de paroi. Les processus de déstabilisation mécanique du talus sableux se manifestent par un soutirage progressif le long de la paroi nord du secteur. L'observation du concrétionnement mis en place après le décolmatage de la salle révèle des phénomènes de translation des stalagmites et de fragmentation des coulées sur le sommet du talus, ceci marquant la dynamique progressive et continue du soutirage des dépôts encore en place.

1.2. LA LECTURE SPELEOGENIQUE GLOBALE DU RESEAU DE KASSARAT : L'APPORT DES SECTIONS ET COUPES GEOMORPHOLOGIQUES DANS LA SPELEOGENESE DU RESEAU

La lecture géomorphologique du secteur « salle de Jonction-Effondrement » a permis d'identifier les étapes récentes de la spéléogénèse jusqu'à son abandon par les écoulements, suite à la capture de la rivière souterraine en amont du secteur.

Cependant, l'histoire de la salle « de Jonction », révélatrice de l'impact d'un effet de site sur la réorganisation des écoulements souterrains, n'est pas à même de résumer la genèse de tout le réseau de Kassarat. Les témoins et dépôts de la salle sont liés à l'histoire récente du secteur. Or, très peu de témoins morphogéniques et de dépôts contemporains de la phase du creusement initial du drain sont encore visibles dans la salle. De là, on ne peut pas reconstituer les premières étapes spéléogéniques de Mgharet el Kassarat. Pour cette raison, des observations complémentaires à la salle « de Jonction » sont réalisées dans d'autres sites-clés du réseau : les galeries « des Présidents » et « de la Rivière » (canyon principal du réseau de Kassarat). Les observations spéléogéniques complémentaires permettent de mieux discriminer des témoins morphogéniques (formes et dépôts) renvoyant à des phases initiales de creusement du réseau (phases noyées et de surcreusement du drain).

1.2.1. L'INTERPRETATION SPELEOGENIQUE DU CANYON DE MGHARET EL-KASSARAT

Neuf sections géomorphologiques ont été réalisées dans le canyon principal et les deux affluents. Une coupe transversale a été effectuée depuis le siphon terminal de la rivière jusqu'au siphon sud de « l'Affluent majeur » au 1/100^e à partir d'un lever topographique spéléologique. Les données topographiques, à l'aval du drain (depuis le barrage construit jusqu'au siphon terminal), ont été complétées grâce aux levés de terrain réalisés par le Bureau Technique de Développement (B.T.D.). Les sections et la coupe reportées sur papier millimétré sont ensuite numérisées et redessinées (*Figure 6.13.*).

La coupe, les sections et les photos d'ensemble du canyon mettent en avant des morphologies de creusements noyé et vadose.

Outre la forme en canyon, classique d'une galerie endokarstique liée à un enfoncement continu de l'écoulement vers le bas, une série de formes et drains perchés est identifiée le long de la voûte et au niveau des parois hautes du canyon (*Figure 6.14.c*). Nous détaillerons les morphologies et les niveaux repères de remplissage selon leur niveau altitudinal par rapport au canyon :

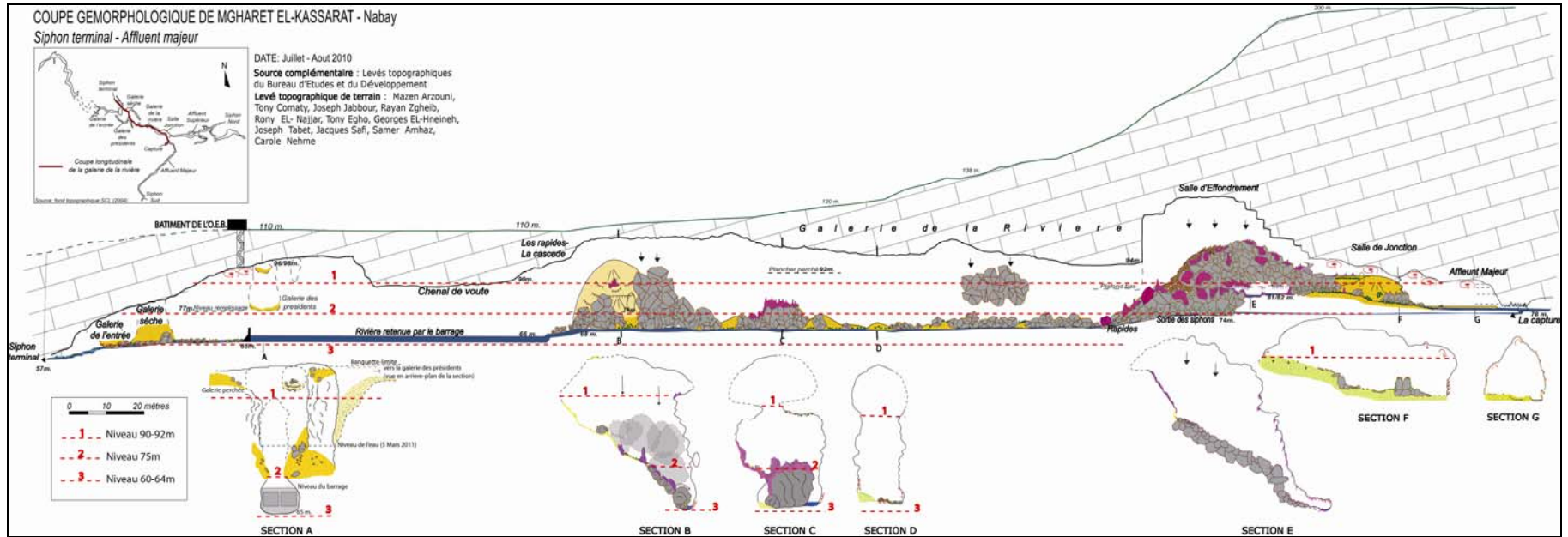


Figure 6.13. Coupe morphologique détaillée de la galerie « de la Rivière », Mgharet el Kassarat. Le lever de terrain montre le canyon principal du réseau, depuis le siphon terminal jusqu'à « l'Affluent majeur ». Les drains annexes au canyon sont représentés en trait discontinu. On note la situation des drains annexes développés au ras de la voûte et au-delà de 75 m d'altitude. Une série de rapides et de cascades marque le lit actuel du « fleuve ». Des zones écroulées sont plus développées dans la partie amont du canyon principal. L'écroulement le plus conséquent est celui de la salle « d'Effondrement » qui a barré le passage de la rivière en générant une zone de piège à sédiments à l'amont. L'accès au canyon se situe au niveau du barrage aménagé pour capter les eaux de la rivière de Kassarat par le biais d'un puit artificiel creusé directement dans le toit de la cavité

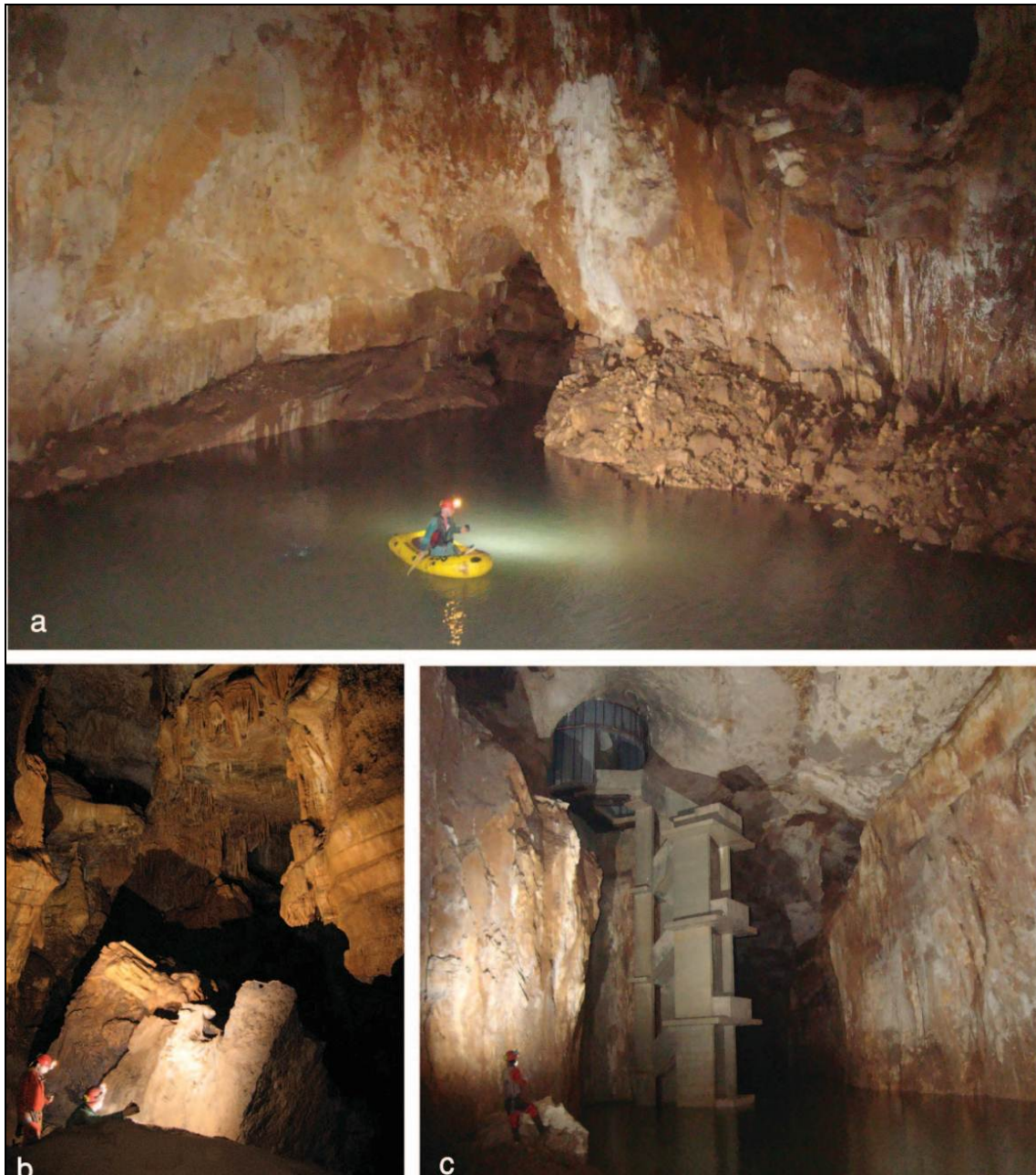


Figure 6.14. La photo (a) montre le chenal de vôte du canyon principal situé à 90 m d'altitude. A droite, on observe l'accès à l'un des drains annexes développés au ras de la vôte du canyon. On notera un niveau de remplissage détritique le long de la paroi, renvoyant probablement à un niveau de remplissage initial au niveau du chenal de vôte. La photo (c) illustre le canyon principal en période de crue. L'obstruction quasi-totale de la galerie « de l'Entrée » amplifie l'engorgement du canyon principal. A droite de la photo, on remarque un des drains annexes, creusé au niveau de la paroi, au ras du plafond et donnant sur le canyon principal. La photo (b) prise à l'amont du canyon principal et dans la galerie « de la Rivière » montre l'écroulement du plafond, mais révèle aussi un plancher perché au-dessous duquel coule actuellement la rivière souterraine (Clichés T. Comaty et C.Nehme).

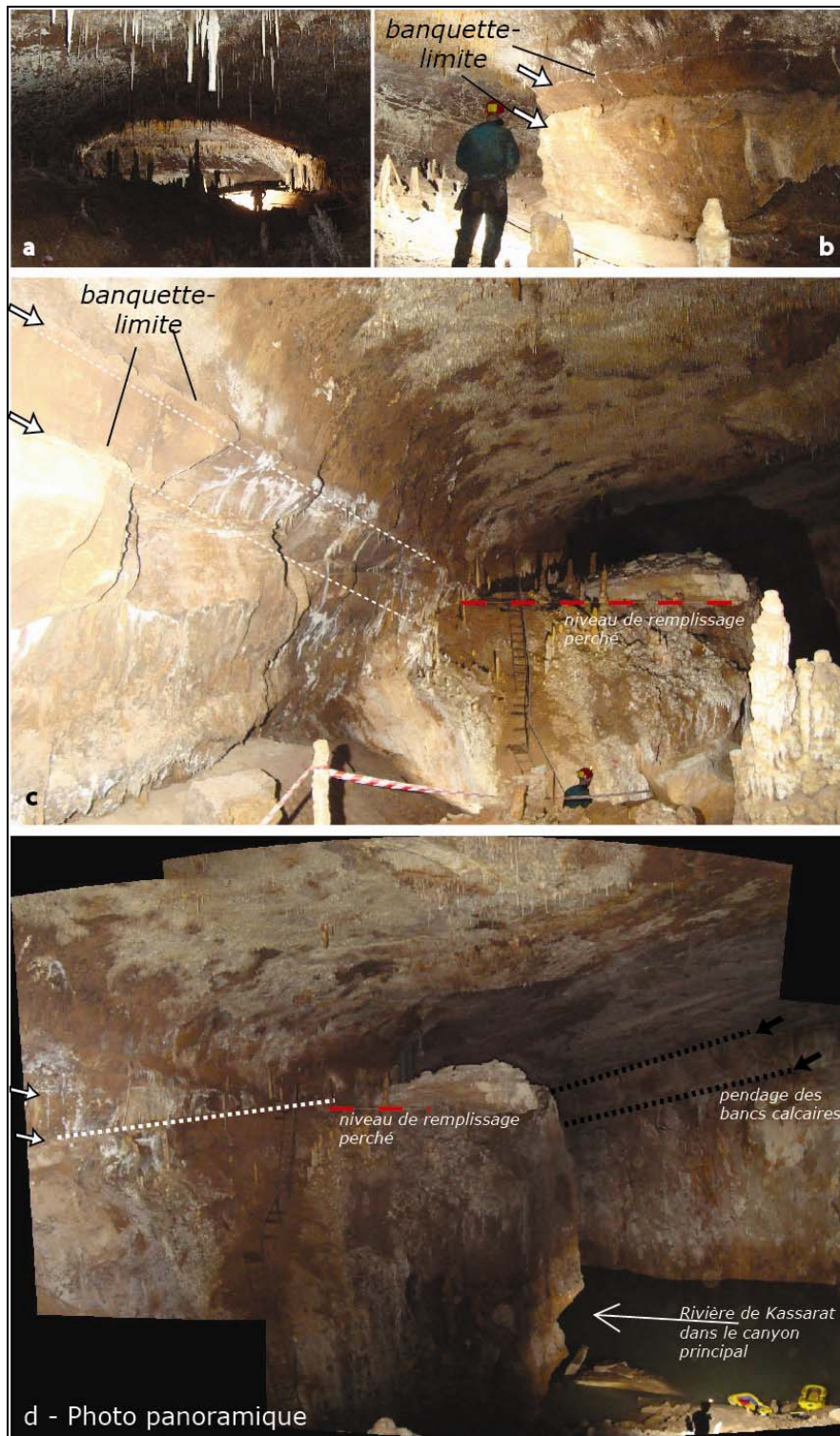


Figure 6.15. L'ensemble de ces photos est pris dans la galerie « des Présidents ». Située au niveau de la voûte du canyon (96-98 m), elle se développe jusqu'à 75 m d'altitude. Actuellement perchée par rapport au canyon, elle révèle des formes initiales de creusement, telles que des banquettes-limite (photo b et c) qui témoignent d'un stationnement des dépôts fins à ce niveau de la galerie et, probablement, du drain de Kassarat. Le niveau de ces formes, non-conforme au dispositif lithologique (photos c et d), correspond aux traces des dépôts détritiques relevés au niveau du puits artificiel qui donne accès au canyon principal (photo d). La photo (a) montre le fond de la galerie « des Présidents » avec sa forme elliptique initiale. Le concrétionnement récent s'est mis en place au sommet du remplissage silto-argileux en partie décolmaté (Clichés C. Nehme).

Niveau 90-94 mètres : Des morphologies témoins d'anciennes circulations en régime noyé sont visibles dans la galerie « des Présidents », où un chenal de voûte est conservé sur 100 m de longueur (situé à 90 m d'altitude). Trois galeries, de 100, 40 et 20 m de longueur respectivement, se développent par ailleurs au niveau supérieur de la voûte. Perchées entre 94 et 96 m d'altitude, la forme quasi-elliptique des conduits et leur remplissage détritique en partie décolmaté témoignent d'une phase de creusement initial en régime noyé.

D'autres formes repérées dans cette même galerie (*Figure 6.15.*) renforcent cette hypothèse dans le sens où on relève sur les parois de ce paléodrain une encoche sur près de 4 m de longueur. Cette encoche subhorizontale n'est pas conforme au pendage (15 à 20°; NE-SO). Le niveau altitudinal de cette encoche est topographiquement au même niveau que le remplissage argileux situé sous la voûte du canyon et que celui du paléodrain perché qui fait, de l'autre côté du canyon, face à la galerie « des Présidents ». Cette forme peut être rapportée probablement à une ancienne banquette-limite ; celle-ci témoignerait d'un ancien niveau de remplissage du drain au moment où l'écoulement circulait au sommet de la voûte (*Figure 6.15.*). L'encoche en question est à un niveau supérieur par rapport au niveau des dépôts de la galerie « des Présidents ». Cette disposition renvoie à une phase de décolmatage du remplissage paragénétique. Les dépôts actuels sont sableux et d'origine alluviale. Ils sont scellés par un concrétionnement conséquent et récent. Nous n'avons cependant pas effectué d'étude sédimentaire dans ce secteur pour identifier l'épaisseur, la nature et les variations dans la taille des particules.

Cependant, l'observation indique la présence des dépôts de sables fins dont la nature n'est pas conforme à celles des dépôts fins classiquement déposés lors d'un creusement en mode paragénétique. Nous considérons que les dépôts fins initialement déposés en lien avec la banquette-limite ont été en grande partie évacués, voire mélangés avec des dépôts plus grossiers amenés par la rivière dans un tout autre contexte morphodynamique (régime vadose).

A l'amont du canyon, on relève d'autres formes de creusement associées à un fonctionnement en régime noyé, notamment un chenal de voûte (*Figure 6.15.a*) à forme semi-elliptique plus large que celui identifié à l'aval du canyon.

D'autres témoins anciens sont également visibles, mais cette fois en liaison avec des écoulements à surface libre. Un ancien plancher stalagmitique (*Figure 6.15.b*), perché à 92-94 m et postérieurement surcreusé par des écoulements, se situe dans le prolongement topographique des basses voûtes de la salle « d'Effondrement ». De même, on identifie des galets incrustés sous et dans le plancher, renvoyant ainsi à deux épisodes spéléogéniques : la mise en place d'un ancien remplissage alluvial à une période où les écoulements coulaient non loin de la voûte du paléodrain (cet épisode est antérieur au creusement du canyon) ; un recreusement, suivi d'un important surcreusement qui recoupe le remplissage alluvial scellé par le plancher stalagmitique et le perche au dessus du talweg du canyon.

Niveau 75 mètres : Les observations menées le long du canyon ont relevé la présence de conduits développés perpendiculairement à l'axe de creusement du canyon. Parmi ces conduits perchés, notre attention a été portée sur une petite galerie de 10 m de développement dont l'altitude (75 m) concorde avec un niveau de dépôts détritiques le long de la paroi sud du canyon. Ces dépôts hérités (*Figure 6.13. et 6.14.a*) témoignent d'un ancien niveau de stationnement de la rivière au moment où le talweg du

canyon se situait à cette altitude. Il est à noter qu'on ne retrouve pas de galeries perchées au-dessous de 75m d'altitude.

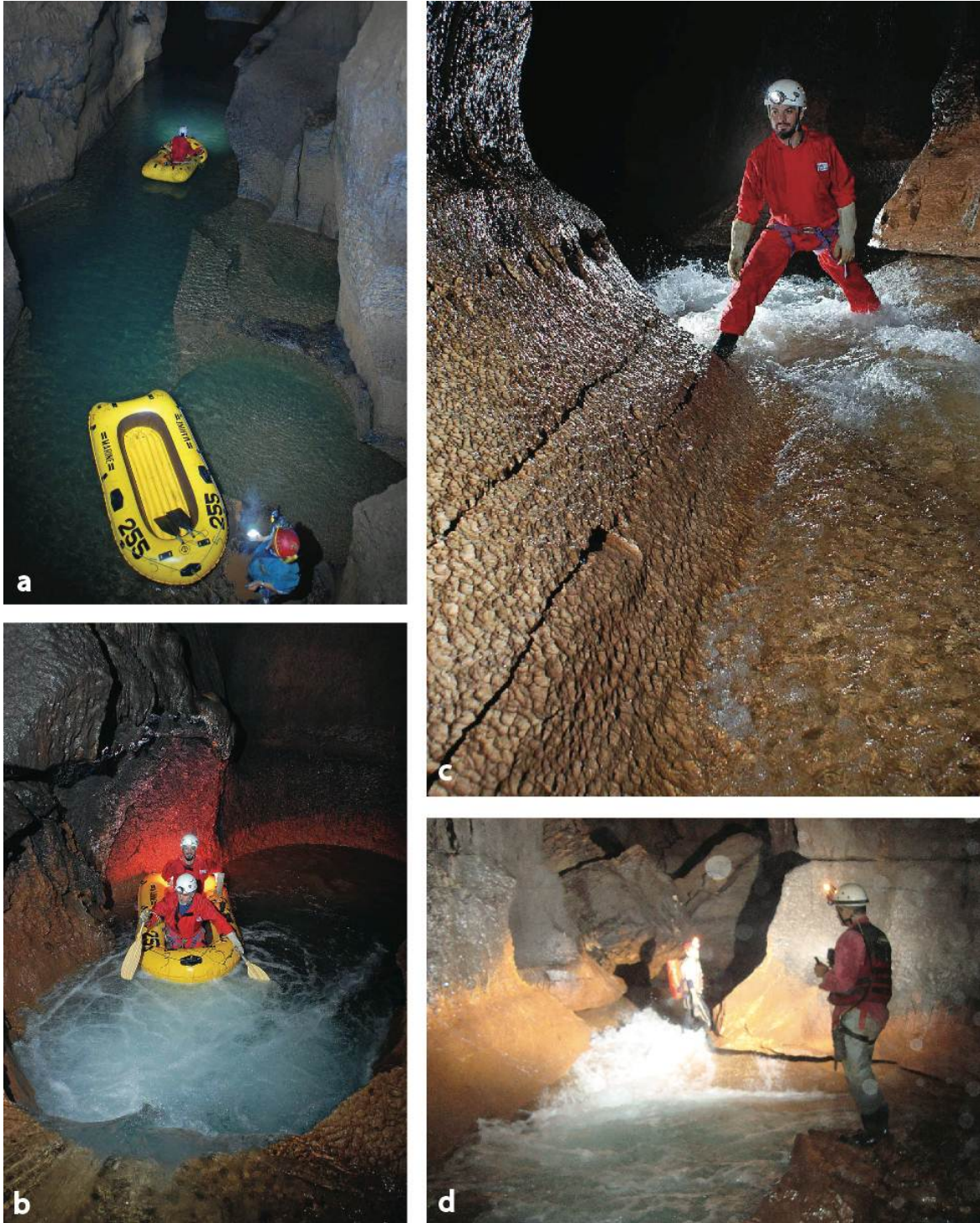


Figure 6.16. Les formes de dissolution au niveau du lit du fleuve se manifestent par des marmites et des coupoles le long de la paroi de la galerie (photo a). Les bassins de cascade à l'amont du barrage (photos b et d) et les rapides (Photo c) sont les formes consécutives d'un surcreusement du canyon par érosion régressive du lit de la rivière (Clichés T. Comaty (photo d), S. Jaillet (photos a, b et c).

Par conséquent, le développement de ces galeries à ce niveau et la présence d'anciens dépôts alluviaux renverraient peut-être à un niveau de stationnement de la rivière à 75 m d'altitude. Pourtant, ces

indices ne nous paraissent pas suffisants pour trancher en faveur d'une telle hypothèse. Pour l'étayer, des investigations supplémentaires sont à entreprendre dans d'autres parties du réseau (siphons Sud et Nord), afin d'identifier des niveaux de remplissage à cette altitude.

Niveau 57-64 mètres : Ce niveau correspond au talweg du canyon. Il se caractérise par un lit accidenté alternant rapides, cascades et méga-marmites de géant (*Figure 6.16.*). La rivière souterraine rejoint le siphon terminal situé à 57 m d'altitude pour ressortir ensuite au niveau de l'exutoire du système endokarstique (résurgence du Fouar Antélias). On relève à la base du canyon une morphologie semi elliptique qui pourrait être rapportée à des mises en charge de la base du conduit lors des périodes de hautes eaux (fonctionnement épinoyé ?). Cette forme semi-elliptique est visible tout le long de la galerie principale.

1.2.2. LES ETAPES DE LA SPELEOGENESE DU RESEAU DE KASSARAT

Sur la base de cette première description, l'évolution spéléogénique suivante de Mgharet el Kassarat peut être proposée. Six étapes peuvent être mises en évidence (*Figure 6.17.*) :

Etape 1 : Fonctionnement en régime noyé, comme en témoignent les coupoles de plafond et la présence d'une banquette-limite dans la partie sommitale de la galerie « des Présidents ».

Etape 2 : Passage d'un fonctionnement en régime noyé à un fonctionnement vadose. Les écoulements à surface libre contribuent au décolmatage des dépôts paragénétiques ; ces écoulements ont contribué à un mélange entre les anciens dépôts paragénétiques et ceux issus de l'amont. La galerie « des Présidents » est partiellement décolmatée comme celle qui lui fait face (galerie « Sèche »). Les anciens drains annexes sont le siège d'un dépôt de matériel grossier amené par la rivière et accumulé dans ces galeries annexes à l'aval du drain (galerie « des Présidents » et galerie « Sèche »).

Etape 3 : La migration du niveau de base karstique, liée à un enfoncement de la vallée d'Antélias, se traduit par le surcreusement du paléodrain par la rivière souterraine jusque vers 75 m d'altitude. Après un stationnement des écoulements à cette cote altitudinale, une deuxième phase de verticalisation de l'écoulement affecte le réseau d'Antélias.

Etape 4 : L'enfoncement du canyon par érosion régressive du lit du fleuve se poursuit jusqu'à atteindre 57 m de cote d'altitude minimale (niveau du siphon terminal).

Etape 5 : Des écroulements de la voûte barrent les écoulements et sont à l'origine de pièges à sédiments comme celui de la salle « de Jonction » ; cette salle a été totalement colmatée par les dépôts alluviaux sableux amenés par la rivière.

Etape 6 : L'affluent majeur est dévié par une capture contournant le barrage engendré par le chaos de blocs et les sédiments stockés en amont. Cette capture draine l'écoulement des deux siphons du système sous la salle « de Jonction », afin de rejoindre le canyon principal, plus à l'aval.

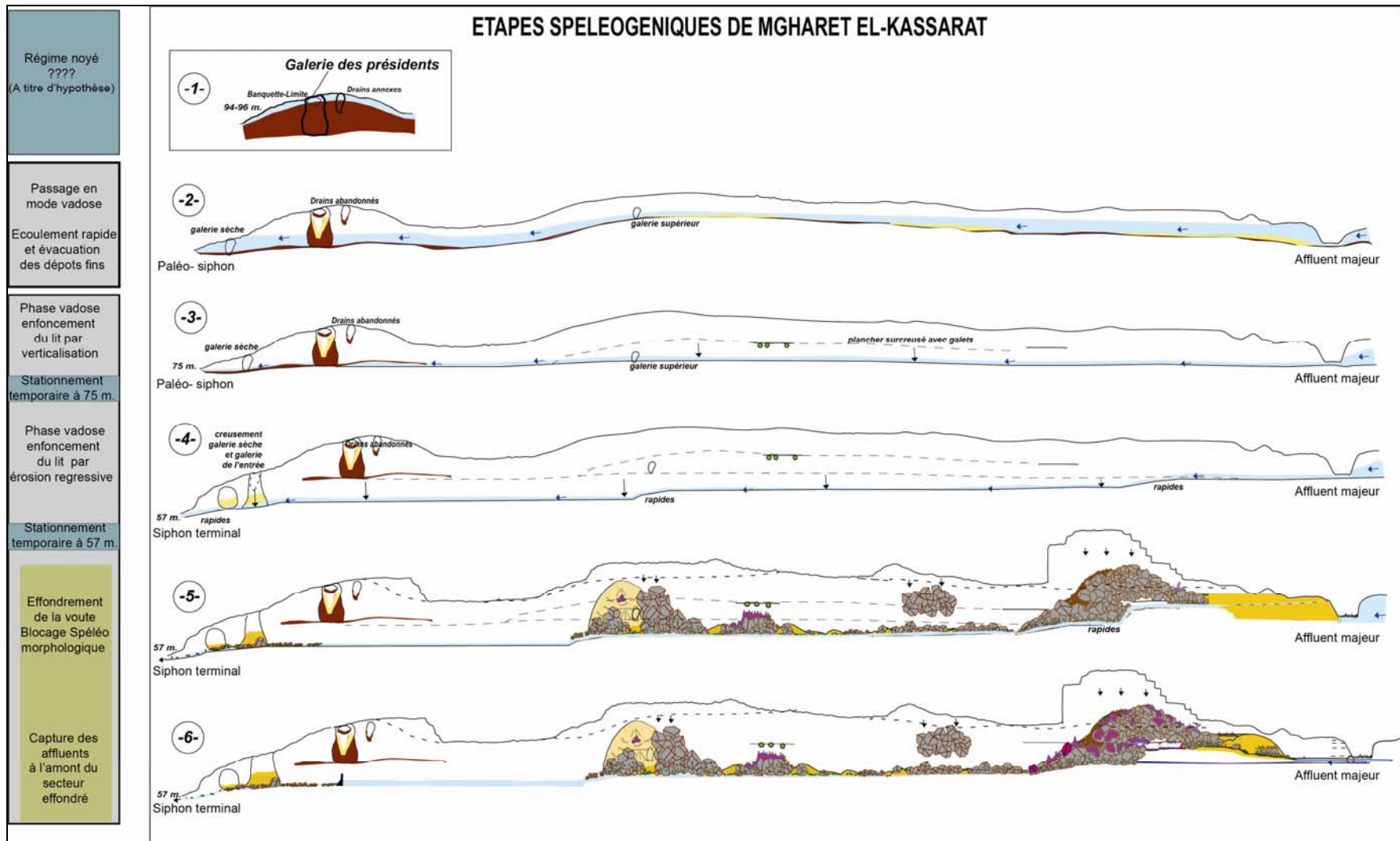


Figure 6.17. La spéléogénèse de Mgharet el Kassarat définie en six étapes. Les deux dernières sont liées à la mise en place de la capture des deux affluents à l'amont de la salle « de Jonction ».

II- L'APPROCHE SEDIMENTAIRE APPLIQUEE AUX DEPOTS ET FORMATIONS DE MGHARET EL-KASSARAT

Les grandes étapes spéléogéniques du réseau souterrain de Kassarat ont été identifiées. Les dépôts liés à chacune de ces étapes ne sont pas tous présents dans le paysage actuel. Ceux qui remontent à la plus ancienne phase de creusement (régime noyé) ne sont visibles que dans la galerie « des Présidents ». Ailleurs, les dépôts fins contemporains de la phase initiale de creusement ne sont plus visibles ou ont été remobilisés par les écoulements à surface libre.

Notre analyse sédimentaire s'est centrée sur les dépôts contemporains des phases spéléogéniques plus récentes et, plus particulièrement, sur la salle « de Jonction » où un important remplissage alluvial est en grande partie conservé. L'étude spéléogénique a mis en relation ce remplissage avec la mise en place d'un barrage clastique, lié à l'effondrement d'un important pan de plafond (Etapas 5 et 6). Pour compléter les observations morphologiques et les reconstitutions spéléogéniques de ce piège sédimentaire, une description stratigraphique des dépôts et des mesures granulométriques, spectrocolorimétriques, magnétiques, minéralogiques et morphoscopiques ont été menées à bien, ceci dans le but de déterminer la nature et la composition des niveaux de la séquence, de caractériser la dynamique des dépôts et de reconstituer au mieux les vitesses des écoulements souterrains.

2.1. LA COUPE STRATIGRAPHIQUE CSJK-I-2010 : APPORTS COMPLEMENTAIRES A LA SPELEOGENESE DE LA SALLE« DE JONCTION »

La séquence sédimentaire a été réalisée dans le secteur nord-ouest de la salle« de Jonction », là où les dépôts détritiques ont été moins affectés par le recreusement et les processus de soutirage. Elle s'étend sur 6 m de longueur. Le rafraîchissement de la coupe de la séquence a été réalisé par une série de profils continus, mais décalés les uns par rapport aux autres. Une suite de caissons en forme de marches d'escalier, de 50 à 60 cm de profondeur et de 50 cm de largeur, permet une visualisation des niveaux en plan et en coupe. Un recouvrement de 20 % de la surface est maintenu entre chaque séquence. Les niveaux sont nettoyés et compactés par la suite à l'aide d'une pompe à eau.

La deuxième étape concerne la numérisation continue de chaque caisson en plan et en profil, ainsi que le lever sur mesure des niveaux (*Figure 6.18.*). Ces documents et les photos prises sur place permettent de numériser le profil continu de la séquence à l'aide des programmes Adobe Photoshop® et Illustrator®.

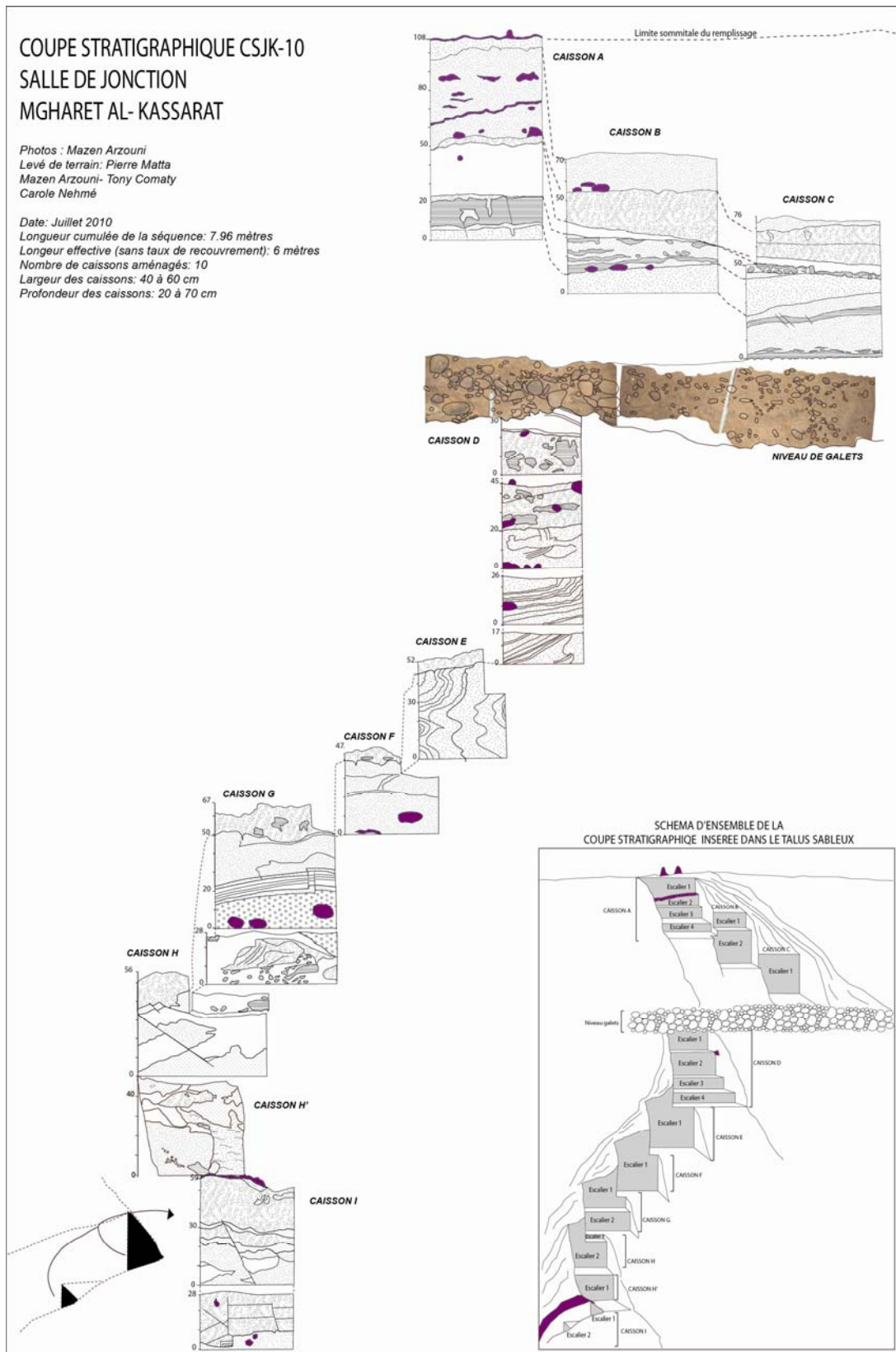


Figure 6.18. La tranchée effectuée dans le talus sableux de la salle « de Jonction » a nécessité 9 caissons (à droite de la figure). Le lever stratigraphique a permis de retracer les principaux niveaux sédimentaires composant la séquence. La reproduction graphique du niveau de galets a été réalisée via les photos prises sur le terrain.

2.1.1 DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

La séquence sédimentaire CSJK-10 comprend 30 niveaux ou horizons dont chacun est identifié par ses couleurs, textures, nature et par les formations synsédimentaires. La figure 6.19. définit trois ensembles de la séquence : *i*) le complexe supérieur CSJK10-sup, *ii*) le niveau de « galets », *iii*) le complexe inférieur CSJK10-inf.

- a- **Complexe CSJK10-sup** : De 162 cm d'épaisseur, il est scellé et recouvert d'une coulée stalagmitique en cours de démantèlement (caractère craquelé). Il comprend 10 niveaux sablo-silteux subhorizontaux, dont une majorité d'horizons sableux. On note deux niveaux laminés silto-argileux situés à 15 cm (S29) et 90 cm (S26) par rapport au sommet de la séquence (Figure 6.19.). Ces horizons de 15 et 50 cm d'épaisseur se distinguent par leur nature granulométrique plus fine et leur disposition subhorizontale (Figure 6.19.). Quant à la couleur des niveaux, elle est plus claire à la base de la séquence, à l'exception d'un étage sableux blanc et fin (S27) situé à 62 cm de hauteur (Figure 6.19.). On remarque une variation décroissante des épaisseurs au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la paroi (Figure 6.20.).

Le niveau S25 est caractérisé par des dépôts sableux dans lesquels on trouve des sous-niveaux de 'lentilles' silteuses subhorizontales.

On note également la sub-linéarité des surfaces-limites entre les horizons. Les discontinuités, engendrées par des phénomènes de détente, sont responsables d'une évacuation partielle des niveaux supérieurs vers les niveaux inférieurs. Une surface d'érosion est à souligner à la base de la séquence entre le niveau S20 et S21.

Concernant les incursions, éléments figurés distincts des niveaux qui les comportent, elles sont plus prononcées entre S24 et S25, à 127 cm de profondeur, ainsi qu'en S29. Ces éléments sont des « poupées de concrétions », formées localement dans les niveaux en place. Les éléments figurés subhorizontaux du niveau S29 correspondent plutôt à un film d'eau qui a dû calcifier les dépôts sableux en place.

- b- **CSJK10-galets** : l'ensemble fait 30 à 40 cm d'épaisseur (Figure 6.19.). Cette variation d'épaisseur renvoie à la disposition non horizontale du niveau inférieur. Cet ensemble est composé essentiellement de galets de dimensions pluricentimétriques. La composition est hétérogène, avec des galets pris dans une matrice sableuse partiellement cimentée. Des particules de sables et de silex remplissent les discontinuités entre les galets, formant ainsi une matrice de dépôts hétérogènes et peu agencés, proches d'un « debris-flow ». Ce niveau constitue un repère dans la série sédimentaire : il délimite les complexes supérieur et inférieur de la séquence. Ce niveau à galets peut être rapporté à un épisode d'écoulement à forte compétence capable de transporter du matériel grossier.

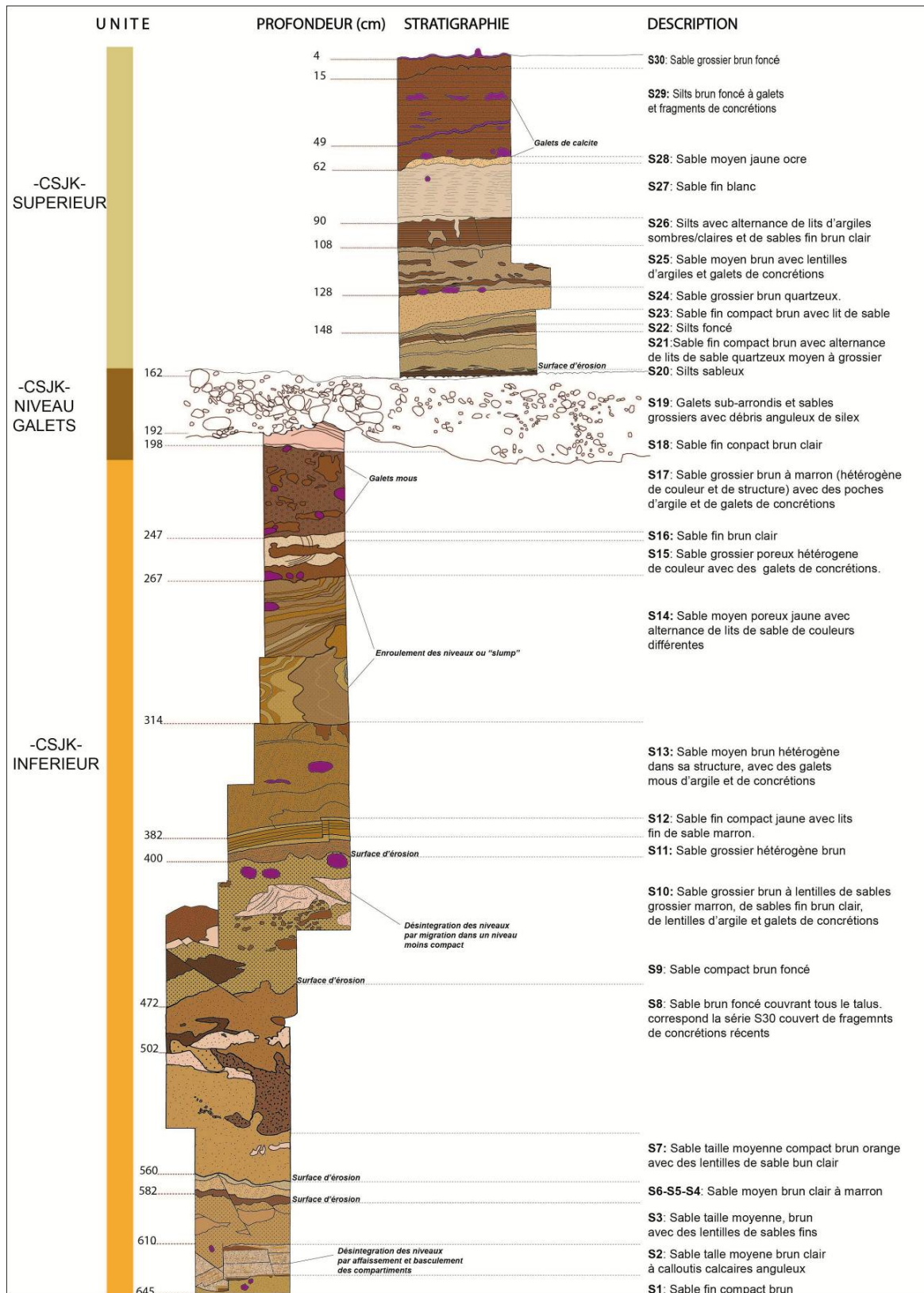


Figure 6.19. Coupe synthétique de la séquence CSJK10 montre la disposition des 30 niveaux composant les trois ensembles. Une description et un codage (à droite) accompagnent la stratigraphie de chaque niveau.

- c- **Complexe CSJK10-inf** : ce complexe fait 4 m de hauteur. Il se compose de 20 niveaux sableux plus ou moins grossiers. On ne relève pas de niveaux argileux ; seuls des galets mous ont été identifiés dans les horizons S17 et S10. On soulignera plutôt l'agencement perturbé entre les niveaux, renvoyant à des surfaces d'érosion des horizons par l'écoulement. Ceci est d'autant plus clair entre les niveaux S3 et S4, S8 et S9, S10 et S11, où des surfaces ridées et/ou érodées marquent le passage entre deux niveaux de sédimentation (*Figure 6.19.*). Les autres formes de déformations sont postérieures à la sédimentation et s'expriment plus clairement à 2 m et entre 4 et 6 m de profondeur. Cela est probablement dû à l'éloignement de la tranchée aménagée dans le talus de la paroi du drain. Les formes de désintégration ou déformations des niveaux sont liées à des processus de décolmatage qui sont plus prononcés à la base du talus détritique de la salle. Ces processus montrent l'ampleur des soutirages et leur dynamique rapide qui se manifeste par des fentes décalant des niveaux, comme dans le cas des horizons S2, S3, S8 et S9. Par contre, le même phénomène se manifeste sous forme de niveaux enroulés (*slump*) en S14 et S15, renvoyant à une dynamique beaucoup plus lente de départ du matériel.

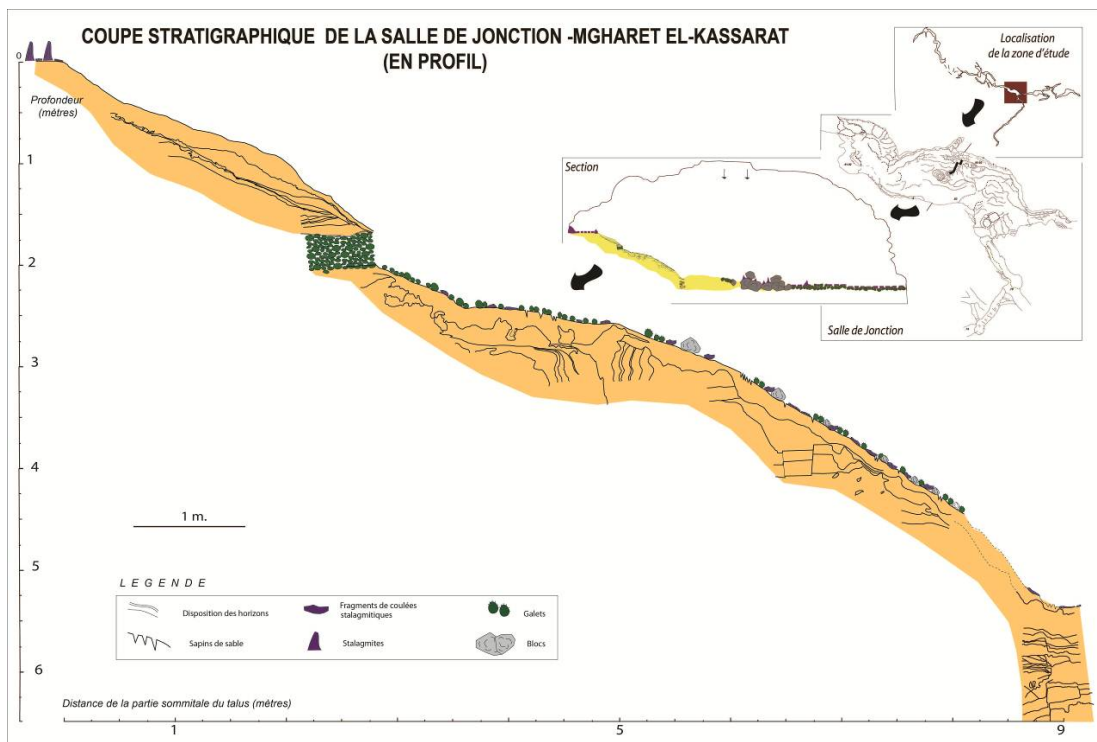


Figure 6.20. Lever morphologique en profil des niveaux de la séquence. Le départ de matériel se manifeste différemment entre les ensembles supérieur et inférieur du talus. On relève la disposition inclinée des horizons supérieurs, montrant un décolmatage lent lié au recul du niveau de galets. L'ensemble inférieur au niveau des galets montre des horizons nettement perturbés. Des phénomènes de roulement ou « slump » sont soulignés au centre de l'ensemble inférieur, alors que le soutirage du matériel se manifeste par des formes de décollement ou d'affaissement des niveaux à l'aval du talus.

On souligne également l'importance de la texture hétérogène des niveaux S2, S10 et S17. Ces horizons comportent des galets, particulièrement en S17, ou des particules de tailles et nature hétérogènes (sables quartzeux, débris calcaires anguleux et de silex) dans l'horizon S2. L'hétérogénéité de ces niveaux pourrait être liée à un courant à compétence élevée amenant des débris de toutes tailles (*cf. écoulement de crue ou de « debris-flow »*).

2.1.2. ANALYSE ET IDENTIFICATION DES CONTEXTES DE SEDIMENTATION

Chacun des ensembles précédemment décrits renvoie à un contexte sédimentaire particulier.

L'ensemble supérieur **CSJK10-sup** se caractérise par un ensemble de niveaux composés de sables et de silts argileux, dont les variations sont à relier à la compétence des écoulements. La prédominance de niveaux de silts et d'argiles renvoie à un milieu de sédimentation peu agité, voire de décantation (S20, S21 et S22). Cet ensemble est peu perturbé par les processus de fluage du talus.

Deux hypothèses pourraient être avancées pour expliquer la formation de 'poupées de calcite', retrouvées dans quelques niveaux sableux et silteux, ou les encroûtements de calcite subhorizontaux : i) la calcification grâce à un taux suffisant de calcaire présent dans ces horizons, suite à un apport d'eau imbibant les dépôts ; ii) des variations saisonnières créant les conditions de formation de concrétionnement.

Le complexe inférieur **CSJK10-inf** et le **niveau de galets** sont plutôt liés à un milieu de sédimentation plus agité. Les surfaces d'érosion bien marquées entre les niveaux, ainsi que le matériel les composant, tels les galets mous incrustés dans les horizons sableux, sont l'expression d'un écoulement suffisamment compétent pour éroder des sédiments en place et pour remobiliser des particules d'argiles. L'hétérogénéité des niveaux (sables, galets mous, fragments de silex et de calcaires) et le faible agencement entre les particules renvoient à des flux de débris, comportant des particules de toutes tailles qui sont transportées sur de courtes distances sans subir de classement ou de tri. Les particules grossières sont déposées à la base du niveau et les plus fines au sommet.

Par ailleurs, le niveau de galets marque un dépôt plus conséquent au niveau de la taille des particules (centimétriques) par rapport aux deux autres ensembles. La disposition de galets pluridimensionnels révèle une sédimentation « en vrac », liée probablement à un courant de compétence assez élevée et bloqué par un piège sédimentaire.

L'analyse stratigraphique distingue trois ensembles, marqués chacun par des milieux de sédimentation différents. Ces premières observations interrogent sur les conditions environnementales qui ont pu interférer avec l'apport de matériel au sein du karst et les conditions hydrologiques. Pourquoi les niveaux de l'ensemble supérieur renvoient-ils à un milieu de sédimentation calme, alors que ceux de l'ensemble inférieur présentent des indices d'un milieu sédimentaire agité ? S'agit-il d'une variation liée à une modification de la compétence du courant, due à des événements extérieurs à la grotte, d'ordre climatique et/ou environnemental ? Ou s'agit-il d'un effet de site local, contrôlant la compétence des écoulements et, incidemment, le matériel transporté et déposé ?

Dans le karst où l'écoulement est conditionné par le gabarit des conduits empruntés par les eaux et/ou par un piège sédimentaire au fur et à mesure de son colmatage, il est nécessaire de s'interroger d'abord sur l'effet du site, tel qu'on l'observe dans la salle « de Jonction » qui a fonctionné durant une certaine période en piège à sédiments, et ensuite, sur les facteurs environnementaux extérieurs qui ont pu influencer la compétence des écoulements. La spéléogénèse de la salle a révélé la mise en place d'une capture entre la salle « de Jonction » et « l'Affluent majeur », suite à la mise en place du barrage clastique. Parallèlement, les écoulements de « l'Affluent supérieur » ont recreusé les dépôts au ras de la salle et aménagé une conduite forcée (actuellement conduit orphelin), contribuant ainsi à une évacuation partielle des dépôts au sud du secteur (*Figure 6.19.*). Quel a été l'effet de cette capture sur la sédimentation de la salle ?

2.2. ANALYSES GRANULOMETRIQUES FINES ET ANALYSE DES MILIEUX DE SEDIMENTATION

Afin de préciser le matériel observé dans le relevé stratigraphique, nous avons réalisé une analyse granulométrique dans le but de préciser les modes de transport et de sédimentation des dépôts. En premier, nous avons effectué des mesures granulométriques sur quelques échantillons prélevés dans chaque ensemble sédimentaire. Par la suite, nous avons entamé des mesures continues plus fines¹⁴ sur la séquence CSJK10-sup, pour une meilleure caractérisation de la dynamique de sédimentation pendant la mise en place de la capture.

2.2.1. L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE DISCONTINUE DE LA SEQUENCE

50 échantillons de 50 à 100 g environ ont été prélevés dans chaque niveau stratigraphique. Ensuite, ils ont été tamisés à 800 µm. On remarque que la masse de la fraction grossière supérieure à 0,8 mm est importante dans l'ensemble CSJK10-inf et beaucoup plus faible dans l'ensemble CSJK10-sup (Tableau 6.1.). Le niveau de galets comprend des éléments de diamètre supérieur à 5 mm au moins.

Niveau	Echantillon	Poids total (g)	Fraction grossière (g) >800 µm	% fraction grossière	Fraction fine (g) <800 µm	% fraction fine
S30	A00	98,44	28,76	29,2	69,68	70,8
S29	A23	78,19	0	0,0	78,19	100,0
	A22	48,25	0	0,0	48,25	100,0
	A21	135,98	0	0,0	135,98	100,0
S28	C16	75,25	0	0,0	75,25	100,0
	B12	233,5	0,28	0,1	233,22	99,9
S27	C15	39,39	0,36	0,9	39,03	99,1
	A31	68,18	0,87	1,3	67,31	98,7
S26	A42	30,5	0	0,0	30,5	100,0
	A41	12,2	0,12	1,0	12,08	99,0
S25	B11	55,58	0,1	0,2	55,48	99,8
S24	C14	139,18	4,55	3,3	134,63	96,7
S22	C13	40,96	0,01	0,0	40,95	100,0
S21-S23	C12	69,29	0,06	0,1	69,23	99,9
S20	C11	12,19	0	0,0	12,19	100,0
S19	Niveau de galets					
S18	D13	75,91	0	0,0	75,91	100,0
S17	D12	118,81	47,68	40,1	71,13	59,9
	D11	23,32	0	0,0	23,32	100,0
	D10	57,61	29,18	50,7	28,43	49,3
S16	D22	121,06	0,97	0,8	120,09	99,2
S15	D21	59,34	3,21	5,4	56,13	94,6
S14	D32	97,3	0,13	0,1	97,17	99,9
	D31	116,85	0,22	0,2	116,63	99,8
	D41	130,86	0,18	0,1	130,68	99,9
	E12	105,69	0,3	0,3	105,39	99,7
	E11	88,16	0,22	0,2	87,94	99,8
S13	F11	129,39	0,96	0,7	128,43	99,3
	G13	41,56	0,01	0,0	41,55	100,0
S12	G12	114,44	2,26	2,0	112,18	98,0
S11	G11	86,79	14,33	16,5	72,46	83,5
S10	G21	144,78	0,27	0,2	144,51	99,8
	H14	101,04	1	1,0	100,04	99,0
	H12	64,26	1,41	2,2	62,85	97,8

¹⁴ Avec un pas d'échantillonnage plus fin, soit un échantillon mesuré tout les 1 cm, contrairement à une mesure effectuée par niveau sédimentaire.

S9	H13	93,41	15,33	16,4	78,08	83,6
S8	H11	74,32	0,05	0,1	74,27	99,9
	X0	38,22	1,74	4,6	36,48	95,4
	X1	34,94	2,11	6,0	32,83	94,0
	X5	71,9	0,09	0,1	71,81	99,9
	X2	47,79	0,3	0,6	47,49	99,4
	X3	47,69	3,75	7,9	43,94	92,1
	X4	39,76	0,09	0,2	39,67	99,8
S7	X6	112,84	12,62	11,2	100,22	88,8
	I14	131,32	0,05	0,0	131,27	100,0
S6-S5-S4	X7	119,49	0,06	0,1	119,43	99,9
	I13	176,07	2,44	1,4	173,63	98,6
S3	I12	33,55	0,09	0,3	33,46	99,7
	I11	90,84	1,16	1,3	89,68	98,7
S2	I22	75,5	12,19	16,1	63,31	83,9
S1	I21	70,77	0,02	0,0	70,75	100,0

Tableau 6.1. Les 50 échantillons prélevés ont été pesés avant et après leur tamisage à 800 μm (limite de mesure du granulomètre Laser MasterSizer du Laboratoire EDYTEM –CNRS-5204).

Suite au tamisage, des analyses granulométriques ont été réalisées sur les 50 échantillons à l'aide du granulomètre laser MasterSizerTM de Malvern, au laboratoire EDYTEM. Les données telles que les courbes granulométriques, la proportion argile/silts/sables (Figure 6.21.) des échantillons, ainsi que les paramètres indirects de mesures (classement, asymétrie, mode, médiane, grain moyen) permettent de caractériser les différentes phases de sédimentation de la salle « de Jonction ».

La figure synthétique (Figure 6.22.) montre un pourcentage élevé de sables (> 80%) dans les niveaux inférieurs de la séquence. On note une augmentation de la fraction fine dans les niveaux supérieurs de la séquence, avec plus de 20 à 40 % de silts et d'argiles, notamment dans les horizons S20, S22, S25, S26 et S29. Le seul niveau faisant exception est l'échantillon argileux D11 qui contient des galets mous au sein d'un niveau sableux.

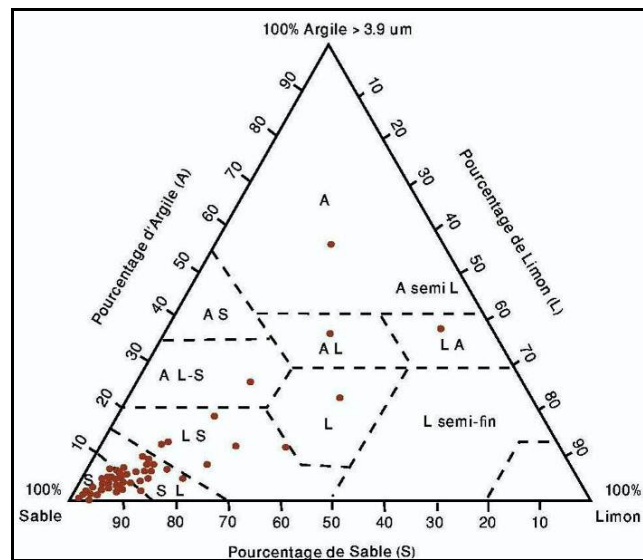


Figure 6.21. Classification des 50 échantillons mesurés selon la charte de texture des sols (d'après U.S.D.A.). La majorité des échantillons montre une composition sableuse et silto-sableuse.

Cette distinction entre les proportions d'argiles/sables/silts se traduit dans les courbes de fréquence des échantillons : les pics granulométriques des niveaux inférieurs varient entre 300 et 500 μm . Les courbes sont majoritairement monomodales, renvoyant à une composition granulométrique homogène des niveaux.

Par contre, la répartition de la taille des particules des niveaux supérieurs de la séquence montre des pics granulométriques variant entre 50 et 300 μm : c'est l'expression d'une alternance de niveaux sableux et d'horizons riches en fines. Les horizons silteux montrent un pic entre 50 et 100 μm , alors que les horizons sableux indiquent des valeurs granulométriques entre 200 et 300 μm . Les courbes de fréquence sont plutôt de type plurimodal, avec des pics moins prononcés à 0,3 et 9 μm , indiquant ainsi une hétérogénéité granulométrique dans la composition des horizons.

D'autres données, telles que les valeurs de mode et moyenne de grain, résument l'éventail granulométrique des particules. Le mode est la valeur granulométrique la plus représentée (Perroux A.S., 2005). Cependant, le rôle de la fraction intermédiaire est estompé et la courbe passe directement de la fraction fine aux sables. Par ailleurs, le grain moyen est la traduction de la taille moyenne des particules et retrace l'évolution de la taille des grains avec la plus grande précision (Chamley H., 1987). La mise en commun entre les deux courbes est nécessaire, afin de repérer les pics liés à un même événement sédimentaire, et d'identifier des variations analogues entre les deux séries. Dans les séries mesurées, la comparaison entre les courbes de mode et de grain moyen montre plutôt une concordance dans la tendance des variables, avec des pics identiques pour chaque série.

La courbe du mode granulométrique (*Figure 6.22.*) indique une tendance décroissante des valeurs dans les niveaux inférieurs de la séquence. On note des pics élevés de valeurs dans les niveaux S2 (Echantillon I22), S8 (Echantillon X5) et S17 (Echantillon D11) variant entre 600 et 700 μm . Par contre, les valeurs de mode relatif aux niveaux supérieurs présentent des variations plus rapides.

Les valeurs du grain moyen montrent la même tendance décroissante dans les niveaux inférieurs de la séquence et des variations brutales dans les niveaux supérieurs. Cependant, l'interprétation des données (mode et grain) est à nuancer quand il s'agit des niveaux supérieurs (de S20 à S30) de la séquence, vu la pluri-modalité des courbes de fréquence indiquant une composition granulométrique hétérogène.

Concernant l'analyse des indices de classement et d'asymétrie, leur interprétation permet une première caractérisation sédimentaire des dépôts. Le classement est un indice qui permet d'apprécier l'action de tri au cours du transport et du dépôt (Chamley H., 1988). Plus l'indice est faible (proche de 0), meilleur serait le tri des dépôts, renvoyant à une régularité des écoulements. De plus, l'indice d'asymétrie de dépôts endokarstiques fossiles, réinterprété par B. Losson (2006), montre le milieu de dépôts.

L'asymétrie, exprimant les caractéristiques hydrologiques ayant influencé l'accumulation des sédiments, tend vers « 1 » quand il s'agit de dépôts mis en place lors de flux d'eau importants (apport en masse des particules « grossières »), suivis de décroissances régulières des écoulements (arrivées de sédiments de plus en plus fins, donc mal triés). L'indice est par contre négatif (SK tend vers -1) lorsqu'une partie minoritaire des dépôts est due à des flux d'eau brefs, au sein de phases hydrologiques relativement constantes (quelques particules grossières viennent alors se mêler aux particules fines mieux classées). Enfin, l'indice proche de « 0 » signifie trois hypothèses probables de schémas sédimentaires :

- i)* des courants réguliers (qui donnent des sédiments bien triés) ;
- ii)* des décroissances de circulations brutales faisant suite à des flux d'eau plus ou moins soutenus (qui génèrent des dépôts très mal classés, éventuellement dus à des blocages spéléomorphologiques) ;
- iii)* des flux peu marqués par rapport aux longues phases de diminution hydrologique (qui fournissent un mélange de particules grossières et fines, englobés dans des dépôts de taille moyenne légèrement majoritaires).

Ces deux indices (classement et asymétrie) permettent de mieux caractériser les conditions de dépôt. Le schéma synthétique (*Figure 6.22.*) des dépôts révèle un indice de classement faible (proche de 2) pour les niveaux inférieurs de la séquence, à l'exception du niveau S17 avec un indice de 5. L'échantillon D10, mal classé, présente une hétérogénéité dans sa composition granulométrique, avec un apport élevé de particules grossières. Le niveau S18 fait exception également, avec un indice élevé de 7, montrant un mauvais tri de l'échantillon D13 avec une composition granulométrique mélangée (20 % d'argiles, 20 % de silts et 60 % de sables).

Partie II

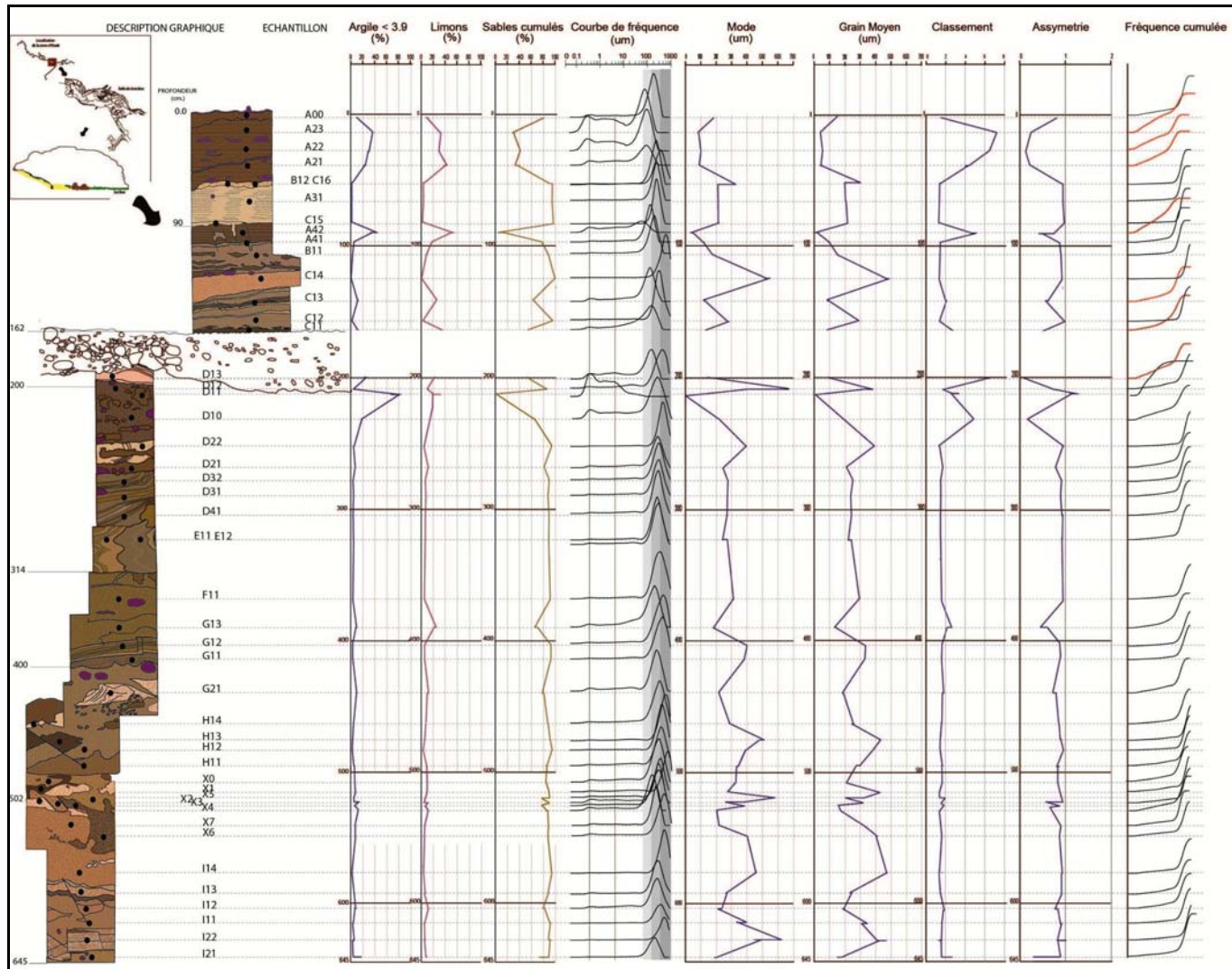


Figure 6.22. Coupe synthétique regroupant les levés stratigraphiques effectués sur toute la séquence, ainsi que les mesures discontinues réalisés sur les 50 échantillons prélevés.

Les niveaux supérieurs présentent des disparités dans les valeurs de classement des échantillons. On note un classement faible (proche de 2) pour les niveaux sableux à silteux, alors que les indices de classement sont élevés (5 à 7) pour les niveaux (S26 et S29) plus riches en argiles (Echantillons A41, A42, A21, A22, A23). Pour ce qui est de l'indice d'asymétrie, nous distinguons une tendance vers une valeur nulle (proche de 0) pour les niveaux S17 (Echantillon D10), S18 (Echantillon D13) et S29 (Echantillon A2). Les autres niveaux présentent une asymétrie positive proche de 1, avec un classement faible proche de 2.

Le croisement des données granulométriques, notamment entre les indices de classement et d'asymétrie (Figure 6.23.), révèle deux grands ensembles sédimentaires différents :

- Le premier comprend des dépôts bien triés, avec une asymétrie dans les particules moyennes et fines. Quelques niveaux particuliers S2 (Echantillon I22) et S13 (Echantillon G13) montrent des dépôts plus grossiers, mais bien classés. Ces dépôts peuvent être associés à des écoulements réguliers ayant une compétence modérée, transportant des particules depuis l'amont et les déposant dans la salle « de Jonction » du fait du barrage de blocs effondrés. Il est possible de considérer que le passage de la rivière n'était pas totalement bloqué et que les flux pouvaient encore passer entre les blocs.
- Les niveaux supérieurs de la séquence montrent un autre schéma sédimentaire : on note, d'une part, des niveaux silteux et sableux fins, bien triés et, d'autre part, des niveaux de particules de tailles grossières à moyennes et mal triées. Cette alternance entre les dépôts bien classés et ceux mal triés indique une dynamique hydrologique alternée entre des flux réguliers et des écoulements marqués par des décroissances de circulations brutales, faisant suite à des flux d'eau plus ou moins soutenus. Ces flux d'eau engendrent des dépôts mal classés à cause du rétrécissement de la zone d'écoulement provoquée par le barrage de blocs.

Il est à noter dans le premier nuage une relation de type linéaire entre le classement et l'asymétrie des particules. Les niveaux sédimentaires de la séquence inférieure, surtout, sont mieux triés lorsque leur composition tend vers les particules fines.

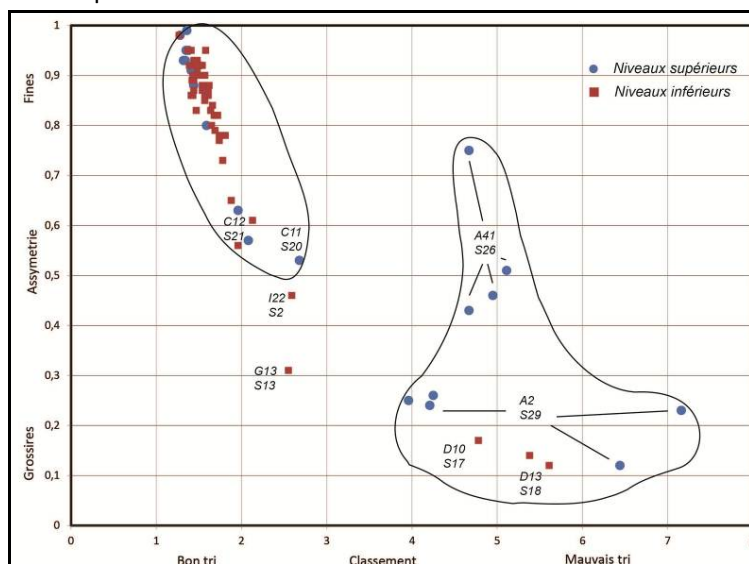


Figure 6.23. L'indice d'asymétrie des 50 échantillons en fonction du classement. Le classement est représenté selon l'axe X et l'asymétrie selon l'axe Y.

Pour compléter l'analyse sédimentologique de la salle « de Jonction », nous avons réalisé des images de CM (diagramme de Passega) (Passega R., 1964). Souvent utilisée dans l'étude des remplissages

endokarstiques (Maire R. et Quinif Y., 1988 ; Ferrier C., 1994 ; Sbai A. et *al.*, 1995 ; Lignier V., 2001 ; Perroux A.S., 2005), cette méthode classique croise le premier percentile avec la médiane de la série. Le nuage de points obtenu et projeté sur le diagramme permet alors de caractériser les modalités de sédimentation des dépôts. L'analyse des nuages de points dépend de leur orientation par rapport aux images prédéfinies de Passega.

Le nuage de points C/M de la série s'insère moyennement bien dans le diagramme de Passega. L'orientation et l'emplacement des points (*Figure 6.24.*) montrent trois groupements de nuages et indiquent donc trois modes de sédimentation différents :

- Le premier nuage s'inscrit dans l'orientation de l'image SR. Elle comprend les échantillons A41, A21, A22, A23, des niveaux supérieurs S26 et S29 de la séquence. Il s'agit alors de dépôts silteux à argileux, transportés en suspension uniforme dans un flux à faible vitesse.

- Le deuxième s'insère plutôt dans l'image QR du diagramme. Il regroupe les échantillons C13, D13, B11, D10, correspondant aux niveaux S25, S22, S18 et S17, situés de part et d'autre du niveau de galets. Le caractère sédimentaire de ces niveaux intermédiaires suggère des dépôts (sableux à silteux) transportés en suspension graduée, puis déposés lorsque la charge du flux a dépassé la capacité de transport.

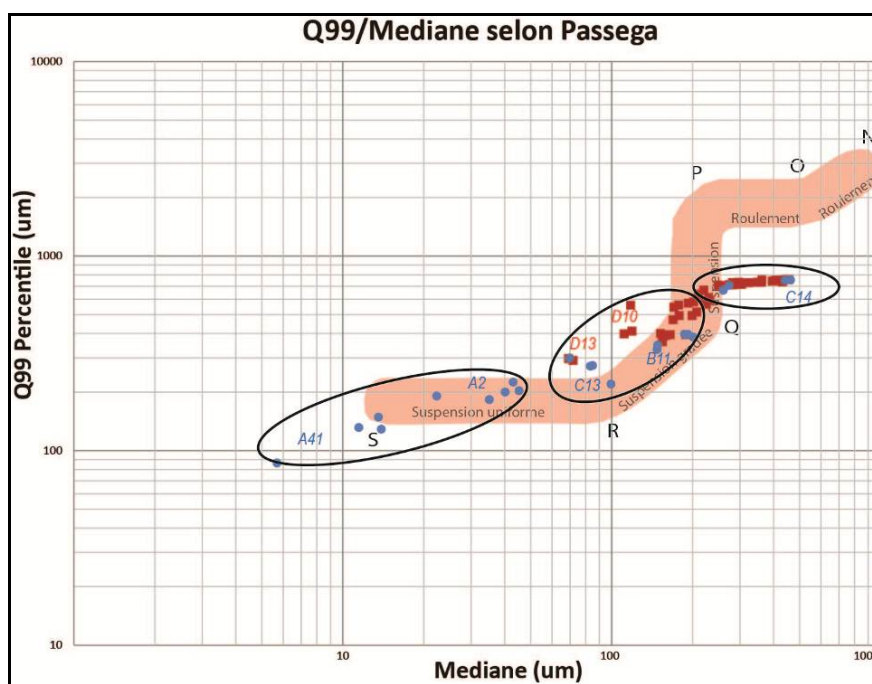


Figure 6.24. Le nuage C/M de la série projeté sur le diagramme de Passega. Les points en rouge correspondent aux échantillons des niveaux inférieurs de la séquence (sous le niveau de galets). Les points en bleu sont les échantillons des niveaux supérieurs de la séquence.

- Le troisième nuage, enfin, est généralement un peu décalé par rapport aux images C/M développées par Passega (1964). Cependant, l'orientation du nuage correspond avec l'image 'PO'. Il comprend la majorité des échantillons correspondant aux niveaux inférieurs de la séquence. Les échantillons C12, C14 et B12 des niveaux sableux supérieurs de la séquence figurent également dans ce nuage.

La disposition de ce nuage de points laisse supposer un mode de transport et de sédimentation des dépôts correspondant à des courants de flux assez rapides. Ces flux transportent les grains par roulement.

Les caractéristiques granulométriques des dépôts aboutissent à trois constats généraux, qui permettent de retracer l'histoire du colmatage de la salle« de Jonction » :

- La composition granulométrique des niveaux tend vers plus de particules fines, mais moins bien triées, au fur et à mesure que l'on passe vers les niveaux supérieurs de la séquence.
- L'asymétrie positive tout du long des niveaux inférieurs renvoie à des flux hydrodynamiques caractéristiques d'une rivière. Lorsque l'indice d'asymétrie est nul dans les niveaux supérieurs, cela indique des décroissantes brutales de l'écoulement.
- Le croisement des paramètres C/M, projetés sur le diagramme de Passega, concorde avec les analyses proposées par le croisement classement/asymétrie de la série, ainsi que les analyses granulométriques directes (composition argiles/silts/sables, mode, grain moyen).

De ce fait, l'histoire du colmatage de la salle aurait débuté dès la mise en place du barrage spéléomorphologique lié à l'effondrement de la voûte. Cet amas de blocs ne bloque pas totalement d'emblée les écoulements souterrains. Au début, ces derniers restent proches de ceux d'une rivière souterraine. Les flux sont réguliers et rapides. Ils transportent des sables de tailles moyennes par roulement sur le fond du chenal, puis les déposent au fond de la salle. Les eaux peuvent encore, à ce stade, cheminer entre les blocs effondrés vers l'aval.

Niveau	Echantillon	Types d'écoulement	Modes de sédimentation
Encroûtement de calcite		Film d'eau stagnant et chargé en CaCO ₃	
S30	A00	Flux régulier	Accumulation libre
S29	A23-A22-A21	Flux à faible vitesse	Dépôts mal classés après ennoisement
Encroûtement de calcite		Film d'eau stagnant et chargé en CaCO ₃	
S28	C16 - B12	Flux régulier	Accumulation libre
S27	C15 - A31		
S26	A42 - A41	Flux à faible vitesse	Dépôts mal classés après ennoisement
S25	B11	Flux régulier	Accumulation libre
S24	C14		
S22	C13		
S21/S23	C12		
S20	C11	Flux à faible vitesse	Dépôts mal classés après ennoisement
S19	Galets	Forte compétence du courant	Sédimentation en vrac de matériel grossier
S18	D13	Flux à faible vitesse	Dépôts mal classés après ennoisement
S17	D10 - D12	Flux à vitesse élevée	Dépôts mal classés
S16	D22	Ecoulements à compétence élevée Flux réguliers	Dépôts bien classés accumulation libre
S15	D21		
S14	D32 - D31 D41 - E12 E11		
S13	F11 - G13		
S12	G12		
S11	G11		
S10	G21 - H14 H12		
S9	H13		
S8	H11 - X0 X1 - X5 X2 - X3 X4 - X6		
S7	I14 - X7		
S6-S5-S4	I13		
S3	I12 - I11		
S2	I22		
S1	I21		

Tableau 6.2. Types d'écoulement et modes de sédimentation liés à l'interprétation granulométrique de chaque échantillon.

Ce n'est qu'avec l'accumulation progressive des dépôts et le colmatage du barrage de blocs que l'écoulement a subi des modifications de son comportement hydrodynamique. Les dépôts transportés

se déposent dans la salle « de Jonction » et colmatent progressivement le barrage à la base de la salle. Le processus de remplissage s'opère alors au détriment du volume souterrain qui diminue au fur et à mesure. Les flux se retrouvent forcés de circuler dans la partie sommitale de la salle et dans un volume chaque fois plus réduit. Or, si les écoulements sont à débit égal entre chaque période de crues, la diminution de la section traversée, au fur et à mesure du colmatage de la salle, contraint ceux-ci à accentuer leur vitesse. Les flux décolmatent partiellement le remplissage de la salle. Le drain retrouve alors son volume initial, ceci conduisant à une réduction de la vitesse des écoulements. Ce phénomène d'ajustement entre volume du drain et compétence de l'écoulement pourrait expliquer cette périodicité entre la sédimentation de dépôts fins bien triés et celle de dépôts hétérogènes mal classés.

Les variations dans la composition des dépôts sont beaucoup plus prononcées dans les niveaux supérieurs de la séquence. Cette rythmicité renvoie ici à une alternance entre des flux réguliers et rapides et des écoulements de moindre vitesse. Lorsque la vitesse des flux se réduit brutalement, les dépôts fins en suspension se déposent dans la salle par décantation et/ou forçage. Les flux n'ayant pas la compétence suffisante pour transporter les particules ennoient temporairement le secteur. Le mode de fonctionnement du piège à sédiments est ainsi proche de celui d'un dépôt lacustre.

Ces interprétations ont permis de déceler un hydrodynamisme des écoulements souterrains et modifiés en faveur d'un écoulement à moindre vitesse, au fur et à mesure du colmatage de la salle (*Tableau 6.2.*). La périodicité entre les niveaux fins et grossiers mérite une analyse plus fine dans la mesure où une capture des flux à l'amont de la salle a été mise en évidence, suite au colmatage du piège grâce à l'étude spéléogénique (*Cf. fig. 6.17.*). Le processus d'ennoisement exprime-t-il un réajustement plus poussé du drain (vitesse de l'écoulement/volume du drain), notamment par le début du creusement de la capture au niveau de l'affluent majeur ? Si oui, à quel niveau de dépôt attribue-t-on le début du creusement de la capture ?

Les données granulométriques discontinues ne permettent pas d'avancer plus loin dans l'analyse.

Il s'agit, dès lors, de mener une nouvelle série de mesures sur les niveaux supérieurs de la séquence sédimentaire. Les analyses continues devraient éventuellement permettre de déceler des signatures hydrodynamiques liées à l'augmentation progressive du gabarit de la capture, tout en considérant un volume inchangé des conduits et des deux affluents au cours du remplissage de la salle.

2.2.2. L'analyse granulométrique de la séquence CSJK-sup

La séquence continue de dépôts dans le complexe supérieur CSJK10-sup est échantillonnée à l'aide de boîtiers parallélépipédiques (22 x 3 x 3 cm).

Les boîtiers préleveurs, une fois enfoncés dans la séquence, sont dégagés à l'aide d'une spatule, contenant ainsi le profil sédimentaire. L'échantillonnage est effectué avec un pas de recouvrement de 3 cm. Au total, 11 boîtiers ont été prélevés pour 185 cm de séquence sédimentaire continue. Ceux-ci ont été soigneusement emballés pour leur transport jusqu'au laboratoire où leur contenu sera analysé. Les mesures sont faites à l'aide du granulomètre laser MasterSizerTM de Malvern, instrument du laboratoire ISTERRE¹⁵. Le pas d'échantillonnage est fixé à 10 mm entre chaque mesure.

¹⁵ Le granulomètre laser MasterSizerTM de Malvern, instrument du laboratoire ISTERRE, est mieux adapté pour les particules grossières. Il peut compter les particules fines jusqu'à 2000 µm de diamètre.

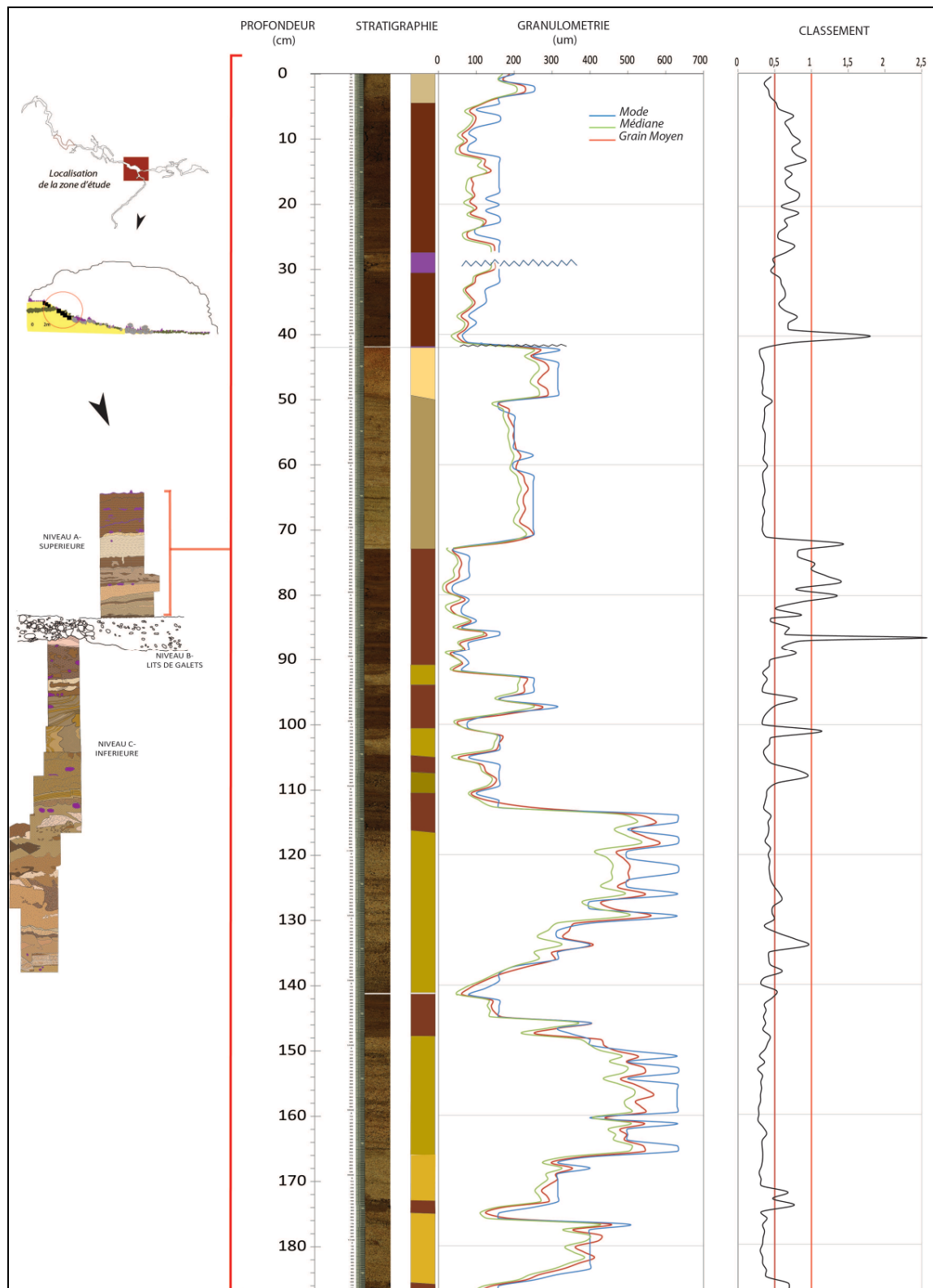


Figure 6.25. Les mesures granulométriques fines réalisées sur la coupe CSJK-sup avec un pas d'échantillonnage de 1 cm. Les valeurs de classement et les courbes du mode, de la médiane et du grain moyen sont représentées sur la séquence.

Les mesures granulométriques (Figure 6.25.) montrent une concordance entre le mode, la médiane et le grain moyen de la série. On note des valeurs élevées entre 400 et 500 μm pour des dépôts sableux, alors

que les dépôts fins varient entre 50 et 150 μm . On note également cinq niveaux silteux (S20, S21, S25, S26, S28) avec des épaisseurs plus conséquentes vers le sommet de la séquence. La taille de particules sableuses décroît également vers le sommet.

Cette tendance à une décroissance générale de la taille des grains, en dépit de la composition sableuse ou silteuse, est significative d'une dynamique liée à la diminution générale de la compétence des flux, ou de la présence du barrage, ou d'une moindre évacuation sédimentaire par les eaux en provenance de l'amont du réseau.

Un autre constat a été fait : celui du classement des particules. On attribue aux dépôts silteux des valeurs de 0,5 à 1, soit assez bien à moyennement classés (Figure 6.25.). Les niveaux sableux sont mieux triés (classement de 0,35 à 0,5).

Le croisement du percentile (Q90) avec la médiane de la série (Figure 6.26.) permet d'interpréter des dynamiques de transport et des modes de sédimentation. De prime abord, on remarque que la disposition du nuage de points est relativement linéaire, correspondant à l'image 'RQ'. Cependant, une analyse fine de la répartition des points nous permet de distinguer trois sous-nuages de points :

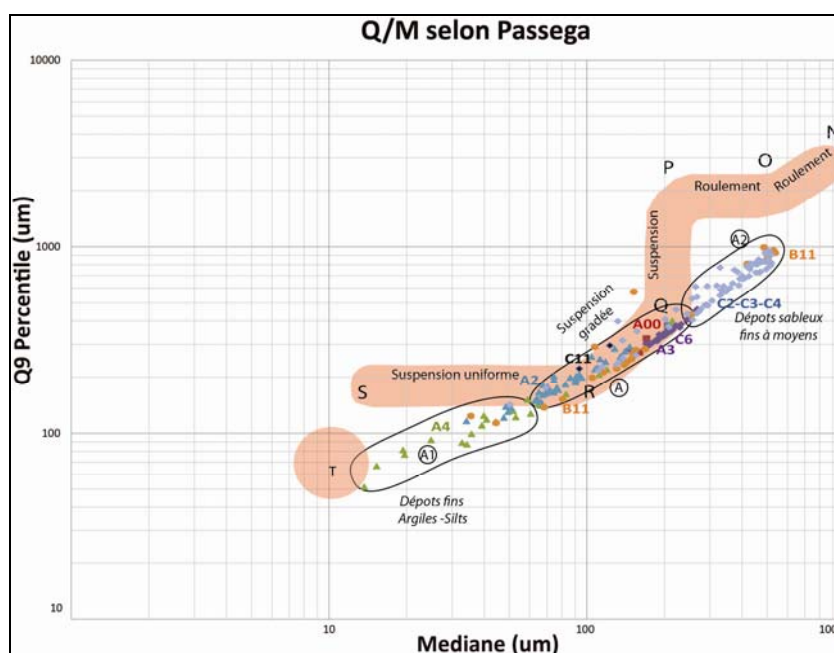


Figure 6.26. Le diagramme Q/M de Passega montre deux ensembles de nuages. Le premier, proche de l'image SR, correspond aux niveaux supérieurs de la séquence.

Le nuage « A1 » correspond aux niveaux argileux et silteux S25, S26 et S28, situés au sommet de la séquence SCJK-sup (Echantillon A4 et quelques échantillons de B11 et de A2). Malgré la direction du nuage qui correspond moyennement à celle de l'image 'QR', la disposition des points est décalée dans le diagramme. Le nuage se situe entre l'image 'QR' (suspension graduée) et 'T' (décantation), sans toutefois s'insérer parfaitement dans les deux. La granulométrie fine de ces échantillons et la disposition décalée du nuage par rapport à l'image 'QR' du diagramme laissent supposer que ces dépôts ont été transportés par des flux à faible vitesse et déposés ensuite par décantation dans la salle « de Jonction ».

Le deuxième nuage « A » regroupe les échantillons prélevés dans les niveaux sableux S20, S25, S26 et S30 (B11, C11, C6, A00). La disposition des points correspond bien aux images sédimentaires 'QR' du diagramme de Passega et renvoie à des conditions de transport en suspension par des flux plus ou moins rapides.

Cependant, on relève un troisième sous-nuage « A2 » qui regroupe les points des niveaux inférieurs S21, S23 et S24 de la séquence (C2, C3 et C4). Le nuage s'inscrit, certes, dans la direction de l'image 'QR', mais sa disposition est à l'extérieur du diagramme théorique défini par Passega. La disposition du nuage se rapproche moyennement bien de l'image sédimentaire 'ON'. La granulométrie sableuse de ces échantillons et la disposition décalée du nuage par rapport à l'image 'QR' du diagramme laissent supposer un transport des particules par des flux relativement rapides, avec un roulement sur le fond du chenal.

En somme, on constate une concordance générale entre la tendance décroissance du grain moyen et les images sédimentaires de Passega (Figure 6.26.). La diminution de la compétence des flux se traduit par une modification hydrodynamique, en passant d'un écoulement propre d'une rivière à la base du complexe CSJK10-sup à un écoulement plus lent, transportant des particules plus fines (sommet de la séquence) qui se déposent par décantation dans un contexte d'envois temporaires dans la salle « de Jonction ».

Les analyses granulométriques continues effectuées sur les niveaux supérieurs (CSJK10-sup) de la séquence complètent les schémas sédimentaires proposés, suite à l'étude de la séquence complète (complexes inférieur et supérieur, niveau à galets). Les écoulements issus des deux affluents colmatent la salle, en dépit d'une diminution du volume de celle-ci. Cette tendance pourrait être reliée à des réajustements hydrodynamiques en lien avec la capture. Etant donné que l'écoulement principal de la rivière provient de « l'Affluent majeur », le blocage sédimentaire total de la salle contraint la rivière à creuser une capture à l'amont du secteur. Le gabarit du drain n'étant pas suffisant pour évacuer tous les flux, les dépôts transportés restent alors longtemps en suspension avant de se déposer (contexte d'envoie de la salle). Une fois le gabarit du conduit (la capture) devenu suffisamment large, les flux sont alors contenus dans le drain et le décolmatage de la salle s'effectue alors plus rapidement.

En conclusion, un effet du site karstique peut être ici mis en avant dans la stratigraphie et la granulométrie de la séquence. La diminution de la taille des particules, en faveur d'un envoie plus conséquent, traduit ce réajustement hydrodynamique conditionné par l'augmentation de la section de la capture. La stratigraphie des niveaux est également modifiée en faveur d'horizons moins épais et plus rythmés depuis la base vers le haut de la séquence.

2.3. APPORTS DES ANALYSES SEDIMENTAIRES DANS L'IDENTIFICATION DES SOURCES POTENTIELLES DES DEPOTS ENDOKARSTIQUES

Les analyses granulométriques effectuées sur les dépôts de la salle « de Jonction » ont permis de déceler des dynamiques de flux de rivière et leur modification, en dépit d'un réajustement du gabarit de la capture. De nouvelles interrogations sont soulevées quand il s'agit d'expliquer les variations brusques entre les tailles des particules, l'aspect des grains et la couleur entre les niveaux de dépôts.

Les données granulométriques ont été alors complétées par des analyses morphoscopiques, minéralogiques et colorimétrique, afin d'identifier les sources potentielles à l'origine des dépôts de la salle et de mieux appréhender ces variations qui pourraient être dues à des modifications de l'apport des sources.

2.3.1. ANALYSE MORPHOMETRIQUES DU NIVEAU DES GALETS

La morphométrie ou l'étude de la géométrie des grains repose sur une approche statistique et fournit des renseignements sur la taille et la forme des grains de sables ou des galets. Elle est souvent couplée à

l'étude morphoscopique des particules. Dans le cas de l'étude des galets, l'observation de la surface des cailloux renvoie aux processus de transport (fluvial, marin, glaciaire) et d'usure (mécanique, chimique, biologique). L'étude statistique de la série échantillonnée permet de calculer les indices morphométriques, tels que l'émousé et l'aplatissement. Réinterprétés dans le cadre karstique (Eck C., 1974 ; Losson B., 2006), ils permettent de caractériser le mode de mise en place des sédiments et la dynamique de transport.

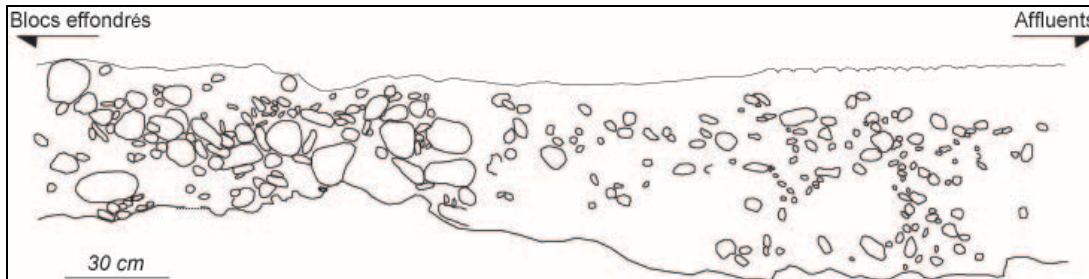


Figure 6.27. Schéma montrant une partie des bancs de galets de la salle « de Jonction ». Après nettoyage du niveau, les galets sont numérisés in-situ à l'aide d'un appareil photo. Nous n'avons pu retranscrire sur cette figure que les galets les plus visibles sur les photos.

L'étude stratigraphique de la séquence de la salle « de Jonction » a permis de relever la disposition des galets (Figure 6.27.). Ceux qui ont pu être identifiés par l'imagerie numérique continue et le levé topographique de terrain révèlent une série hétérométrique disposée sans réel tri ou classement depuis la base jusqu'au sommet de l'horizon.

L'orientation apparente des galets est plutôt ascendante, indiquant un sens de courant circulant depuis les affluents vers le barrage de blocs effondrés.

Nous avons prélevé 100 galets dans cet horizon en place dans la séquence CSJK10 et 40 galets dans le lit de « l'Affluent majeur ». La série de la salle « de Jonction » est composée de 66 % de galets gréseux et de 34 % de galets calcaires. Les matériaux prélevés de « l'Affluent majeur » et du « Siphon » montrent 90 % de galets gréseux, 7,5 % de galets calcaires et 2,5 % de galets de silex. Les séries statistiques (Figure 6.28.) montrent une population dominante de galets avec une longueur comprise entre 30 et 70 mm. Les pics de longueur se situent à 30, 50 et 70 mm.

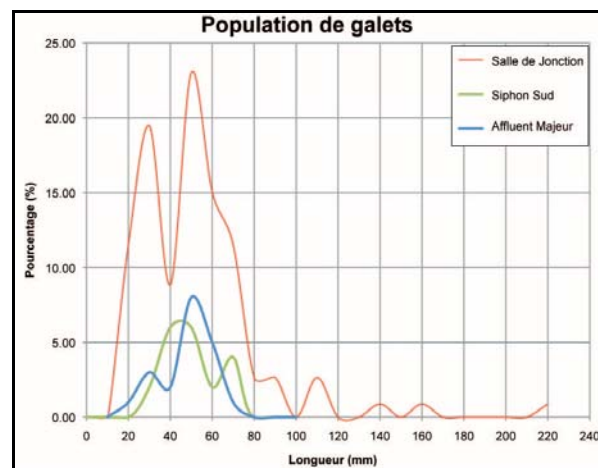


Figure 6.28. La courbe représente la population des galets de la salle « de Jonction » en fonction de la longueur des cailloux. Les courbes de population des galets prélevés du « Siphon sud » et de « l'Affluent majeur » sont représentées à titre indicatif.

Les mesures de longueur, de largeur et d'épaisseur de chaque galet ont permis de calculer les indices d'aplatissement et d'émoussé (Figure 6.29.) selon les formules suivantes :

$$\text{Aplatissement} = [\text{Longueur (mm)} \times \text{Largeur (mm)}] / [2 \times \text{épaisseur (mm)}]$$

$$\text{Emoussé} = 2 \times R_s / \text{Longueur (mm)}$$

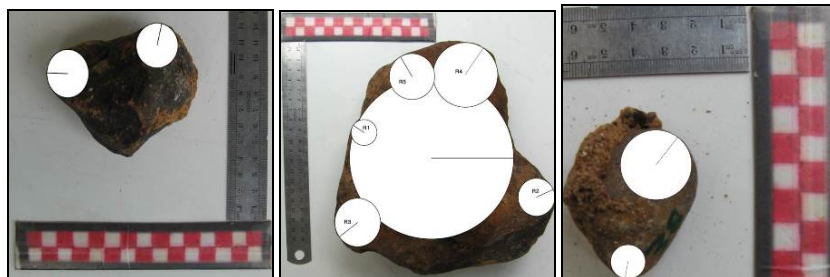


Figure 6.29. Les mesures de l'émoussé sont effectuées sur chaque galet numérisé avec une échelle graphique.

G. Jonction	L (mm)	l (mm)	Ep. (mm)	R1s	Aplatissement	Emoussé	Em x 1000
Moyenne	54,7	39,5	25,8	10,4	2	0,4	397,9
Médiane	49,5	34	28	12,5	1,9	0,4	377
Maximum	218,0	140	120	35,5	4,6	0,8	810,8
Minimum	18,5	14	6	1,5	1,1	0,1	125
Écart-Type	32,1	19,7	17,3	6,3	0,7	0,2	157,5
C. Variation	0,6	0,5	0,7	0,6	0,3	0,4	0,3

G. Affluent	L (mm)	l (mm)	Ep. (mm)	R1s	Aplatissement	Emoussé	Em x 1000
Moyenne	42	32,5	18,9	10,3	2,2	0,5	491,2
Médiane	41	33	18	9	2,2	0,5	480
Minimum	19	13,5	9,5	3	1,2	0,3	315,8
Maximum	60	48	39	18	3,8	0,7	720
Ecart-Type	11,8	9	8,1	3,5	0,6	0,1	102,5
C. Variation	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2

G. Siphon sud	L (mm)	L (mm)	Ep.(mm)	R1s	Aplatissement	Emoussé	Em x 1000
Moyenne	43,7	31,9	17,3	10,6	2,3	0,5	499,8
Médiane	43	30,5	15,5	10	2,1	0,5	533,3
Minimum	29,5	20	11,5	5,8	1,4	0,3	274,1
Maximum	65	54	29,0	17	4,4	0,7	719,1
Ecart-Type	12,0	9,7	5,5	3,5	0,8	0,2	154,1
C. Variation	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

Tableaux 6.3. Les trois tableaux montrent la population des galets étudiés. 111 galets sont comptés pour la salle « de Jonction », alors que 20 galets ont été échantillonnés pour les autres sites. Étant donné que les populations de galets de « l'Affluent » et du « Siphon sud » ne sont pas représentatives, les valeurs calculées pour les deux séries le sont à titre indicatif.

Les tableaux 6.3 indiquent des valeurs d'émoussé comparables et comprises entre 400 à 500. Les indices d'aplatissement montrent des valeurs élevées, comprises entre 2 et 2,3.

De ces analyses ressortent les principaux éléments qui décrivent le niveau des galets de la salle « de Jonction » : portée à 10 m au-dessus du plancher du secteur, cette couche de galets se compose majoritairement de blocs gréseux moyennement émoussés et bien aplatis. Ces dépôts allochtones au karst proviennent essentiellement des deux « Affluents majeur et supérieur ». Des écoulements propres à de fortes crues transportent ces blocs, après leur franchissement des siphons (Eck C., 1974), par charriage sur le fond du lit et les déposent par la suite en vrac dans le piège sédimentaire. Leur dépôt est

postérieur aux niveaux sableux inférieurs de la séquence CSJK10. Cette variation rapide de la taille des particules entre les niveaux sableux et les galets permet d'avancer l'hypothèse d'un changement environnemental dans l'alimentation de la cavité et qui s'est traduit par un écoulement à forte compétence, capable de transporter des galets gréseux provenant du « Grès de base » (C1) du Crétacé inférieur.

2.3.2. LA MORPHOSCOPIE ET LA MINERALOGIE DES SABLES

L'analyse minéralogique des sables de la séquence CSJK10 permet d'identifier les principaux minéraux composant les échantillons prélevés à Mgharet el Kassarat et de les comparer avec ceux des formations de surfaces présentes dans le bassin d'alimentation actuel de la cavité.

L'étude morphoscopique complète l'analyse minéralogique, dans la mesure où elle dévoile les premiers indicateurs qualitatifs sur l'état d'usure des grains au cours de leur transport dans le modelé karstique depuis leurs sources (substrat géologique) jusqu'à leur dépôt final dans la salle « de Jonction ». Elle sera suivie d'une analyse quantitative par comptage de grains, selon un lot de critères (formes et état de surface du grain) définissant les processus et les modalités de transport, ainsi que l'éloignement des sources par rapport au milieu de sédimentation, la salle « de Jonction ».

2.3.2.1. CARACTERISATION MINERALOGIQUE

L'observation de 30 échantillons, prélevés de la séquence sédimentaire SCJK10 (Annexe 4), au microscope Olympus U-PMTV permet une première appréciation des composants minéralogiques des grains. Il s'agit de minéraux clairs majoritairement composés de quartz. Quelques particules de carbonates sont identifiables par leur état de surface moins luisante que les grains de quartz. Des minéraux opaques, arrondis ou anguleux, sont plus ou moins présents dans la totalité des échantillons, mais dans des proportions différentes. Ces minéraux sont assimilés à des oxydes de fer. Pour une meilleure identification des minéraux, nous retenons 4 des 30 prélèvements de la séquence CSJK10 : les échantillons A31, C11, C14 de la séquence supérieure et F11 de la séquence inférieure ont été choisis, car leur composition minéralogique et leur première caractérisation morphoscopique sont représentatives de l'ensemble des niveaux de chaque séquence.

Les particules sont imprégnées et fixées sur une lame mince jusqu'à 30 microns (taille maximale des grains). L'observation au microscope en lumière polarisante (*Figure 6.30.*) montre une présence de quartz assez conséquente dans les échantillons. Les oxydes de fer et les argiles sont également présents, avec quelques particules de rutile dans l'horizon F11, de mica et de zircon dans le niveau C11. On note également quelques grains de calcaire dans les quatre échantillons.

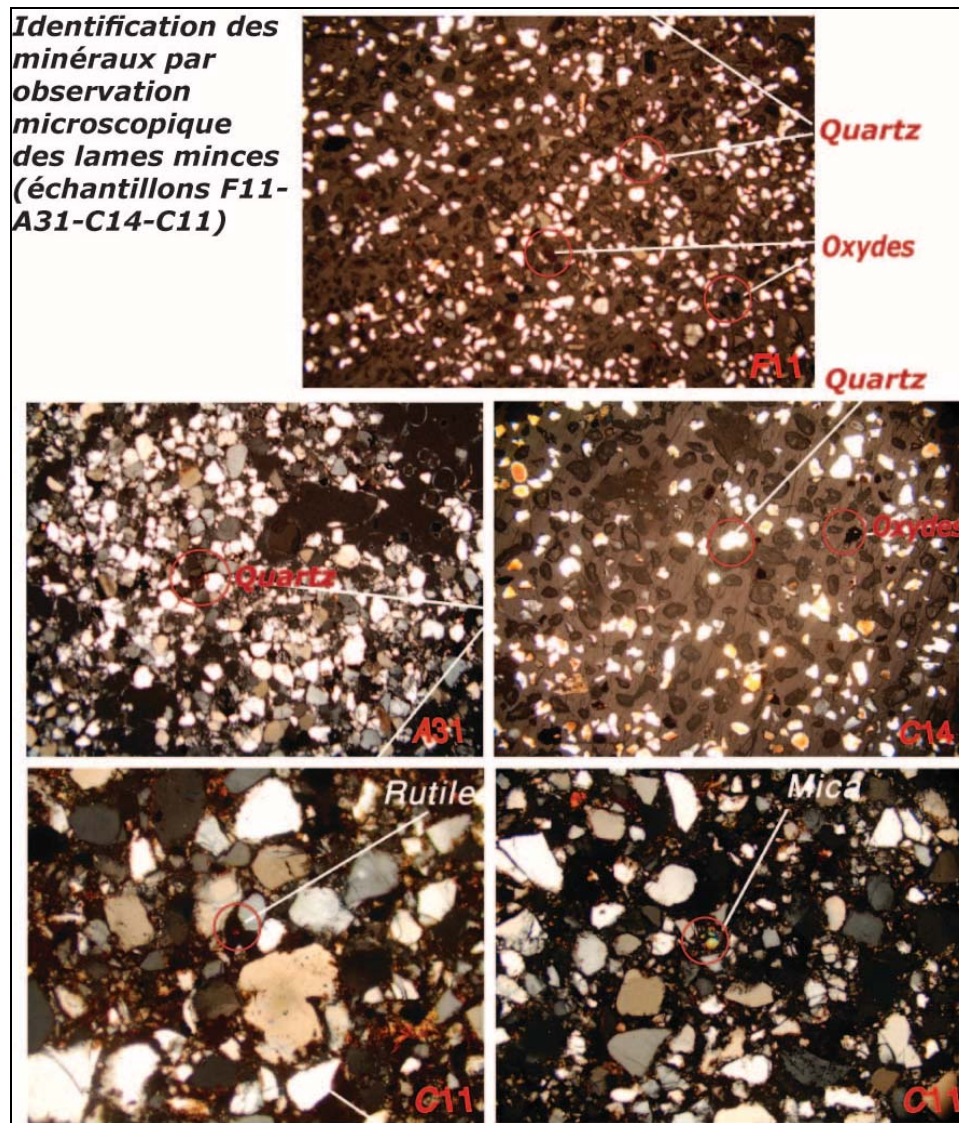


Figure 6.30. Les photos des quatre échantillons A31, C14, C11 et F11 observés au microscope en lumière polarisante.

La composition minéralogique des niveaux C11, C12, A31 et F11 est comparée avec celle des couches géologiques (Annexe 2) du bassin d'alimentation de Mgharet el Kassarat, afin de définir les sources allochtones et/ou autochtones du remplissage endokarstique. Les principales formations lithologiques identifiées sont, d'une part, l'encaissant calcaire du Jurassique moyen et supérieur, les calcaires cénomaniens (C4) du Crétacé moyen étant moins étendus dans le bassin et, d'autre part, les grès néocomiens (C1) du Crétacé inférieur, localement appelés 'Grès de base' ou 'Grès du Choûf', qui représentent un faciès détritique recouvrant en partie l'encaissant calcaire. La composition minéralogique des grès du Néocomien, comparée à celle des résidus d'altération de l'encaissant calcaire (Annexe 1), montre une concentration de quartz assez conséquente dans les niveaux gréseux. Les minéraux lourds, tels que la tourmaline, le zircon, le rutile, les pyroxènes et les amphiboles, démarquent aussi le faciès gréseux du substrat calcaire. Par contre, les oxydes de fer sont présents dans les deux familles de sources, notamment l'hématite et la goéthite (Gèze B., 1957 ; El Karez G., 1981, 1982). Leur présence dans les niveaux sableux de la salle « de Jonction » suggère un mélange des deux sources.

2.3.2.2. CARACTERISATION MORPHOSCOPIQUE DES SABLES

A- CRITERES DE MESURE

Pour mesurer l'état d'usure des grains, il nous a fallu définir en premier la proportion des minéraux opaques et des minéraux clairs, puis compter, dans chaque catégorie, des sous-catégories correspondant à des critères de formes (émoussé, sub-émoussé, anguleux, arrondi), d'état de surface (picotée, propre, rugueuse, lisse, luisante) généré par un processus d'altération. Ces critères reposent sur l'état de surface du grain. Chaque forme permet d'apprécier le degré d'usure et la durée de transport, alors que l'état de surface nous renseigne sur un processus d'usure (Cailleux A. et Tricart J., 1965).

- **Minéraux clairs** : grains clairs translucides de toutes tailles. Il s'agit de grains de quartz dans la majorité des échantillons.
- **Minéraux opaques** : grains noirs totalement opaques et qui renvoient probablement à des oxydes de fer dans la majorité des échantillons observés. Des grains de couleur rouge foncé ont été signalés (1 ou 2 grains par échantillon) et sont comptés avec les grains opaques.
- **Quartz émoussés** : grains de quartz parfaitement arrondis ou allongés, mais qui présentent une surface arrondie dans la majorité du contour du grain.
- **Quartz sub-émoussé** : grains de quartz émoussés ou présentant un ou deux coté arrondis, mais aussi disposant de cotés anguleux.
- **Quartz anguleux** : quartz dont la forme présente des arêtes anguleuses.
- **Minéraux opaques arrondis** : grains de couleur noire arrondis ou allongés, mais qui présentent des cotés lisses.
- **Minéraux opaques anguleux** : grains dont la surface présente des arêtes anguleuses.
- **Quartz picotés et sales** : grains dont la surface présente des creux remplis d'agrégats d'argiles ou d'oxydes de fer. L'aspect picoté témoigne d'une altération chimique avec des dissolutions et des corrosions.
- **Quartz propres et lisses** : grains dont la surface ne présente pas d'usure ou de picots.
- **Quartz à surface luisante et rugueuse** : grains dont la surface est rugueuse et présente des irrégularités et des discontinuités. L'aspect luisant indique un transport et un brassage par l'eau.

B-PROTOCOLE EXPERIMENTAL

L'évaluation générale des proportions et des aspects des grains observés nous a permis de sélectionner 8 échantillons (I22, H12, F11, D12, C12, C14, C16, A31) pour un comptage exhaustif des grains. En premier, les sables sont traités à l'acide chlorhydrique à froid, pour dissoudre les grains calcaires (*Tableau 6.4.*). Les pourcentages de décarbonatation sont faibles, soit moins de 2 % par échantillon, à l'exception de l'échantillon D12 composé de 4,77 % de CaCO₃.

Echantillon	Taux de Carbonates (%)
A31	1,7
C16	0,89
C14	0,59
C12	1,49
D12	4,77
F11	1,49
H12	0,89
I22	0,59

Tableau 6.4. Taux de CaCO₃ dans chaque échantillon après traitement à l'acide chlorhydrique à froid.

L'échantillon est placé par la suite, sur une lame de verre carroyé. L'échantillon est soigneusement dispersé sur toute la surface. L'examen des grains au microscope se fait case par case (de A à I). On

compte tous les grains présents sur la ligne du micromètre oculaire, en prenant en compte la dimension du grain. A chaque mesure de lecture par ligne, on dénombre un couple de paramètres (clairs/opaque, émoussés/anguleux, lisses/rugueux, picotés/propres). Pour les couples de paramètres clairs/opaque et émoussés/anguleux, le nombre de grains comptabilisé s'élève de 150 à 200 par échantillon. Pour les autres couples de paramètres, au moins 100 grains de sable sont comptés. Les grains situés sous d'autres particules n'ont pas été retenus, faute de pouvoir observer leur forme et leur surface.

Ces critères sont respectés à chaque comptage, afin d'obtenir un lot représentatif de tout l'échantillon et d'éviter des mesures aberrantes. Les données par échantillon sont résumées dans un tableau à double entrée, regroupant tous les paramètres en fonction de la taille des particules. Les courbes de fréquence selon la dimension des grains ont été calculées pour chaque paramètre, afin de comparer l'évolution de l'état d'usure des grains au sein de la séquence de dépôts (Annexe 5).

B- INTERPRETATION DES RESULTATS

Le comptage des grains permet une première comparaison entre les critères d'état de surface et de taille relatifs à chaque échantillon. Des variations dans les proportions de grains opaques/clairs sont à noter entre les niveaux inférieurs (D12, F11, H12, I22) et supérieurs (A31, C16, C14, C12) de la séquence. On relève une légère augmentation du pourcentage de grains clairs (majoritairement du quartz) depuis la base de la séquence jusqu'aux niveaux supérieurs. Par contre, une diminution des proportions des minéraux opaques vers le sommet de la séquence traduit une moindre part d'oxydes de fer dans les niveaux supérieurs (Tableau 6.5).

Position dans la séquence CSJK	Echantillon	C. Total (%)	O. Total (%)
Niveaux supérieurs	A31	91,5	8,49
	C16	93,58	6,42
	C14	91,07	8,92
	C12	80,25	19,75
Niveaux inférieurs	D12	79,16	20,83
	F11	81,07	23,79
	H12	78,32	21,68
	I22	78,06	21,94

Tableau 6.5. Evolution des minéraux clairs (C.) et opaques (O.) entre les niveaux inférieurs et supérieurs de la séquence.

Néanmoins, la comparaison entre les critères de formes et de l'état de surface des grains montre des tendances de variations homogènes de la base jusqu'au sommet de la séquence.

Le tableau 6.6 révèle une proportion élevée de grains clairs, sub-émoussés et anguleux par rapport à une proportion faible de grains émoussés. Les proportions des grains clairs sub-émoussés sont assez homogènes, à l'exception des proportions de grains clairs émoussés propres aux niveaux C14 et C12 et montrant un nombre de grains émoussés plus important que les autres niveaux.

En général, les ratios des grains clairs émoussés/sub-émoussés/anguleux entre les échantillons de la séquence endokarstique et ceux du « Grès de base » se rapprochent assez bien. L'analyse de ces variations au regard des compositions du « Grès de base » ne peut renvoyer qu'à l'état initial de la source lithologique en question.

Séquence CSJK	Echantillon	C.EM	C.SBEm	C.Ang	C.Pic	C.Pr	O.Arr	O.Ang	C.Luis Rug	C. L.	Total
Niveaux supérieurs	A31	23	90	80	13	109	116	48	N/a	N/a	479
	C16	41	88	78	79	21	21	80	81	20	408
	C14	69	36	46	65	26	66	41	56	45	349

	C12	54	93	48	123	2	60	47	79	46	427
Niveaux inférieurs	D12	15	63	74	90	20	67	32	111	7	361
	F11	38	90	39	109	11	81	19	119	6	387
	H12	29	64	82	119	17	62	50	118	19	423
	I22	44	98	44	120	1	58	43	109	14	408
Sources	FDI rivière Faouâr Dâra	25	87	64	66	34	59	54	84		389
	FDII grès blanc	26	65	91	101	8	36	75	101	5	402
	FDVgrès composite	33	58	101	108	3	41	50	103	8	394

Tableau 6.6. Le nombre de grains (C= Clairs; O= Opaques) comptés en fonction des critères de formes (EM= émoussé; SBEm =Sub-émoussé; Ang =Anguleux; Arr = Arrondi) et de l'état de surface du grain (Pic = Picotés; Pr= Propres; LuisRug= Luisants Rugueux; L=Lisse).

Ce façonnement de la forme du grain ne traduit pas une usure due au transport des particules depuis la source jusqu'à la sédimentation dans la cavité, mais renvoie plutôt à des processus hérités du faciès liés probablement à l'effet du brassage continu sur les plages exposés à la houle (Tricart J., 1965). En effet, le grès de Bhannès est un faciès de transgression (Dubertret L., 1951) formé de grains de quartz provenant de granites peu consolidés, qui se sont déposés sur les littoraux du Mont Liban légèrement soulevé, il y a 144 millions d'années. L'hypothèse de l'origine désertique de ce faciès est contestée par L. Dubertret (1955) et G.El Karih (1981, 1982, 1984). La surface peu mate et la forme ovoïdale des grains (El Karih G., 1984) des sources gréseuses (FDI, FDII, FDV) et du remplissage sableux de la salle « de Jonction » confirment mieux un processus lié à un brassage marin et non pas à un transport éolien qui tend à donner une forme plus ronde et un faciès plus mat au quartz (Tricart J., 1965).

Une usure plus récente des grains de quartz est reflétée plutôt par l'état de surface des particules. Notre observation s'est concentrée sur l'état picoté/propres et rugueux/lisse des grains, ainsi que sur les grains opaques arrondis/anguleux.

On note une décroissance des proportions des minéraux clairs picotés en faveur d'une augmentation de la proportion des grains 'propres' ou non cariés, de la base jusqu'au sommet de la séquence (Tableau 6.6.). Par ailleurs, la proportion des grains clairs rugueux tend à décroître en faveur d'une augmentation des grains clairs lisses ou peu rugueux vers le sommet de la séquence (niveaux supérieurs). L'état propre de la surface indique la présence de peu d'agrégats d'argiles ou d'oxydes qui s'agencent sur les grains de quartz, contrairement aux quartz picotés où les creux de la surface des grains sont en général remplis d'enduits (argiles, oxydes).

Les ratios des grains picotés et des grains opaques arrondis/anguleux propres aux échantillons sont comparés au regard des sources gréseuses, l'une propre au grès néocomien et l'autre représentant la perte qui alimente la rivière souterraine du gouffre de Faouâr Dâra. Celle-ci est connectée hydrogéologiquement à la rivière de Mgharet el Kassarat (Labaky W., 2005).

Les ratios des grains picotés (Tableau 6.6.) dans les niveaux inférieurs sont légèrement plus élevés que ceux du grès de base (FDV et FDII). Les niveaux supérieurs présentent également des ratios plus élevés que ceux de la rivière subaérienne (FDI), mais nettement moins élevés que les proportions de picotés du faciès géologique. Nous suggérons alors une légère altération des grès dont les insolubles (quartz) lors de leur transport au sein du karst souterrain. Cette érosion des grains ne peut être importante du fait que la distance est petite, donc la durée de parcours souterrain courte (20 km à vol d'oiseau), entre la source la plus lointaine, correspondant à la rivière subaérienne de Faouâr Dâra, et le milieu de dépôt (Mgharet el Kassarat).

Cependant, les ratios de grains picotés sont différents entre les niveaux inférieurs (entre 109 et 120 grains) et les niveaux supérieurs (entre 13 et 90 grains) de la séquence. Cette variation légèrement supérieure aux deux sources gréseuses potentielles traduit-elle un apport différent de sources lors du dépôt des niveaux sableux dans la salle « de Jonction » ? En effet, on note des ratios de picotés proches de ceux de la rivière subaérienne dans les niveaux supérieurs, alors que les proportions de picotés des niveaux inférieurs se rapprochent de celles du grès de base. S'agit-il, dans ce cas, d'un apport plus conséquent de grains provenant directement des grès drainés par la rivière subaérienne de Faouâr Dâra au fur et à mesure de l'accumulation du remplissage dans la salle « de Jonction » de Mgharet el Kassarat? Les seuls éléments mesurés ne permettent pas d'aller plus loin dans l'analyse, faute également de sources suffisantes et diverses (sols gréseux ; sols rouges, produits de l'altération des roches calcaires ; rendzines ; sols jaunes, produits de l'altération des calcaires en haute montagne) et qui n'ont pas été prélevées dans le bassin d'alimentation actuel.

L'analyse des proportions de grains opaques arrondis/anguleux des échantillons et leur comparaison à celles des sources gréseuses (*Tableau 6.6.*) permettent d'avancer plusieurs constats :

- Le nombre de particules arrondies des échantillons de Mgharet el Kassarat est plus élevé que celui des grains anguleux.
- Les parts d'opaques anguleux comparés au ratio de FDII/FDV et de FDI, sont plus élevés que ceux des niveaux sableux de Mgharet el Kassarat. On suggère dans ce cas, une érosion des grains opaques anguleux au cours de leur transport au sein du karst d'Antélias.
- Les ratios d'opaques arrondis des échantillons prélevés de la cavité sont, par contre, plus élevés que ceux des sources gréseuses. On suggère deux hypothèses dans ce cas : les grains opaques anguleux s'érodent au cours de leur transport et s'émousent, ce qui explique le nombre élevé d'opaques arrondis à l'arrivée.
- Le ratio plus élevé d'opaques arrondis dans la cavité peut être interprété comme un résultat de mélange des sources. Un apport de sources locales probablement autochtones issues de sols résiduels sur le substrat calcaire viendrait enrichir la part d'opaques émoussée du remplissage endokarstique. Cet apport proviendrait d'écoulement par infiltration *via* les fissures du karst et drainant ces formations de surfaces jusqu'à la cavité. Cependant, les mesures des sources gréseuses à elle-seules ne suffiraient pas de confirmer telle ou telle hypothèse.

Echantillon	Jusqu'à 0,05 mm	0,05,-0,12 mm	0,12-0,2 mm	0,2-0,3 mm	0,3-0,4 mm
A31	113	269	94	2	1
C16	5	290	106	7	0
C14	41	64	149	76	19
C12	0	161	200	61	5
D12	7	133	171	39	11
F11	6	200	141	40	0
H12	12	230	152	24	5
I22	3	162	160	70	13
FDI	12	179	141	46	11
FDII	62	209	106	22	3
FDV	49	218	87	29	11

Tableau 6.7. Nombre de grains de chaque échantillon en fonction de la taille.

Une meilleure analyse de toutes les sources superficielles du bassin d'alimentation permettrait d'avancer, dans un travail ultérieur, la part de chaque source dans les dépôts endokarstiques de Mgharet el Kassarat.

Enfin, une analyse de la taille des grains (tous critères confondus) des échantillons (*Tableau 6.7.*) montre une légère augmentation de la fraction fine (0,05 à 0,12), en faveur d'une diminution de particules grossières de la base jusqu'au sommet de la séquence. Ce constat rejoint celui des mesures granulométriques effectuées sur les 50 échantillons de la séquence et celle effectuées en continu sur la séquence supérieure.

L'analyse morphoscopique permet de conclure qu'au fur et à mesure de l'accumulation des niveaux de remplissage, une tendance vers des particules de plus en plus fines laisse supposer un éloignement de la source de ces dépôts dans le bassin d'alimentation de la cavité. Toutefois, ces résultats rendent délicate l'interprétation de leur variations, une fois replacées dans leur contexte karstique.

La tendance vers une part plus importante de grains fins vers le sommet du remplissage peut traduire aussi une régularisation des vitesses des écoulements au sein du piège (salle « de Jonction ») ou une remobilisation de dépôts plus fins provenant de pièges sédimentaires au sein du karst et non pas de sources éloignées et extérieures. Donc l'analyse morphoscopique ne permet pas d'affirmer d'une manière catégorique les causes de cette tendance vers des particules plus fines au cours de la sédimentation. Des analyses complémentaires s'avèrent donc nécessaires pour mieux cerner les causes de cette tendance.

2.3.3. LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET LA SPECTROCOLORIMETRIE APPLIQUEES A LA SEQUENCE SUPERIEURE (CSJK10-SUP)

Afin de compléter l'identification de la composition minéralogique de la séquence de la salle de Jonction, notamment les oxydes de fer et les argiles, une série de mesures continues de spectro-colorimétrie et de magnétisme est réalisée sur l'ensemble supérieur (CSJK10-sup) de la séquence sédimentaire de la salle. Le pas d'échantillonnage, fixé à 0,5 mm, permet de retracer les variations fines de magnétisme et de colorimétrie, tout le long de la séquence.

Un croisement entre les données des deux mesures est nécessaire afin de mieux cerner les incertitudes liées à l'interprétation du signal spectrale et/ou magnétique.

La courbe magnétique (*Figure 6.31.*) révèle trois ensembles de signaux homogènes. Les minéraux proposés correspondent à la classe de valeurs magnétiques obtenues selon le tableau de référence (Dearing J., 1994 ; Annexe 3).

- Le premier concerne les niveaux inférieurs de la séquence CSJK10-sup, avec une courbe bruitée et un signal magnétique compris entre 0,005 et $1,775 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Les minéraux identifiés sont paramagnétiques. Ce premier ensemble comprend les minéraux suivants : attapulgite, biotite, olivine, pyroxène, amphibole, smectite, chalcopryrite, bentonite et épidote. Le pic à 1,775 correspond à la présence d'un minéral paramagnétique, l'ilménite.

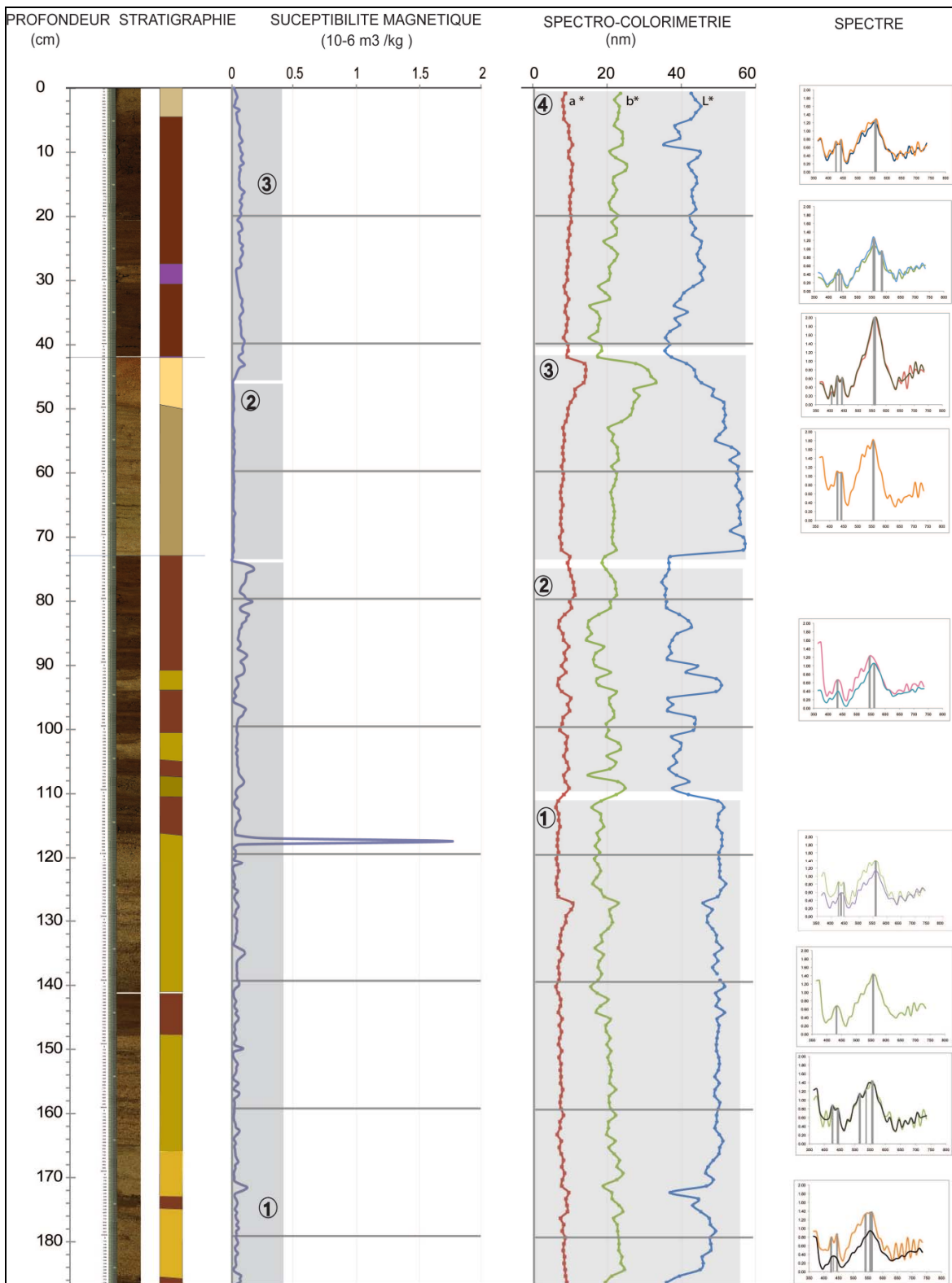


Figure 6.31. Les mesures de susceptibilité magnétique et de spectrocolorimétrie. Le pas d'échantillonnage est fixé à 0,5 mm.

- Le second ensemble concerne le niveau de sables blancs A31 situés entre 45 et 73 cm de profondeur. Ce niveau atypique, de par la morphoscopie des minéraux clairs plus fins que les

autres, montre un signal magnétique très faible ($0,001$ et $0,026 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Les minéraux sont également paramagnétiques et correspondent à la dolomie, l'attapulgite et la chalcopyrite.

- Le troisième ensemble comprend le niveau supérieur de la séquence, compris entre 0 et 45 cm de profondeur. La courbe du signal magnétique est plus lisse. Elle comporte les valeurs magnétiques entre $0,016$ et $0,1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Les minéraux sont paramagnétiques et englobent pyroxènes, biotite, olivine, bentonite, attapulgite, chalcopyrite, smectite.

Un signal magnétique de 0,4 peut correspondre, selon le tableau de J. Dearing (1994) (Annexe 1), à la présence d'amphibole et/ou d'olivine et/ou de pyroxène et/ou de biotite. Nous attribuons un changement de source à des variations importantes des signaux magnétiques relatifs à des minéraux paramagnétiques.

Notons que les principales différences dans les signaux magnétiques (*Figure 6.31.*) se situent entre le niveau A31 et les autres niveaux sableux de la séquence. Le premier est riche en minéraux à très faible magnétisme ($0,001$ et $0,02 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), ceci étant probablement dû à la présence de dolomie ou d'attapulgite. Les autres niveaux sableux présentent un magnétisme un peu plus élevé ($0,1$ à $1,775 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) que le niveau de sable blanc, avec la présence de minéraux typiques comme ceux identifiés dans le faciès gréseux du néocomien (Annexe 3).

Les mesures colorimétriques donnent également les mêmes tendances de variations que celles dévoilées par les analyses magnétiques. Nous analysons au départ la luminance et la teinte de la couleur. Cette analyse est suivie d'un traitement du signal spectral, afin de discriminer des ensembles de composition sédimentaire distincte.

L'analyse de la courbe de la luminance (L) montre quatre ensembles distincts (*Figure 6.31.*) :

- Le premier se situe entre 180 et 110 cm de profondeur. La luminance des niveaux se situe autour de 50 nm. La teinte de la couleur « a », révélatrice en général d'oxydes ou d'argiles rouges, montre une valeur constante autour de 13 à 15 nm.
- Le second ensemble, situé entre 73 et 113 cm de profondeur, montre une courbe plus bruitée, avec des valeurs de clarté (L) variant entre 35 et 50 nm. Les valeurs de la teinte (a) augmentent légèrement par rapport au premier ensemble, avec une courbe plus bruitée qui révèle le changement de couleur entre niveaux plus silteux et niveaux sableux clairs.
- Le troisième ensemble comprend les dépôts situés entre 43 et 73 cm de profondeur. La luminance des dépôts est la plus élevée dans toute la séquence, avec des valeurs comprises entre 50 et 60 nm.
- Le dernier est situé entre la surface et jusqu'à 43 cm de profondeur. Les valeurs de luminance varient entre 40 et 50 nm. La teinte (a) montre une valeur constante autour de 15 nm.

Les minéraux identifiés dans chaque ensemble se limitent à une plage de mesures magnétiques qui ne permettent pas de différencier des signaux magnétiques très proches.

En général, les valeurs de luminance permettent de distinguer deux grands groupes distincts. Le premier regroupe les niveaux inférieurs et supérieurs de la séquence, avec des valeurs comprises entre 35 et 45 nm. Le second est caractéristique du niveau de sables blancs A31 dans lequel la luminance varie entre 50 et 60 nm. Notons également, dans le niveau A31, la valeur élevée de « b », teinte de la couleur qui renvoie à une part conséquente de carbonates contenus dans les dépôts.

L'analyse du signal spectral des bancs sableux et silteux de la séquence permet une meilleure caractérisation des compositions des dépôts et complète les interprétations liées aux variations de la

luminance (L) et de la teinte (a et b) de la couleur. Une des méthodes les plus communes à la caractérisation des compositions des dépôts à partir de la spectrorimétrie est le diagramme Q700/400 (Debret M. et *al.*, 2011). Utilisée sur les dépôts lacustres humides, cette méthode croise le rapport entre les spectres 700 et 400 nm de chaque mesure avec les valeurs de luminance. Les couples de valeurs (Q700/400 - Luminance) projetés sur le diagramme permettent de caractériser la substance à l'origine de la couleur caractéristique du dépôt, en fonction du rapprochement du nuage de points aux pôles sédimentaires identifiés : le pôle A pour les remplissages riches en argiles ; les pôles B et C pour les dépôts riches en matière organique et/ou en chlorophylle ; le pôle D pour les dépôts riches en carbonate ; le pôle E pour les niveaux riches en oxydes de fer (*Figure 6.32.*).

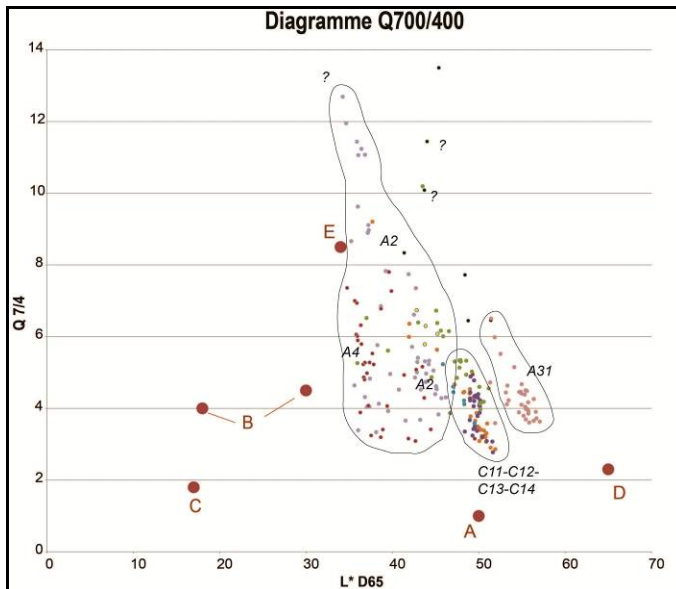


Figure 6.32. Diagramme Q7/4 des données spectrocolorimétriques en fonction de la luminance montrant deux ensembles distincts. Le premier est orienté vers le pôle E, celui des oxydes de fer. Le second, plus ramassé, est orienté vers le pôle D, celui des carbonates.

L'agencement du nuage de points et son rapprochement de l'un des 5 pôles identifiés permet de discerner les dépôts riches en matière organique (Debret M. et *al.*, 2006 ; Giguët-Covex C. et *al.*, 2010 ; Mourier B. et *al.*, 2010) de ceux riches en carbonates (Debret M. et *al.*, 2010) ou riches en oxydes de fer (Ji J. et *al.*, 2006 ; Susperegui A.S., 2008).

L'application de cette méthode sur plusieurs dépôts lacustres a permis de définir des signatures similaires des dépôts ayant les mêmes compositions, via les pôles sédimentaires du diagramme Q7/4. L'application d'une telle méthode sur des dépôts endokarstiques implique toutefois une interprétation délicate des résultats, faute d'exemple d'application de cette méthode sur d'autres sites endokarstiques. Cependant, le diagramme peut être transposable à un remplissage endokarstique lié à l'accumulation d'un piège sédimentaire, si son fonctionnement se rapproche le plus possible d'un mode lacustre, ce qui est plus ou moins le cas ici.

Le croisement entre le rapport des spectres 700/400 et la luminance des dépôts de la séquence supérieure (*Figure 6.32.*) définit deux grands ensembles liés à des compositions différentes des dépôts.

Le premier comporte plusieurs sous-nuages de points (A2, C1 à C4, A4), mais dont l'allure tend vers le pôle des oxydes de fer. On souligne toutefois des points atypiques qui dépassent la localisation du pôle des oxydes dans le diagramme.

Le deuxième nuage, à allure plus ramassée, comprend les valeurs propres au niveau A31 et qui tendent vers le pôle des carbonates. Ce constat concorde avec la caractérisation minéralogique issue de l'analyse magnétique qui révèle la présence de minéraux type dolomie et attapulgite dans ce niveau. La dolomie est un minéral carbonaté $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ caractérisant les calcaires dolomitiques du Bathonien-Callovien (J5). Cette formation locale, composant l'encaissant calcaire du karst d'Antélias, subissait une érosion plus

intense du massif par les écoulements d'infiltration, justifiant ainsi un taux élevé de carbonates dans le niveau A31.

Pour conclure, les analyses spectrocolorimétriques et magnétiques concordent assez bien, dans le sens où deux ensembles à caractérisation sédimentaire distincte ont été bien définis. D'un côté, les niveaux gréseux (C11, C12, C13, C14, B11, A4 et A2) de la séquence supérieure proviennent essentiellement des grès néocomiens (C1), source allochtone au karst, drainée par des écoulements fluviaux se perdant dans le karst. De l'autre, le niveau atypique A31, gréseux et de taille fine, correspond à un dépôt provenant de deux sources : les grès néocomiens (C1) et les calcaires dolomitiques du Jurassique moyen. Les eaux souterraines ont entraîné les grès et les minéraux carbonatés (dolomites) par écoulement fluvial et par infiltration *via* les fissures du karst, voire par des pertes. Ce niveau A31, avec une forte charge carbonatée détritique, renvoie probablement à des épisodes plus froids durant lesquels le massif carbonaté a subi une érosion poussée. Le niveau A31 rejoint celui des bancs de galets situés entre les niveaux inférieurs et supérieurs de la séquence, dans la mesure où ces deux niveaux reflètent une modification des conditions d'alimentation, liées à des crises de rhexistases plus poussées et qui ont marqué l'environnement géologique du karst (Tableau 6.8.).

Niveau	Caractéristiques sédimentaire	Hypothèse environnementale
Rupture du talus sableux ??		
Plancher stalagmitique	Précipitation de CaCO ₃	Biostase : Réchauffement climatique
Rupture du talus sableux ??		
A0 - A21	Quartz émoussés, picotés, particules moyennes et fines	Période de rhexistase : Climat rigoureux, froid et érosion des sols
Encroûtement de calcite	Film d'eau stagnant et chargé en CaCO ₃	Période de biostase
A22 - A23	Quartz émoussés, picotés, particules moyennes et fines	Période de rhexistase : Climat froid et érosion des sols
Encroûtement de calcite	Film d'eau stagnant et chargé en CaCO ₃	Période de biostase
A31	Mélange de Quartz anguleux et fins, chargé en carbonates (dolomites)	Période de rhexistase importante : Climat froid et érosion du massif
A41 - B11 - C14 - C13 - C12 - C11	Quartz émoussés, picotés, particules de tailles grossières	Période de rhexistase Climat froid et érosion des sols.
Galets	Galets gréseux et calcaires hétérométriques	Période de rhexistase importante : Climat froid et érosion massive des sols et du faciès gréseux par écoulement à forte compétence
I22 à D13	Quartz émoussés, picotés, particules de tailles grossières	Période de rhexistase Climat froid et érosion des sols

Tableau 6.8. Principaux niveaux sédimentaires identifiés et analysés. On suggère une interprétation environnementale du remplissage. Le remplissage sableux correspond à une phase de rhexistase et d'érosion des sols. On note deux crises de rhexistase poussées (niveau A31 et galets) liées à des changements environnementaux brutaux. La mise en place du plancher stalagmitique, scellant en partie le remplissage sableux, correspond à une phase d'optima climatique.

Cependant, la spectrocolorimétrie n'ayant pas abouti à une identification plus claire des oxydes de fer ou des argiles, elle ne permet pas de mieux vérifier les résultats issus des analyses magnétiques. Nous nous sommes contentés d'une possible identification des minéraux d'argiles et d'oxydes de fer issus des analyses magnétiques, mais elles restent insuffisantes pour distinguer les argiles provenant des sols résiduels (sols rouges) de celles issues du grès néocomien (C1), couvrant en partie le massif calcaire.

En somme, les analyses morphoscopiques, minéralogiques, colorimétriques et magnétiques n'ont pu expliquer toutes les variations d'horizons silteux et sableux dans les niveaux supérieurs de la séquence au regard des sources présentes dans le bassin d'alimentation. Des analyses d'identification des minéraux d'argiles (primaires ou illitiques et secondaires ou kaolinites et smectites) par diffraction des rayons-x est nécessaire pour déceler des variations liées à des modifications des sources (sols résiduels ou grès néocomien).

Cependant, l'ensemble des résultats issues de ces analyses permet d'orienter les hypothèses vers des causes environnementales (*Tableau 6.8.*) en fonction des caractères sédimentaires des niveaux. On constate que les niveaux (I22 à D13) de la séquence inférieure ont été drainés par les écoulements et déposés dans le karst dans un contexte de rhexistasie et avec une érosion importante de sols. L'accumulation des niveaux à galets et les niveaux de la séquence supérieure (jusqu'au niveau A31) se poursuit dans un contexte climatique favorable à crises de rhexistasie importante au niveau A31 et celui des galets liées à des changements environnementales brutaux. Les niveaux d'encroutements et de plancher stalagmitique situés dans la partie sommitale de la séquence supérieure traduisent un contexte de biostasie et de faible érosion des sols. L'évolution des caractéristiques sédimentaires au fur et à mesure du colmatage de la salle traduit une tendance vers un climat de plus en plus chaud et humide. Ceci se manifeste par les niveaux stalagmitiques plus abondants dans la partie supérieure de l'ensemble des dépôts de la salle « de Jonction ».

§ § § § § § §

III- L'ETUDE DES FORMATIONS CARBONATEES DE MGHARET EL KASSARAT

L'observation des coulées de calcite dans le drain met en avant trois phases de concrétionnement.

3.1. CHOIX ET PRELEVEMENTS DES CONCRETIONS

La première génération visible de concrétions est rapportée à l'étape spéléogénique 3 de la cavité (*cf. supra et Figure 6.17.*). Cette génération se caractérise par un plancher stalagmitique à 94 m d'altitude, qui a été postérieurement recréusé et surcréusé par la rivière en régime vadose. L'accès difficile à ce plancher n'a pas permis de réaliser des prélèvements.

La deuxième génération de concrétions concerne la phase 5 (après l'effondrement en masse d'un pan de la voûte de la galerie). Peu de stalagmites sont présentes sur l'amas de blocs : deux stalagmites ont été relevées, poussant sur un bloc à la base du talus. Elles sont couchées et altérées. Cette disposition décalée des concrétions par rapport à leur axe de croissance s'explique de deux façons :

- première hypothèse : la dynamique de soutirage du remplissage argileux décolmate progressivement les dépôts de la salle « de Jonction », ce qui entraîne une déstabilisation des blocs effondrés. Ce processus décale la pousse de la stalagmite dans un axe de croissance différent de son axe initial.
- La seconde hypothèse, qui peut aussi expliquer cette morphologie translattée des concrétions, serait le déplacement du point d'alimentation de la stalagmite le long de la voûte de la salle.

Toutefois, l'état d'altération de ces concrétions nous empêche de prélever des échantillons de calcite et de caler le début du remplissage sableux après l'effondrement de la voûte.

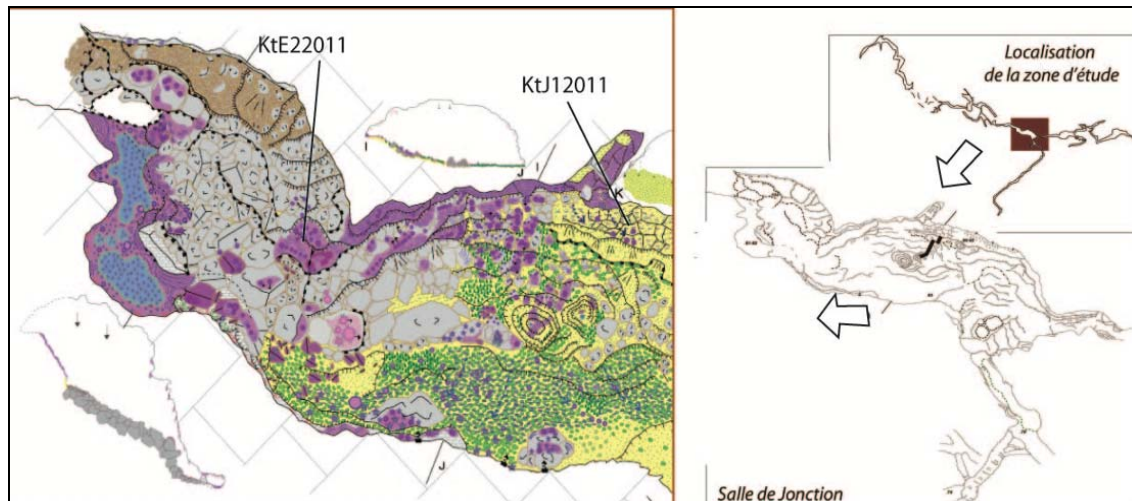


Figure 6.33. Extrait de la carte géomorphologique de la salle « de Jonction » montrant (à gauche) l'emplacement des stalagmites KtJ12011 et KtE22011.

Enfin, la troisième génération de concrétions observées dans le drain comprend l'ensemble des stalagmites et coulées stalagmitiques prenant naissance après le remplissage détritique de la salle « de Jonction », soit durant la dernière étape spéléogénique de Mgharet el Kassarat. On identifie ainsi des stalagmites poussant sur le niveau sommital du remplissage sableux, ainsi que sur le talus décolmaté. On note également des concrétions (coulées et stalagmites) recouvrant les blocs effondrés. Nous avons pu prélever deux stalagmites de cette génération de concrétions (Figure 6.33.). La première (KtJ12011) est localisée sur le niveau sommital du remplissage sableux, la deuxième (KtE22011) se situe sur une dalle rocheuse de l'amas de blocs effondrés.

3.1.1. LA STALAGMITE KtJ12011

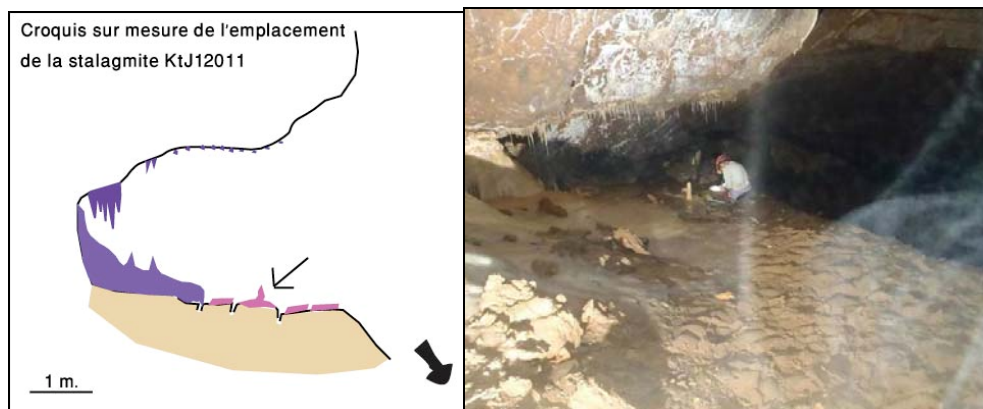


Figure 6.34. Vue d'ensemble du site de prélèvement de la stalagmite KtJ12011 et croquis sur mesure du site de prélèvement (Cliché S Amhaz).

La stalagmite KtJ12011, située sur le sommet du remplissage sableux de la salle « de Jonction » (Figure 6.34.), fait 27 cm de longueur et 8 cm de largeur. Située à 1,37 m de la bordure du talus et à 2,6 m de la paroi, elle est alimentée par des eaux d'infiltration du plafond. Ces conduits sont actuellement bouchés par des fleurs de calcite. La stalagmite est légèrement translaturée (Figure 6.35.) parallèlement à la direction du soutirage des dépôts. L'échantillon de calcite pris du plancher (Figure 6.35.-à droite) fait

0,73g. La datation par U/Th situera la phase durant laquelle l'écoulement dans la salle « de Jonction » passe d'un fonctionnement en mode épinoyé à un écoulement de type vadose.



Figure 6.35. Photo de gauche : La stalagmite KtJ12011 vue de près. Noter le plancher fin sur laquelle pousse la stalagmite. Photo de droite : la base de l'échantillon de calcite prélevé. (Clichés C. Nehme)

3.1.2. LA STALAGMITE KtE22011



Figure 6.36. Vue d'ensemble du site. On note des blocs effondrés et scellés par un concrétionnement récent (Cliché C. Nehme).

La stalagmite KtE22011 est située sur un bloc provenant de la voûte foudroyée de la salle « d'Effondrement » (Figure 6.36.). Elle se compose de deux spéléothèmes, avec un décalage dans l'axe N-S. Cette translation (Figure 6.37.) indiquerait un mouvement de tassement de l'amas de blocs, avec un basculement du rocher vers le sud, entraînant un décalage de la pousse de spéléothèmes vers le nord. L'échantillon est prélevé de la partie 'c' de la stalagmite, celle de la coulée de calcite en contact avec le bloc effondré (Figure 6.38.). On prélève la calcite la plus proche de l'écaille rocheuse. L'échantillon pèse

1,29 g. L'objectif de la datation effectuée sur KtE22011 serait de situer la phase de concrétionnement de la salle après l'effondrement de la voûte.

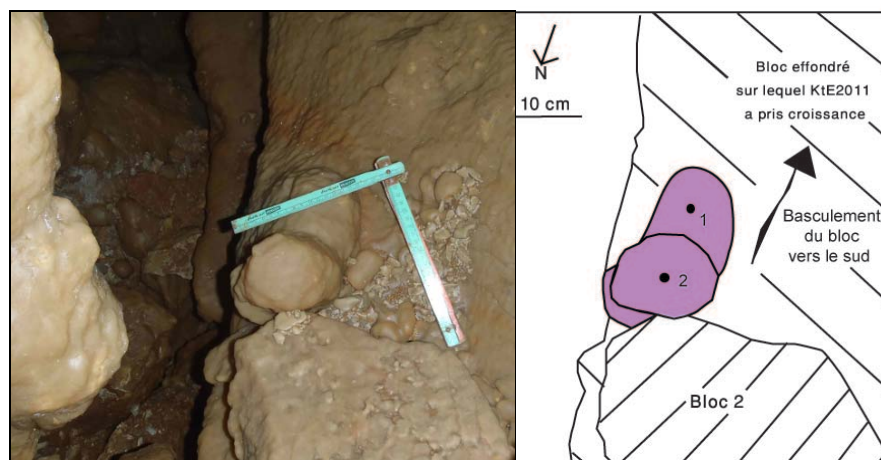


Figure 6.37. Vue en surplomb des axes de translation de l'échantillon KtE22011 par rapport au bloc incliné et croquis sur mesure montrant la stalagmite en plan avec ces axes de translation. La figure de droite montre le basculement du bloc vers le sud, engendrant la croissance d'une nouvelle concrétion (2), juxtaposée à la première (1) (Cliché C. Nehme).

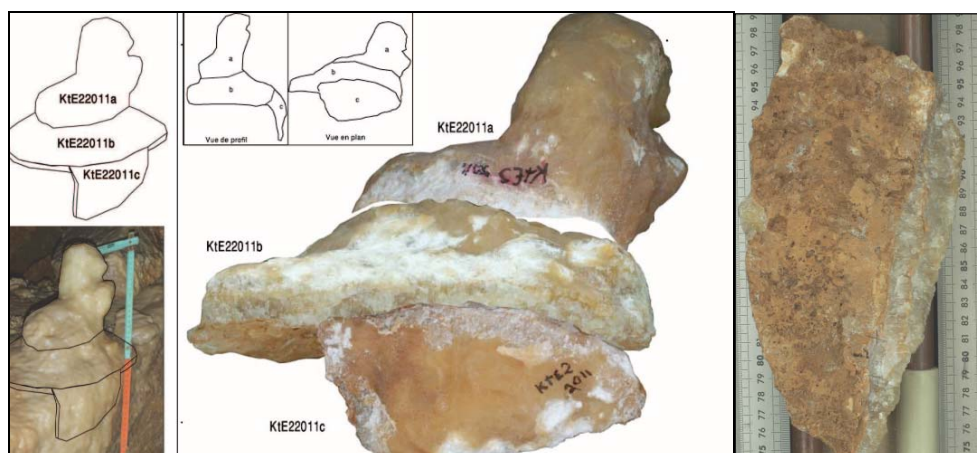


Figure 6.38. Schéma d'ensemble de la concrétion KtE22011, vue de profil et en plan. La concrétion est prélevée en trois parties. La première concerne la stalagmite sans sa base. La deuxième est la coulée de calcite sur le bloc effondré. Enfin, la troisième est l'extension de la coulée sur le bord du bloc. La figure à droite montre l'échantillon KtE22011-c pris avec l'écaïlle rocheuse du bloc effondré. La calcite a été pris au contact entre l'écaïlle calcaire et les lamines de la coulée (Cliché C. Nehme).

3.2. DATATIONS ET CALAGE CHRONOLOGIQUE DE LA SPELEOGENESE DE LA SALLE DE JONCTION

Les datations U/Th de la base des stalagmites (Tableau 6.9.) prélevées dans le secteur « Salle de Jonction-Effondrement » ont été faites par le Dr. John Hellstrom, département des Sciences de la Terre de l'Université de Melbourne (Australie). Les dates non corrigées révèlent des âges assez proches, avec un décalage de croissance de l'ordre de ± 3.000 ans entre les deux spéléothèmes.

Sample ID	Mass/g	$^{230}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{232}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Age (Ka)
KtJ12011	0.0958	0.2471	0.8469	0.002581	95.7	37.590 \pm 0.829
KtE22011	0.0939	0.2961	1.0838	0.005027	58.9	33.930 \pm 1.092

Tableau 6.9. Les datations U/Th de KtJ12011 et de KtE22011 (J. Hellstrom, Université de Melbourne, Australie).

La mise en place des deux concrétions renvoie probablement à une même phase de concrétionnement, mise en place sur les dépôts détritiques, ainsi que sur une grande partie des blocs effondrés. Le concrétionnement traduit alors le passage de la salle « de Jonction » d'un piège sédimentaire actif à un drain abandonné par les écoulements, situés plus bas suite au recreusement de la série sédimentaire. Le changement du type d'écoulement en mode vadose marque en premier, le scellement du remplissage sableux, qui remonte au moins à 37.590 ± 0.829 ans. Le concrétionnement couvrant les blocs effondrés remonte au plus à 33.930 ± 1.092 ans. Le spéléothème KtE22011 remonte à une génération plus récente de concrétions, parmi celles qui ont été identifiées dans la salle. Les concrétions qui sont en place à la base de l'amas de blocs remontent probablement à une génération plus ancienne. Mais elles n'ont pas été prélevées, du fait de leur état altéré et d'une probable ouverture du système cristallin.

La datation de KtJ12011 permet de caler le remplissage sableux dans les étapes de la spéléogénèse de Mgharet el Kassarat. Le remplissage de la salle se situe aux étapes 5 et 6 de l'histoire de la cavité (Figure 6.17.). La datation de la concrétion KtJ12011 à 37.590 ± 0.829 ans suggère un âge antérieur au Pléistocène supérieur, à l'effondrement de la voûte et à la mise en place du barrage. Il est évident que le creusement initial du drain, ainsi que l'enfoncement du canyon endokarstique, remonte bien au delà.

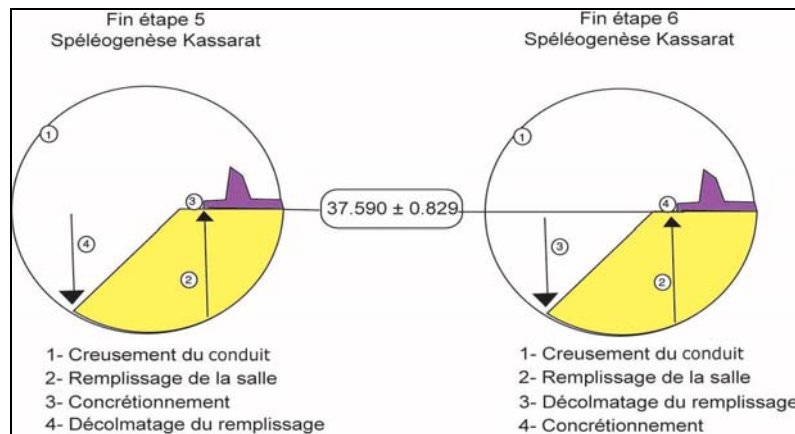


Figure 6.39. Les datations des stalagmites prélevées permettent de proposer deux calages spéléogéniques.

Le calage spéléogénique du remplissage sableux suggère deux hypothèses chronologiques possibles du remplissage de la salle « de Jonction » (Figure 6.39.) :

- Hypothèse 1 : le concrétionnement est consécutif au colmatage de la salle (fin de l'étape 5). Le décolmatage du piège serait alors postérieur à 37.590 ans.
- Hypothèse 2 : le concrétionnement se met en place sur le remplissage sableux, après le décolmatage du piège (fin de l'étape 6). L'assèchement ou l'abandon de la salle « de Jonction » par les écoulements fluviaux serait postérieur à 37.590 ans.

§ § § § § § § §

IV- APPORTS DE MGHARET EL KASSARAT DANS LA RECONSTITUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA BASSE VALLEE D'ANTELIAS

L'étude spéléogénique du canyon endokarstique de Kassarat, insérée dans son contexte géomorphologique, permet de tirer des enseignements paléogéographiques concernant l'enfoncement du Nahr Antélias et du système de drainage karstique de la vallée.

4.1. MISE EN EVIDENCE D'UNE ANCIENNE PHASE NOYEE : CONFIRMATION D'UN ANCIEN PALEOTALWEG DU NAHR ANTELIAS

L'identification de témoins d'une phase noyée vers 100 m d'altitude dans la grotte Kanaan a permis de fixer un ancien niveau de drainage karstique, d'autant plus que les témoins morphogéniques renvoient à un creusement en mode paragénétique du drain. Ce niveau identifié suppose qu'à une période donnée, le talweg du Nahr Antélias se situait aux alentours d'une centaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée.

Le réseau de Kassarat se développe entre 57 et 96 m d'altitude. Situé sur la rive droite du Nahr Antélias, il comprend des galeries perchées entre 90 et 96 m d'altitude, comme la galerie « des Présidents ». On a relevé dans ces galeries des formes évoquant également des morphologies noyées, qui concordent assez bien avec celles de Mgharet Kanaan qui fonctionnait également en mode noyé.

Du fait de cette concordance altitudinale et morphologique, il est vraisemblable que les anciens drains de Mgharet Kanaan et Mgharet el Kassarat appartenaient à un même paléo-système karstique commandé par un même niveau de base karstique (paléo-talweg de la vallée d'Antélias). Ce dernier devait se situer à une altitude proche des 100 m.

4.2. VERS UNE IDENTIFICATION D'UN PALEO-EXUTOIRE DE MGHARET EL KASSARAT

L'exutoire actuel de la rivière souterraine se situe à 38 m au-dessous des conduits fossiles du canyon, à 90-96 m d'altitude. L'écoulement disparaît dans le siphon terminal pour rejoindre l'émergence de Fouar Antélias (*Figure 4.6.*). Cependant, des interrogations concernant la position du paléo-exutoire de Mgharet el Kassarat méritent quelques observations supplémentaires, d'autant plus que le siphon actuel est situé beaucoup plus bas que les étages supérieurs du drain. On note qu'aux étapes 1 et 2 de la mise en place de la grotte (*Figure 6.17.*), le creusement du canyon endokarstique n'était pas encore amorcé. Ce constat montre que le siphon actuel, situé à 57m d'altitude, n'était pas encore mis en place.

Le paléo-exutoire de Mgharet el Kassarat devait se situer à une altitude proche des paléo-drains, c'est-à-dire aux alentours de 100 m de l'altitude actuelle. L'observation de la direction des galeries du canyon endokarstique permet d'amener de préciser sa position (*Figure 6.40.*). Croisée avec le dispositif tectonique et l'écoulement hydrographique du Nahr Antélias, la carte topographique du réseau montre deux orientations dominantes de la galerie « de la Rivière » :

- La galerie principale et celle « des Présidents » sont creusées dans une direction NO-SE. L'orientation se superpose avec celle du lit du fleuve d'Antélias.
- L'aval de la galerie principale, la galerie « Sèche » et le siphon terminal s'inscrivent dans une direction NNO-SSE. La rivière souterraine emprunte, *via* un réseau siphonnant, une faille pour rejoindre l'émergence du Fouar Antélias.

Le changement dans l'orientation du creusement des drains pourrait traduire un basculement de l'exutoire des écoulements souterrains. On suggère un paléo-exutoire situé à l'altitude de la galerie « des Présidents » qui acheminait l'écoulement souterrain vers une ancienne émergence, par d'anciens réseaux suivant la fracturation. La migration du niveau de base karstique, commandée par l'enfoncement de la vallée d'Antélias, a été le moteur du creusement du canyon souterrain de Mgharet el Kassarat. Les écoulements à surface libre abandonnent les hautes galeries, dont celle « des Présidents », creusent de nouveaux conduits de réajustement en régime vadose pour rejoindre le nouvel exutoire du système karstique, l'émergence du Fouar Antélias (Figure 6.40.).

Les observations réalisées dans le drain perché « des Présidents » (microformes de creusement et agencement dépôts/formes du drain) ne suffisent pas pour confirmer un sens d'écoulement vers une direction Nord-Ouest. Cette hypothèse mérite plus d'investigations géomorphologiques dans le secteur « des Présidents ».

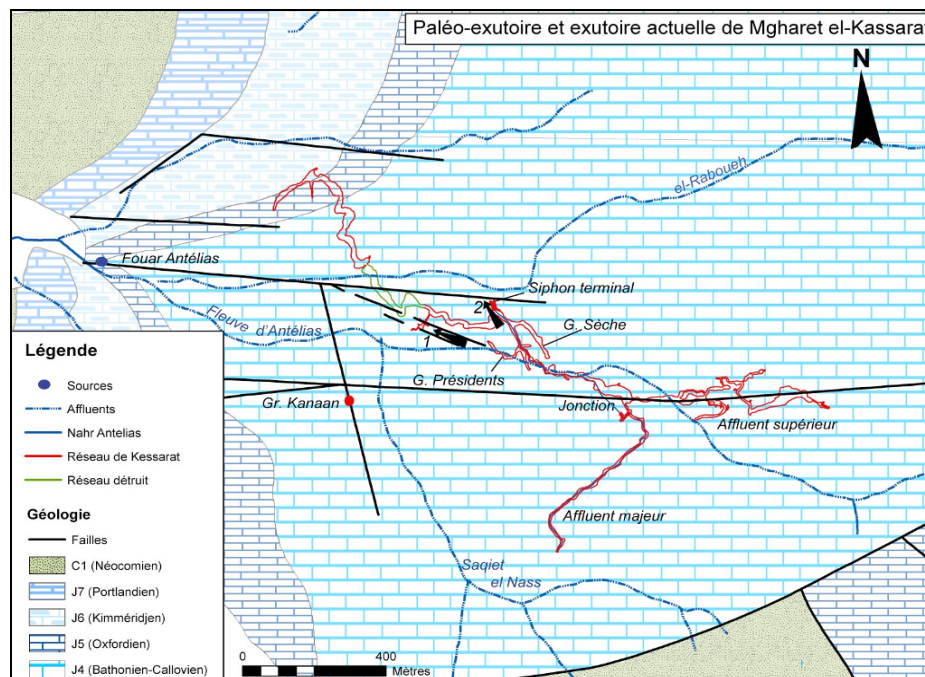


Figure 6.40. Carte montrant le réseau de Mgharet el Kassarat inséré dans le contexte géologique et tectonique. Les deux flèches noires correspondent aux exutoires du réseau : la flèche 1 serait probablement le paléo-exutoire du réseau, lorsque le drain était situé à 90 m d'altitude. L'écoulement souterrain aurait emprunté le réseau local de faille, via la galerie « des Présidents » pour rejoindre la résurgence du Fouar Antélias. La flèche 2 correspond à l'exutoire actuel. Le siphon terminal, situé plus bas à 57 m, draine la rivière souterraine vers la résurgence via une faille locale.

Un levé topographique complet (coupe, sections et topographie des sols) de tout le réseau serait également utile pour un traitement statistique et graphique des topographies spéléologiques, suivant l'approche spéléographique du réseau (Hobléa F., 1999). Cette technique permettrait de mieux préciser le polyphasage de Mgharet el Kassarat et de déterminer les paléo-exutoires du système de Kassarat.

4.3. DISCUSSION SUR L'ENFONCEMENT POSTERIEUR DU NAHR ANTELIAS

La détermination d'un niveau karstique à 90-95 m d'altitude à Mgharet el Kassarat rejoint les mêmes constats développés à Mgharet Kanaan. La mise en évidence de cet ancien niveau de base karstique à cette altitude souligne que le talweg d'Antélias était alors moins encaissé. C'est suite à l'enfoncement du

Nahr Antélias dans la masse karstique que le système karstique s'est réorganisé et, ici, s'est traduit par le creusement du canyon souterrain. Cet enfoncement a entraîné une phase de verticalisation du drainage karstique, dont un témoin est le canyon du réseau de Kassarat. Le drain longiforme de la galerie « de la Rivière » montre que le creusement s'est effectué vers l'aval. Cette phase de verticalisation, associée à un régime vadose des écoulements, s'est réalisée par érosion régressive. Contrairement à Mgharet Kanaan, cette cavité reste connectée au drainage karstique et enregistre sa réorganisation en fonction de l'abaissement du niveau de base : tout le long de l'enfoncement du canyon endokarstique, on retrouve un niveau de dépôts détritiques situé vers 75 m d'altitude. Néanmoins, la base du canyon se présente sous forme d'un tube semi-elliptique et se situe aux alentours de 60-64 m, soit 30 m au-dessus du niveau de l'émergence du Fouar Antélias. Cette morphologie pourrait renvoyer à un stationnement des écoulements ayant conduit à une plus forte érosion de la base du canyon.

L'étude spéléogénique de Mgharet el Kassarat a permis d'identifier un niveau perché de karstification, lié au contact entre les calcaires du Jurassique supérieur et le mur imperméable de l'Oxfordien-Cénomaniens. Ce niveau est attribué à un paléotalweg du Nahr Antélias situé aux alentours de 100 m, puis de 60-64 m. L'identification de cet ancien niveau interroge sur le moteur à l'origine de l'enfoncement de ce fleuve jusqu'à son niveau actuel. Deux causes peuvent être ici avancées : la surrection du Mont Liban et/ou les variations eustatiques de la mer Méditerranée. Les données dont on dispose actuellement sur la tectonique du Mont Liban, ainsi que sur les terrasses marines élevées, ne sont pas suffisantes pour suggérer un calage chronologique pour ces niveaux karstiques. Les travaux sur les oscillations marines (Sanlaville P., 1977) ont mis en avant le rôle de l'eustatisme laissant des surfaces d'abrasion et des terrasses marines jusqu'à 300 m d'altitude. Celles situées près des altitudes des niveaux karstiques proposés n'ont pas été datées. On suggèrera pour le moment un enfoncement du Nahr Antélias rapporté à l'évolution récente (Quaternaire) ou à une évolution plus ancienne (mio-pliocène), voire à ces deux causes (Beydoun Z.R., 1976 ; Pirazzoli P.A., 2007 ; Anzidei M. et *al.*, 2010).

Une mise en commun entre l'étude spéléogénique et karstogénique de Mgharet Kanaan et celle de Kassarat sera abordée dans le chapitre de synthèse. Ce croisement proposera une évolution géomorphologique plus précise de la vallée d'Antélias au regard des mouvements tectoniques et des oscillations eustatiques.

CONCLUSION

L'étude morphogénique de Mgharet el Kassarat a permis de distinguer différentes étapes spéléogéniques.

L'évolution de la salle « de Jonction » en tant que piège sédimentaire s'inscrit dans les dernières étapes (5 et 6) de la spéléogénèse du drain. Le lever géomorphologique de cette salle a permis de mettre en évidence un important colmatage alluvial, sableux-argileux, engendré par un barrage de blocs issu de l'effondrement d'un pan important de la voûte. Le relevé du remplissage (aujourd'hui partiellement recreusé) permet d'avancer que celui-ci a été total à un moment donné dans ce secteur de la cavité. Ce « bouchon sédimentaire » a contribué au creusement d'une galerie de contournement (capture) qui, au fur et à mesure de l'ajustement de son gabarit, a drainé une part de plus en plus conséquente des écoulements de l'affluent majeur. Les enseignements tirés de l'analyse géomorphologique sont confirmés par l'étude sédimentaire du remplissage sableux. On note ainsi, depuis la base jusqu'au sommet de la séquence, des niveaux de plus en plus fins et moins perturbés. Cette disposition, couplée à l'analyse granulométrique, traduit un changement de la dynamique des écoulements en faveur d'un ennoisement du secteur de plus en plus conséquent vers le sommet de la séquence. Cette modification met en avant l'effet de site sur les vitesses des écoulements, contrôlés par l'ajustement du gabarit de la capture.

Les analyses complémentaires (morphoscopique, morphométrique, minéralogique, colorimétrique) sur le remplissage ont permis de caractériser plus finement les différents niveaux sédimentaires. Des modifications environnementales sont identifiées (mélange de sources locales avec des sources allochtones et/ou modification des conditions d'alimentation liées à une crise climatique).

Enfin, les datations des spéléothèmes prélevés de la salle « de Jonction » ont permis de caler le scellement du piège sédimentaire dans l'histoire de la cavité. Ce piège sédimentaire est antérieur au Pléistocène supérieur, alors que l'effondrement de la voûte est bel et bien antérieur ou contemporain à la mise en place du piège sédimentaire.

Cette étude spéléogénique, insérée dans le contexte de la vallée, a permis de montrer l'existence d'un niveau de karstification propre à cette région, se situant aux alentours de 100 m d'altitude. Pour mieux affiner les observations liées à l'identification géomorphologique des niveaux de karstification préférentiels, nous étendrons notre champ d'investigation à d'autres vallées du Mont Liban central. Il s'agit de la vallée de Nahr el Kelb, puisqu'elle dispose d'un réseau endokarstique majeur (réseau de Jeita) nous permettant d'entamer une étude spéléogénique parallèle à celle entamée dans la vallée d'Antélias. L'étude spéléogénique et karstogénique du réseau de Jeita fera l'objet du chapitre 7 et 8.

C O N C L U S I O N

Cette deuxième partie de la thèse avait pour objet la vallée d'Antélias et les systèmes karstiques qui lui sont associés : la grotte Kanaan et le réseau de Mgharet el Kassarat-Nabay. L'étude spéléogénique et sédimentaire des deux cavités a permis de définir un ancien niveau de karstification se situant aujourd'hui aux alentours de 100 m d'altitude.

Après avoir présenté les traits géologiques, topographiques et karstiques de la vallée d'Antélias (chapitre 4), la grotte Kanaan a été étudiée selon le protocole mis en place dans la première partie (chapitre 5). L'étude spéléogénique et sédimentaire de ce réseau confirme le creusement d'un paléodrain en mode paragénétique, drainé par des écoulements lents (13 cm/s). Le calcul de paléodébit (200 à 600 l/s) suggère une valeur plus faible que les débits actuels du karst d'Antélias. L'interprétation karstogénique de l'histoire de Mgharet Kanaan suggère deux phases de fonctionnement du drain : un fonctionnement dans la zone saturée du karst, lorsque le niveau de base karstique (contact calcaire Jurassique/Aptien-Albien) devait se situer vers les 100 m d'altitude actuelle.

L'encaissement ultérieur du Nahr Antélias a entraîné la déconnexion de cette cavité vis-à-vis du drainage karstique. Le paléodrain a été, par la suite, affecté par des phénomènes de décolmatage et de soutirage des dépôts paragénétiques par les eaux d'infiltration qui recoupaient la galerie et par des réajustements gravitaires (effondrement de voûte). Les datations de spéléothèmes ont permis de caler dans le temps le processus du soutirage des dépôts et de le situer vers la fin du Pléistocène moyen (194 à 127 ka). Ce calage chronologique permet de rapporter bien avant le fonctionnement en drain de cette cavité.

L'analyse spéléogénique de la grotte de Kassarat a permis de préciser l'évolution morphogénique de ce réseau en plusieurs étapes spéléogéniques. La toute première est contemporaine du fonctionnement en drain de la grotte Kanaan : creusement en régime noyé de la galerie « des Présidents ». La migration du niveau de base karstique engendrée par l'enfoncement du réseau hydrographique de surface est responsable du passage en régime vadose des réseaux et du creusement du canyon souterrain par des eaux à surface libre. Les deux dernières étapes de l'histoire de Mgharet el Kassarat, illustre les processus de réajustements des écoulements souterrains par des captures liées à des barrages souterrains locaux.

Différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique d'Antélias ont été mises en avant par l'étude spéléogénique de Mgharet Kanaan et de Mgharet el Kassarat-Nabay. Ces phases d'encaissement du réseau sont-elles limitées à la vallée d'Antélias ou seraient-elles un processus régional s'étalant aux autres vallées du Mont Liban ? Des investigations spéléogéniques et karstogéniques dans d'autres vallées, notamment celle de Nahr el Kelb permet d'étayer cette hypothèse, à travers l'étude détaillée de la grotte de Jeita.

- P A R T I E III -

LA VALLEE DU NAHR EL KALB ET LE
SYSTEME ETAGE DE MGHARET JEITA

INTRODUCTION

La partie III est centrée sur la vallée du Nahr el Kalb qui constitue le second site d'études approfondies de notre recherche. Cette partie est composée de deux chapitres : le premier décrit les traits géologiques et karstiques (exo- et endokarst) de la vallée ; le deuxième traite des études spéléogéniques et sédimentaires menées sur la grotte de Jeita.

Une attention sera portée aux témoins morphogéniques de surface que sont les terrasses fluviales, les surfaces d'abrasion marine et les vallées perchées. Une description détaillée des morphologies exo- et endokarstiques sera également développée. Leurs spécificités morphologiques et sédimentaires seront appréhendées et une attention particulière sera donnée aux grottes de Jeita et de Qashqoush. Compte tenu de l'importance du réseau étagé de Jeita, plusieurs sites d'étude ont été retenus pour leur intérêt spéléogénique, karstogénique et paléogéographique. Ces sites sont les suivants :

- La grande « Salle de l'Effondrement » et la « Galerie des Soutirages » comme sites principaux des galeries supérieures.
- La « Galerie du Pilier » comme site secondaire des galeries supérieures.
- Les secteurs de « l'Entrée Aménagée de la Rivière » et du « Petit Effondrement » comme sites principaux retenus dans la galerie inférieure.
- La « Salle du Chaos » et la « Galerie de la Rivière Cachée », à l'amont du réseau, sont sélectionnées comme sites secondaires.

Le deuxième chapitre a pour objet l'apport spéléogénique et sédimentaire de la grotte de Jeita. En premier, une lecture spéléogénique des sites de la galerie supérieure est proposée en s'appuyant sur les apports de la cartographie géomorphologique. A partir de cette analyse, des hypothèses spéléogéniques de la genèse des galeries supérieures sont proposées et soumises à discussion. L'étude sédimentaire des dépôts détritiques de la « Galerie des Soutirages » (stratigraphie, granulométrie, spectrocolorimétrie, susceptibilité magnétique) permet, par ailleurs, de reconstituer les conditions hydrologiques qui ont précédé les remplissages et, à partir de là, de préciser les étapes spéléogéniques majeures du réseau supérieur.

Ensuite, une attention particulière est portée aux deux zones-clés de la galerie inférieure : l'étude spéléogénique du « Petit Effondrement » et de « l'Entrée Aménagée » permet de proposer les étapes spéléogéniques de cette galerie. De même, une étude géomorphologique de « l'Entrée Aménagée » est réalisée en se basant sur l'analyse cartographique détaillée et sur celle des dépôts. Cette étude permet de caractériser le fonctionnement de ce piège sédimentaire et de définir les étapes de réorganisation des écoulements souterrains en réponse à un blocage morphologique.

Une attention particulière a également été portée à deux zones de la galerie inférieure : le « Petit Effondrement » et « l'Entrée Aménagée ». Leur étude a permis de préciser plusieurs étapes spéléogéniques de la galerie inférieure. L'étude morphogénique de « l'Entrée Aménagée » a mis en avant son fonctionnement en piège sédimentaire et différentes étapes de réorganisation des écoulements souterrains.

L'étude spéléogénique et sédimentaire menée dans les réseaux de Jeita a permis de faire ressortir des témoins morphogéniques majeurs dans son évolution, depuis son façonnement dans d'anciennes zones noyées jusqu'aux paysages souterrains actuels.

CHAPITRE 7: LA VALLEE DU NAHR EL KALB ET SES MORPHOLOGIES KARSTIQUES

INTRODUCTION

Les gorges du Nahr el Kalb, situées à une quinzaine de kilomètres au nord de Beyrouth, présentent une large palette de paysages exo- et endokarstiques. Les formes résiduelles de surface, comme des mégalapiés arrondis et ruiformes, sont les témoins d'une karstification cryptogénique ancienne, ayant évolué ensuite à l'air libre (lapiés aigus). D'autres témoins morphogéniques de surface, comme des terrasses fluviales et des surfaces d'abrasion marine, sont aussi présents dans cette vallée. Ces héritages serviront, dans les chapitres suivants, comme éléments de référence pour insérer la spéléogénèse du réseau de Jeita dans son contexte géologique et géomorphologique.

Les phénomènes karstiques internes sont également abondants et se manifestent par des gouffres sur les hauts plateaux de moyenne et haute montagne (Houet el Badaouieh), ainsi que par des grottes actives et étagées (Mgharet Jeita).

Les gorges du Nahr el Kalb constituent une des morphologies karstiques les plus emblématiques du secteur. Vallée profonde, de plus de 450 m d'encaissement dans la partie aval, elle incise sur 25 km de longueur les assises calcaires jurassiques du Kesrouane. Le complexe crétacé inférieur de la flexure du Mont Liban et les calcaires miocènes situés au débouché des gorges sont également recoupés profondément par le cours d'eau.

La vallée du Nahr el Kalb constitue le second site d'étude de notre recherche doctorale et ceci pour les deux raisons suivantes :

- la structure et la disposition lithologique de la gorge sont similaires à celles de la vallée d'Antélias, dans la mesure où l'arrière-pays est caractérisé par les terrains carbonatés du Jurassique moyen et tronqué, à l'aval, par les assises redressées du Crétacé. C'est au niveau de ce mur imperméable, lié à la flexure occidentale du Mont Liban, que sourdent les exurgences de Qashqoush à 46 m et de Jeita à 59 m. Ces deux sources karstiques alimentent le fleuve Nahr el Kalb.
- la vallée du Nahr el Kalb dispose, *via* ses réseaux endokarstiques, d'un potentiel informationnel important pour la reconstitution morphogénétique de la retombée occidentale du Mont Liban central. Le système de Jeita, situé sur la rive droite du Nahr el Kalb, est très riche en information spéléogénique et karstogénique. La grotte de Jeita présente un étagement de galeries fossiles et actives. Véritable canyon endokarstique se développant sur plus de 10 km de galeries et de salles, le réseau est caractérisé par des galeries supérieures perchées à environ 100 m au-dessus du talweg d'un canyon de 75 m de longueur dans la partie aval du système. Les étages inférieurs sont actifs et parcourus par une rivière qu'il est possible de remonter sur plus de 6 km. Diverses morphologies noyées et vadoses, le long du canyon, témoignent de l'histoire complexe de l'évolution spéléogénique du réseau de Jeita.

Dans la première partie de ce chapitre, les différents traits topographiques, géologiques et lithologiques de la vallée seront exposés. Les phénomènes karstiques de surface et souterrains seront ensuite présentés et décrits. En second lieu, les spécificités de la grotte de Qashqoush et, surtout, celles de Jeita sont développées. Ces particularités renvoient à leur richesse endokarstique en formes et dépôts, ainsi qu'à leur portée spéléogénique et morphogénique. En troisième lieu, des

zones d'étude spécifiques dans la grotte de Jeita ont été retenues pour une description plus détaillée, compte tenu de leur intérêt spéléogénique et karstogénique. Les sites principaux des galeries supérieures sont : la grande *Salle de l'Effondrement* et la *Galerie des Soutirages*. Un site secondaire, la *Galerie du Pilier*, est également retenu. La galerie inférieure de Jeita est aussi prise en compte dans notre étude. Les sites principaux sont *l'Entrée Aménagée de la Rivière* et le *Petit Effondrement*. La *Salle du Chaos* et la *Rivière Cachée*, à l'amont du réseau, sont sélectionnées comme sites secondaires.

I- LE CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA VALLEE DU NAHR EL KELB

Située entre la baie de Joûnié et Dbaiyé, la vallée du Nahr el Kalb est parmi les gorges les plus encaissées de la retombée occidentale du Mont Liban. Elle est parcourue par un fleuve, pérenne dans sa partie aval, après avoir conflué avec trois de ses affluents, le Nahr es Salîb, le Nahr el Ouâdi et le Ouâdi ej Jamâjim. Le Nahr el Kalb est alimenté par les eaux des exurgences de Jeita à 59 m et de Qashqoush à 46 m. Durant les périodes de fortes précipitations, le régime de ce fleuve est de type torrentiel.

Dans cette partie, les traits topographiques et géologiques seront décrits, ainsi que les différentes campagnes de coloration effectuées durant les années 1960 pour définir le bassin d'alimentation du réseau de Jeita. Les témoins morphogéniques de surface seront présentés, comme les terrasses fluviales, les surfaces d'abrasion marine et les vallées perchées.

1.1. LES TRAITS TOPOGRAPHIQUES ET LITHO-STRUCTURAUX DE LA REGION DE NAHR EL KALB

L'analyse topographique (*cf. Planche 3, pochette*) du secteur aval du Ouâdi Nahr el Kalb met en avant trois grandes unités de relief (*Figure 7.1.*) qui correspondent à trois ensemble géologiques. Celles-ci avaient déjà été définies par P. Sanlaville (1977) et B. Hakim (1975) : *i)* le promontoire rocheux à l'embouchure du Nahr el Kalb, *ii)* les buttes et replats et *iii)* les hauts plateaux dans l'arrière-pays du bassin d'alimentation du Nahr el Kalb. Ces trois unités sont similaires à celles présentées dans l'étude du Nahr Antélias.

Tout d'abord, le *cordon littoral* étroit et la plaine intérieure du Nahr el Kalb sont formés d'alluvions quaternaires provenant essentiellement de l'apport des fleuves Ouâdi Rbaya, Nahr Hrâch et Nahr el Kalb. Ces rivières, qui ont recoupé les assises jurassiques, crétacées et miocènes, déposent leurs alluvions au pied de l'escarpement bordier. La plaine intérieure de Nahr el Kalb est plus large et atteint 300 m à *Makhadet* Nahr el Kalb.

Deux sondages (Hakim B., 1975) ont été effectués pour déterminer la profondeur des alluvions quaternaires : le premier à l'embouchure (cote d'altitude 1 m) et le second dans les alluvions de *Makhadet* Nahr el Kalb, sur la rive sud. Les forages montrent un remplissage important du canyon formé de 35 m de dépôts d'origine fluviale et continentale (sables fins, grossiers et galets) (*Figure 7.2.*). Ceux de *Makhadet* Nahr el Kalb (cote 21 m) ont traversé 22 m d'alluvions fluviales avant d'atteindre le bedrock. Ces épaisseurs attestent de l'importance de l'accumulation des dépôts fluviaux et renvoient au régime d'écoulement torrentiel du fleuve, ainsi qu'à la rapidité du creusement pendant la période plio-quaternaire.

Ces sondages mettent surtout en évidence que le talweg rocheux de la vallée descend plus bas que l'actuel niveau de base marin.

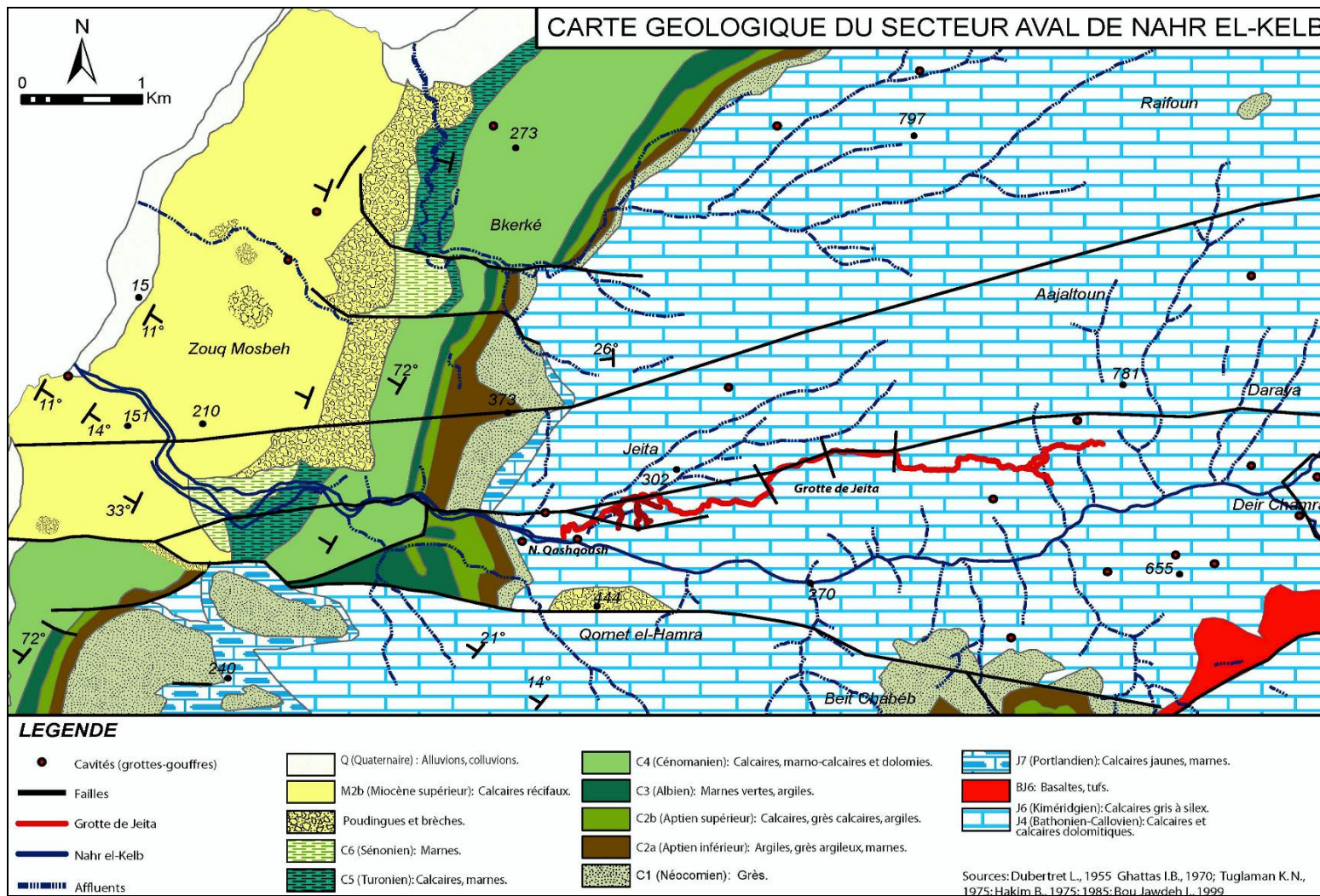


Figure 7.1. La carte géologique de la basse vallée du Nahr el Kalb et de ses confins (Modifiée d'après Dubertret L. (1955) ; Ghattas I. (1970) ; Hakim B. 1975).

Le *promontoire rocheux* se développe sur 4,5 km de longueur et correspond aux calcaires récifaux du Miocène (M2b). D'une puissance totale de 220 m et d'un pendage subhorizontal de 11° à 14°, ils ont été déposés durant la transgression vindobonienne (Dubertret L., 1945, 1951a, 1975). Ces calcaires s'adossent à des conglomérats, situés entre 100 et 240 m d'altitude, sur la rive droite de la vallée. Ces dépôts, d'origine continentale et contenant des galets gréseux et calcaires, sont attribués à des apports grossiers, charriés et déposés par les fleuves.

Cet escarpement laisse ainsi peu de place à une bande littorale très étroite (250 m de large) et formée d'alluvions rapportées au Quaternaire. Celles-ci donnent une plaine intérieure qui s'étale sur 1.000 m de longueur, du débouché du fleuve jusqu'à *Makhadet Nahr el Kalb*. Le promontoire rocheux est incisé par une série de petits vallons, parcourus par des écoulements intermittents (Nahr Ouâdi Dbaiÿyé, Ouâdi Rbaya et Nahr Hrâch). Entre ces vallons et ces gorges, les interfluves portent les témoins de paléo-rivages et de surfaces d'abrasion marine (Sanlaville P., 1977). Ces niveaux, s'élevant jusqu'à 130-140 m d'altitude, se caractérisent par l'affleurement d'anciens dépôts marins. Les replats supérieurs à 150 m, tels que ceux de Zouq el Kharab et de Saïdet Tamich, sont attribués à des surfaces d'abrasion marine (cf. *Planche 3, pochette*).

Vers l'arrière-pays, se développe un premier niveau topographique caractérisé par un relief à buttes et à différents replats : el Qorné (267 m), Mâr Eliâs (330 m) et Harîssa (706 m). Ces reliefs correspondent à l'*escarpement bordier* du massif, dissimulé par le promontoire rocheux. Il suit plus ou moins le tracé de la grande flexure occidentale du Mont Liban. Les assises sont très redressées (60° à 80°) et n'affleurent que sur une bande étroite. La vallée est plus évasée dans ce secteur, dans la mesure où le fleuve traverse les terrains tendres du Crétacé (« Grès de base » néocomien).

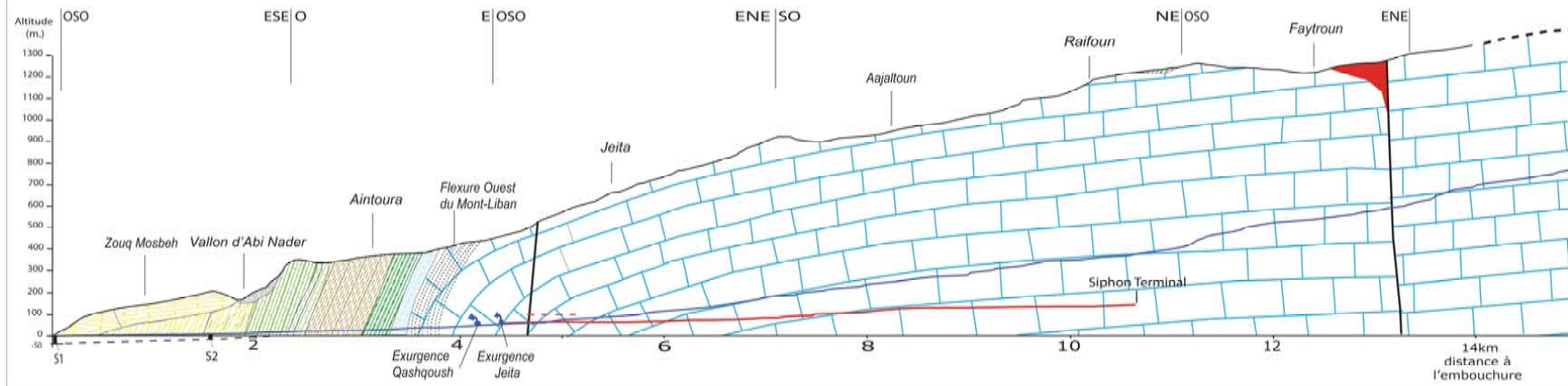
On y relève les couches suivantes :

- J7 (Portlandien) : calcaires de Salîma.
- C1 (Néocomien) : grès à lignite.
- C2a (Aptien inférieur) : grès argileux.
- C2b (Aptien supérieur) : calcaires coralliens (Muraille de Blanche).
- C3 (Albien) : calcaires détritiques.
- C4 (Cénomaniens) : calcaires massifs.
- C5 (Turonien) : calcaires récifaux à passées marneuses.
- C6 (Sénonien) : marnes.

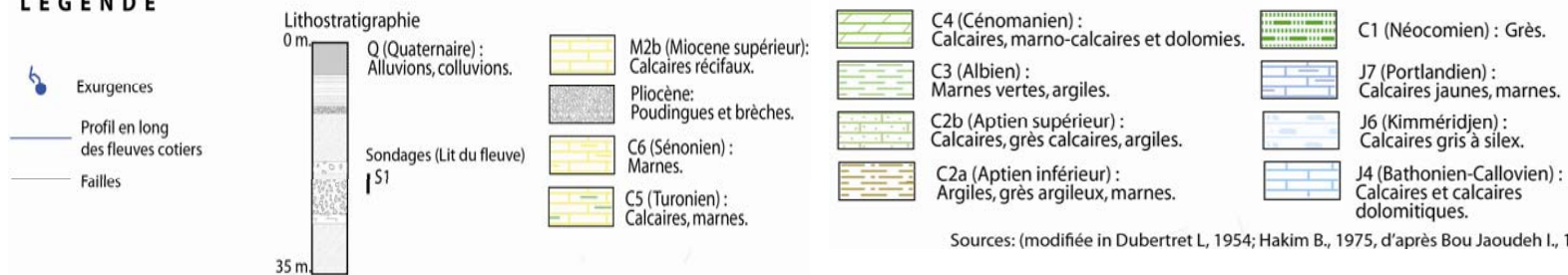
A l'arrière de la flexure se développent les *plateaux calcaires* du Jurassique. Ils se caractérisent par leurs morphologies karstiques et par leur recoupement par deux profondes vallées : le Nahr Hrâch et le Nahr el Kalb.

Les hauts plateaux de l'arrière-pays de Nahr el Kalb font apparaître les terrains les plus anciens du secteur. Au niveau des collines de Jeita, Balloûné, Shaïlé,... affleurent les assises calcaires massives du Jurassique (J5-J4) et (J6). Le réseau karstique de Jeita se développe dans la masse des calcaires et calcaires dolomitiques du Bathonien-Callovien (J4) ou « Formation du Kesrouane ».

COUPE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE NAHR EL KELB



LEGENDE



Sources: (modifiée in Dubertret L, 1954; Hakim B., 1975, d'après Bou Jaoudeh I., 1999)

Figure 7.2. La coupe géologique de la basse vallée du Nahr el Kelb. Les forages effectués dans la plaine alluviale et à l'embouchure du fleuve sont indiqués par S1 et S2.

La carte géologique (*Figure 7.1.*) du secteur aval du Nahr el Kalb montre la présence d'une série de bandes de terrains du Crétacé. Cette disposition est à relier à des accidents décrochants, orientés E-O et ESE-ONO. La faille de Dbaiyé, assimilée à un accident actif (Gédéon M., 1999) au sud du secteur, marque le décrochement (1.500 m) le plus important par rapport aux autres accidents adjacents sur la rive gauche du Nahr el Kalb. Elle se raccorde à la faille du Sannîne pour rejoindre celle de Yammoûné (Gédéon M., 1999), la branche principale de la faille du Levant (Dubertret L., 1945 ; Walley C D., 1998). Les failles latérales situées dans ce secteur ont pu influencer la direction du drainage aérien et souterrain vers la mer Méditerranée. Le Ouâdi Rbaya et le Nahr Hrâch coulent entre ces accidents tectoniques. La gorge du Nahr el Kalb s'incise entre la faille de Dbaiyé au sud (en rive gauche) et celle de Dâraïya au nord (en rive droite).

Les trois vallées sont incisées perpendiculairement à l'escarpement bordier, sauf le Nahr Hrâch qui coule vers le SO dans sa partie amont, puis change de direction dans sa partie aval, pour se diriger vers le nord et se déverser dans la baie de Joûnié.

Sur la coupe (*Figure 7.2.*) et la carte géologique du secteur, apparaît une concentration de gouffres et de cavités perchées, développés sur les hauts plateaux de calcaires et calcaires dolomitiques du Bathonien-Callovien (J4) (Hakim B., 1975), le long de l'axe des gorges. C'est au niveau des assises du Crétacé moyen (mur imperméable de l'Aptien/Albien), affectées par la flexure plongeant en direction du littoral, que sourdent les exurgences karstiques de Jeita et de Qashqoush.

1.2. LE BASSIN D'ALIMENTATION HYDROGRAPHIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Le Nahr el Kalb draine un bassin-versant de 271 km² de superficie. Incisant ses gorges sur plus de 30 km de distance (à vol d'oiseau entre le point culminant et l'embouchure), il est alimenté par trois principaux affluents :

- au nord : le Nahr es Salîb (21,5 km), qui coule dans une direction NE-SO ;
- au centre : le Nahr el Ouâdi (11,5 km), qui coule dans une direction NE-SO ;
- au sud : le Ouâdi ej Jamâjim (14,5 km), qui suit une orientation E-O.

Les affluents sont alimentés par les sources de Nabaa Sannîne (1.680 m), Nabaa el Labane (1.640 m) et Nabaa el Aassal (1.570 m). Ces sources de déversement affleurent à la surface des assises imperméables du Crétacé moyen (Aptien et Albien) et constituent des points d'émergences karstiques. Les têtes de sources se situent au fond de reculées karstiques qui pénètrent à l'intérieur des hauts plateaux sommitaux du Sannîne et du Kesrouane. Ces reculées constituent, également, les bassins de réception d'écoulements superficiels dont les ravins convergent vers le talweg (*Planche 3, pochette*).

Les affluents tributaires du Nahr el Kalb incisent profondément leur vallée dont l'encaissement maximal atteint les 600 m pour le Ouâdi ej Jamâjim (Hakim B., 1975). Il s'agit de vallées à écoulement temporaire, typiques de la moyenne montagne libanaise. Leurs cours d'eau se rejoignent aux environs de Ras Deïr Chamra (340 m d'altitude), après un parcours total pour l'ensemble des affluents de 47 km. La vallée principale du Nahr el Kalb s'incise sur 11 km de distance avant de rejoindre la Méditerranée. Elle se caractérise par un encaissement atteignant les 450 m. Son régime d'écoulement est permanent à l'aval, grâce aux sources de débordement (trop-plein) karstique de Jeita (60 m) et de Qashqoush (46 m).

Plusieurs questionnements ont été soulevés depuis le début de l'exploitation des eaux de l'exurgence de Jeita en 1870¹⁶. Elles concernent le bassin d'alimentation de la source et de sa relation hydrogéologique avec le fleuve. Pour délimiter le bassin-versant hydrogéologique de Mgharet Jeita, plusieurs campagnes de colorations ont été effectuées depuis 1913 (Karkabi S., 2009). La première campagne n'a donné aucun résultat concernant la relation entre les pertes observées le long du Nahr el Kalb et la source de Jeita. En 1922, une deuxième campagne de coloration permet de définir six pertes¹⁷ le long du Nahr es Salîb, l'affluent principal du Nahr el Kalb (*ibid.*, 2009). Des injections à l'uranine ont été réalisées et les colorations sont réapparues dans l'exurgence de Jeita cinq jours et quelques heures après le déversement dans ces pertes. Cette campagne montre que l'alimentation de la rivière souterraine de Jeita remonte loin, depuis les pertes de Nahr es Salîb localisées à 1.180 m d'altitude. De nouvelles campagnes de colorations, effectuées en 1965 (Loiselet J. et Puig P., 1971) et 1971 (Hakim B. et Karkabi S., 1988), ont permis d'identifier des points d'alimentation ponctuelle du karst souterrain et de mieux caractériser le parcours des eaux entre ceux-ci, situés plus en aval dans le Nahr el Kalb, et le siphon terminal de Mgharet Jeita.

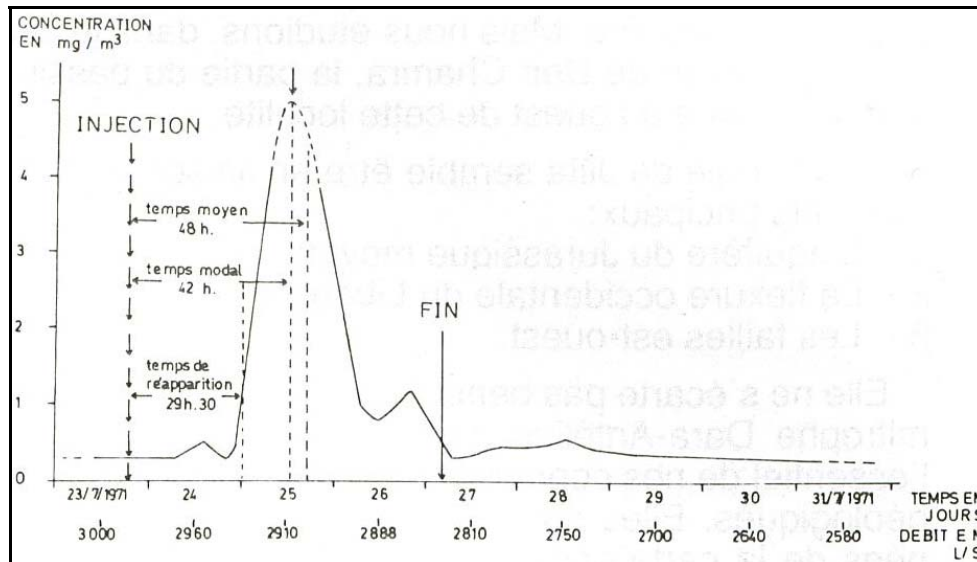


Figure 7.3. Coloration de la perte de Deir Chamra - Source de Jeita en 1971. Courbe de restitution de la fluorescéine à la résurgence de Jeita (In Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Par ailleurs, deux campagnes de colorations dans la rivière souterraine de Jeita ont été effectuées en 1965 (Loiselet J. et Puig P., 1971), afin de localiser d'éventuelles pertes le long de son itinéraire. 5 kg de fluorescéine ont été déversés lors des deux campagnes de coloration : *i)* dans le siphon terminal en juillet 1965 et, *ii)* dans un point de la rivière souterraine à 2.800 m de l'exutoire, en septembre de la même année. Les résultats n'ont pas démontré des pertes significatives le long de la rivière souterraine. Par contre, le traceur a mis 18 heures pour arriver du siphon terminal à l'exutoire du système.

Une deuxième campagne de coloration a été réalisée en 1971 (Hakim B. et Karkabi S., 1988) dans le lit du cours d'eau subaérien du Nahr es Salîb. Les observations menées en amont du confluent (au-dessous du village de Deir Chamra) où convergent les eaux du Ouâdi ej Jamâjim et du Nahr es Salîb, révèlent une

¹⁶ Des projets d'exploitation des eaux de Jeita sont mis en œuvre dès 1870 pour alimenter la région en eau potable. Dès cette date, la 'compagnie des eaux de Beyrouth' est en charge de l'exploitation et de la distribution des eaux dans la région beyrouthine (Karkabi S., 2009).

¹⁷ Gouffre du Platane, pertes avant et après le déversoir, Gouffre du Moulin, Gouffre Zaia, Gouffre Ain Ouarka. Ces pertes sont situées entre 1.160 et 1.180 m d'altitude.

des pertes¹⁸ localisées à 440 m d'altitude dans le lit du fleuve. Les eaux du fleuve convergent vers une sorte de « cuvette sableuse », profonde de 10 m, et disparaissent dans les fissures du lit rocheux. Aucun écoulement n'était visible en aval et le lit était à sec.

Une campagne de coloration est alors effectuée en juillet 1971. 5 kg de fluorescéine sont déversés au sommet de la cascade qui rejoignait cette « cuvette » le 23 juillet et le traceur est réapparu à l'exutoire de Mgharet Jeita le 25 juillet, soit 29 heures et demi après l'injection (*Figure 7.3.*). Cependant, l'intégration de la courbe de restitution aboutit à une quantité de fluorescéine récupérée de 1.200 g, soit le quart de la quantité injectée. De même, cette quantité de traceur restitué pourrait correspondre au minimum du fait que la concentration a pu dépasser les 4 mg/m³ entre deux prélèvements effectués le 25 juillet à 7h20 et à 20h.

L'ensemble de ces campagnes de traçages souligne qu'une partie des écoulements subaériens du Nahr el Kalb dans son cours moyen rejoint et alimente la rivière souterraine de Jeita. Il est probable, vu la position de la perte en amont des deux siphons terminaux de la rivière, que l'écoulement subaérien transite vers les deux siphons. Il s'agit probablement d'une percolation rapide des eaux *via* une capture karstique. De même, le pic de coloration est plutôt resserré que largement étalé, indiquant l'absence de réserves de grande capacité sur le trajet du colorant (Hakim B. et Karkabi S., 1988), soulignant le caractère transmissif de cette perte.

Cette information permet d'attester que le bassin d'alimentation de la rivière souterraine de Jeita englobe les sources d'altitude jaillissant dans les limites du bassin hydrographique du Nahr el Kalb.

1.3. LES TEMOINS MORPHOGENIQUES DE SURFACE

Les fortes pentes le long des gorges du Nahr el Kalb ne sont pas favorables à la conservation de témoins hydrographiques comme des terrasses alluviales. Les rares héritages géomorphologiques que nous avons pu relever, sont des lambeaux de terrasses fluviales, des brèches de pente et des éboulis, des vallons perchés, ainsi que des poches karstiques recoupées par la surface topographique.

1.3.1. LES TERRASSES FLUVIALES

Les terrasses fluviales sont rarissimes dans les gorges du Nahr el Kalb. Deux lambeaux de terrasse ont été décrits par B.Hakim (1975). Un troisième niveau de conglomérats qui remontent probablement au Pliocène a été décrit par P. Sanlaville (1977).

La première terrasse se situe à *Makhadet* Nahr el Kalb, sur la rive gauche de la vallée. Située 15 m au-dessus du talweg actuel (25 m d'altitude), elle s'étend sur 50 m de longueur et comprend, de bas en haut, un complexe limono-argileux surmonté par des brèches de pente anguleux, associées à du matériel bien roulé (galets). Le matériel anguleux provient de l'érosion du versant pendant et après la mise en place de la terrasse. Le tout est plus ou moins cimenté, donnant en surface une carapace très dure. Cette terrasse est attribuée au Würm (Sanlaville P., 1977), bien qu'aucune datation n'ait été faite sur le matériel en place.

¹⁸ Les prospections de surface, effectuées dans les années 1960 par Sami Karkabi, révèlent quelques cavités, trois pertes de surface et une quatrième qui semblerait être le gouffre *Toufic Sfeir*, dont toutes n'ont pas été topographiées. L'urbanisation du plateau de la moyenne montagne rend difficile la redécouverte de ces pertes de surface.

Une deuxième terrasse, relevée par B. Hakim (1975) dans le Ouâdi ej Jamâjim, se situe en rive droite de la vallée et fait 25 m de long sur 5 m de large. Perchée 10 m au dessus du talweg actuel (805 m d'altitude), elle se caractérise par un ensemble de galets arrondis mêlés à des brèches de pente, le tout pris dans une matrice argileuse. Cette terrasse est également rapportée au Würm, sans plus de précision.

Un troisième témoin fluviatile, particulièrement intéressant pour notre étude, a été aussi relevé par B. Hakim (1975). Il se situe près de l'entrée touristique de la galerie inférieure de Mgharet Jeita. Ce dépôt fait environ 4,5 m d'épaisseur et a été dégagé lors des travaux pour ouvrir l'accès touristique actuel (69 m d'altitude). La description de la coupe, de haut en bas, souligne une mise en place fluviatile rapportée au Nahr el Kalb, avec de probables apports détritiques de la rivière souterraine de Mgharet Jeita. On observe :

- un plancher stalagmitique sommital (50-70 cm d'épaisseur), avec un pendage vers l'intérieur de la cavité.
- 3 mètres de galets et de cailloutis (10 cm de longueur en moyenne) calcaires, gréseux et basaltiques.
- un plancher stalagmitique (30 à 40 cm d'épaisseur) avec un pendage horizontal.
- un niveau limoneux et argileux rouge.

Selon l'auteur, le niveau de galets correspond à une accumulation fluviatile extérieure à la cavité, provenant d'un écoulement torrentiel du Nahr el Kalb, qui coulait à un niveau proche de l'accès touristique (le talweg actuel du fleuve se situe à la cote d'altitude 65 m). Le remblaiement de galets aurait colmaté partiellement l'ancien accès au réseau. En effet, un niveau de galets bien roulés est repérable juste à « l'Entrée aménagée » de la grotte. Il est probable, vu la composition lithologique des galets, que le Nahr el Kalb ait déposé ce matériel détritique dans la galerie inférieure de Jeita, témoignant alors de l'interaction entre les écoulements souterrains et subaériens qui s'entrecroisaient au niveau actuel de l'entrée touristique actuelle. Cette 'terrasse fluviatile' est d'un âge attribué au Würm. Aucune datation absolue n'a été faite sur ce matériel. Une étude détaillée de ce site, avec plusieurs coupes sédimentaires, sera largement exposée dans le chapitre suivant.

Un niveau de conglomérats plus élevé a été décrit par P. Sanlaville (1977) : il s'agit de poudingues, accumulés de part et d'autre des Nahr el Kalb, Ouâdi Rbaya et Nahr Hrâch. Ces formations correspondent à des conglomérats de galets calcaires et de grès ferrugineux, assez bien roulés dans l'ensemble. Les galets, plus ou moins consolidés, sont hétérométriques et grossiers. Ils sont pris dans une matrice sablo-limoneuse. Ces poudingues ont été repérés sur la rive droite du Nahr el Kalb, entre 100 et 240 m d'altitude. Ils sont également plaqués, entre 25 et 200 m d'altitude, sur les versants développés dans les calcaires du Crétacé ou du Miocène, le long du Nahr Hrâch et du Ouâdi Rbaya. Associés aux grandes vallées (*Figure 7.1.*), ces conglomérats correspondent à une accumulation fluviatile conséquente. Ces niveaux se sont déposés (*Figures 7.4., 7.5.*) sur les calcaires du Crétacé supérieur (Sanlaville P., 1977), au niveau de Deir Louaïzé. Dans les localités de Zouq el Kharab et de Choummor, ainsi que sur le plateau de Zouq Mosbeh (*Figure 7.1.*), on retrouve des lambeaux de conglomérats qui reposent, cette fois, sur les calcaires récifaux du Miocène (Ghattas I., 1975 ; Bou Jaoudeh I., 1999). Ces conglomérats, situés un peu partout au niveau du secteur aval du Nahr el Kalb, ont probablement recouvert la totalité du promontoire rocheux miocène. La coupe géologique montre que les calcaires miocènes sont légèrement déformés au contact avec les conglomérats. Cette description litho-stratigraphique témoigne de la surrection conséquente et générale du massif libanais, engendrant une forte érosion linéaire des fleuves côtiers, suivie d'accumulations détritiques et fluviatiles le long des

vallées. Ceci expliquerait probablement l'accumulation de ces poudingues le long de la vallée du Nahr el Kalb, dont les seuls témoins sont perchés entre 100 et 240 m (Figure 7.4.).

L. Dubertret (1955) attribue ces dépôts au Vindobonien, du fait de leur disposition lithologique¹⁹, alors que P. Sanlaville évoque un âge plus récent, remontant au Pontien, après la transgression Miocène et suite à la régression marine du Messinien. L'attribution d'un âge Pontien à ces formations renvoie aux importants cônes alluviaux accumulés, durant la même période, par les Nahr el Bared et Abou Aali (Keller A., 1934 ; Guerre A., 1970) au Liban-Nord. Cependant, les conglomérats des Nahr el Bâred et Abou Aali ne contiennent que des galets calcaires, alors que ceux du Nahr el Kalb englobent des galets calcaires et gréseux. Cette constatation ne peut qu'avancer l'idée d'un âge encore plus récent pour les conglomérats du Nahr el Kalb.



Figure 7.4. Une vue des conglomérats pliocènes, le long de la route menant vers le musée de cire de Jeita, montre une partie de ces formations portées à 240 m d'altitude. Leur puissance est de 150 m d'épaisseur. Ils sont également présents sur la rive droite du Nahr el Kalb, entre 100 et 240 m d'altitude. Ces conglomérats sont aussi visibles le long de la vallée du Nahr Hrâch (Cliché C. Nehme).

Des études récentes ont été entamées sur ce matériel fluvial. Des argiles bleues ont été identifiées à la base de la séquence stratigraphique de ces conglomérats et ont été datées par la méthode des microfossiles (Müller C. et *al.*, 2010). Leur âge remonte au Pliocène marin. Par conséquent, les conglomérats fluviaux de ce secteur pourraient être rapportés au Pliocène continental (Homberg C. et *al.*, 2010), en réponse à la transgression marine qui est remontée, ici, jusqu'à 160 m.

¹⁹ L. Dubertret montre un exemple net de passage latéral d'un conglomérat aux calcaires du Miocène : dans la vallée du Nahr el-Kalb, en bordure d'une route reliant une ferme avicole au carrefour, cote d'altitude 181 m, de la route de Faraiya, il relève des lits de galets interstratifiés avec des marnes et un grès sableux, passant progressivement aux calcaires miocènes. Les galets sont d'un faciès marin. Cependant, on ne trouve pas d'autres sites marquant ce passage progressif entre les galets à faciès marin et les accumulations consécutives de conglomérats de galets et brèches.



Figure 7.5. Photo de gauche : Les conglomérats pliocènes au contact du Sénonien structurellement déformé. Photo de droite : La composition lithologique variée des conglomérats. On note la présence de galets gréseux et calcaires de dimensions variées, le tout pris dans une matrice carbonatée plus ou moins consolidée (Clichés C. Nehme).

1.3.2. LES BRÈCHES DE PENTE

Les brèches de pente consolidées sont peu nombreuses dans le bassin-versant du Nahr el Kalb, mais présentent des formes variées, telles que des cônes d'éboulis au pied des versants. Ce type de formation est généralement associé à l'érosion des versants des gorges entaillées dans les calcaires jurassiques. La carte géomorphologique de surface (Hakim B., 1975) montre les cônes d'éboulis les plus significatifs au niveau des localités suivantes :

- Deïr Chamra (600 m d'altitude) ;
- Mathanet el Aaqoussa, vallée du Nahr Hardoûn ;
- versant NO de la rive gauche du Nahr es Sâlib (600 m d'altitude) ;
- Jisr Mazraat Kfar Debiâne.

L'étude de ces coupes (Hakim B., 1975) présente une succession de matériels divers : en général, on note des cailloutis calcaires hétérométriques et cimentés par la calcite ou pris dans une matrice argileuse. Ils sont intercalés de niveaux meubles argileux et peu consolidés, liés probablement à des paléosols qui se sont développés sur les formations antécédentes. L'analyse géomorphologique de ces niveaux (*ibid.*, 1975) montre que les formations consolidées sont plus anciennes que les formations meubles. Les débris calcaires qui y sont contenus résultent de l'érosion des versants calcaires. Par ailleurs, quelques lits consolidés sont liés à un climat froid et périglaciaire, en rapport avec les formes de « niches » observées plus en altitude.

La carte géomorphologique (cf. *Planche 3, pochette*) du secteur montre effectivement l'importance de quelques niches et pseudo-niches de nivation (Besançon J., 1975) importantes au nord du Ouâdi ej Jamâjim. Les formations associées à ces formes reposent sur les replats structuraux des escarpements des calcaires de l'Aptien (Muraille de Blanche) et du Jurassique supérieur. Ces dépôts correspondent à des cônes d'avalanche situés à haute altitude (supérieur à 1.500 m). Ces cônes sont repérées à el Mamboûkh et Baghlé (entre Qanât Bakîch et Nabaa el Labane) et comprennent un ensemble de dépôts à litage, de brèches de pente consolidés gris-beiges et de blocs d'éboulis plus ou moins grossiers. Les matériaux sont le résultat de la cryoclastie, les alternances gel-dégel fragmentant les blocs calcaires, processus typique d'érosion des versants de haute altitude.

En somme, les morphologies des gorges du Nahr el Kalb et les dépôts des cônes en pied des versants attestent de processus de régularisation des parois du canyon. A basse altitude, l'érosion des bancs calcaires est due à l'action conjointe de la dissolution des fentes et des diaclases des bancs calcaires et du ruissellement (Nicod J., 1997) des averses conséquentes durant la saison hivernale.

1.3.3. LES POCHES DU KARST

Les formations allochtones (couverture géologique) et autochtones (argiles résiduelles, sols) sont présentes au sein du karst du Kesrouane. Elles se situent au sein de fentes de dissolution et de poches karstiques. Elles varient selon le type de couverture et la durée d'évolution. Selon M Lamouroux (1972), on distingue trois types de poches dans le bassin-versant du Nahr el Kalb :

- Les poches de *sols rouges* : elles sont réparties abondamment dans la basse et moyenne montagne et surtout dans le domaine des calcaires jurassiques. Les sols rouges²⁰ remplissent les fentes de lapiés, plus ou moins profondes. Ces poches sont significatives d'une ancienne phase d'évolution du karst et contribuent aujourd'hui au transfert des eaux météoritiques par infiltration vers les écoulements endokarstiques.
- Les poches *cryptokarstiques* : elles regroupent d'anciennes poches remplies de grès au contact des niveaux volcaniques et gréseux du Néocomien (C1) avec les assises carbonatées. L'étude des poches de grès de Faïtroûn (*ibid*, 1975) montre, sous une épaisseur conséquente de grès (5 m), une roche calcaire altérée et cariée sur 8 m de profondeur. La corrosion par les eaux agressives, percolant à travers les grès de base et les basaltes, participe à l'élargissement des fentes calcaires situées plus bas et sous les poches de grès. Il est très probable que la crypto-corrosion du massif carbonaté se poursuive sous la couverture gréseuse du Néocomien (C1). Suite au dégagement de la couverture crétacée, le karst exhumé présente des formes résiduelles associées à des mégalapiés développés initialement sous couverture. Les lapiés ruiniformes et en forme de pagodes sont l'expression de cette évolution sous couverture : ils sont bien représentés à Faïtroûn et Aajaltoûn (secteur de la moyenne montagne du bassin-versant du Nahr el Kalb). Ces formes résiduelles sont les témoins morphogéniques (cf. *Planche 3, pochette*) : *i*) d'une dissolution importante sous couverture et *ii*) de l'érosion progressive de la couverture gréseuse et bio-pédologique qui couvraient les calcaires du Jurassique.
- Les poches *de Marjaba* : d'après B. Hakim (1975), il s'agit des plus anciennes formations résiduelles de surface. Ces formations sont abondantes dans la localité de Marjaba où affleurent les calcaires dolomitiques du Jurassique moyen (J4). Ces poches comprennent des matériaux sablo-argileux fins et très riches en fer (hématite, goethite, sidérite, limonite). Leur composition d'origine provient, soit des couches du Crétacé inférieur qui ont rempli les poches d'un karst ancien, soit du Néocomien qui s'est déposé directement sur le Jurassique (J4) karstifié suite à l'émersion du massif. Aucune formation similaire n'a été retrouvée ailleurs au Liban. Leur formation remonte probablement à l'Oligocène (*ibid.*, 1975).

²⁰ Ce matériel dérive de l'altération chimique de la roche sur place, par les eaux météoritiques qui percolent et dissolvent le calcaire en profondeur. Il en résulte des résidus ferrugineux (pisolites, hématite, goethite) et argileux (30 à 50 %). La concentration de CaCO₃ et du fer est plus importante au bas des profils du remplissage, dû à la migration et au lessivage du calcaire et du fer du haut vers le bas. Il s'ensuit une précipitation totale ou partielle du calcaire et du fer en profondeur.

1.4. LES PHENOMENES KARSTIQUES

Les formes exokarstiques sont décrites ici, afin d'illustrer l'importance des formes résiduelles de surface, abondantes dans la moyenne et la haute montagne, ainsi que des anciennes vallées perchées, raccordées au Nahr el Kalb. Il s'ensuit un descriptif des formes endokarstiques, pour mettre en avant la diversité des phénomènes endokarstiques sur les plateaux du Jurassique et du Cénomaniens, ainsi que le long des gorges du Nahr el Kalb.

1.4.1. LES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE

Le bassin-versant du Nahr el Kalb est caractérisé par des formes karstiques résiduelles de surface, relevées et décrites par B.Hakim (1975). La carte géomorphologique modifiée (*cf. Planche 3 Pochette*) du secteur montre deux grands ensembles de formes exokarstiques : d'une part, les lapiez et formes résiduelles et, d'autre part, les dolines et les dépressions fermées. Nous tenons à les décrire succinctement. Suit une description des vallées perchées, identifiées à l'aval du bassin-versant du Nahr el Kalb.

a- LES LAPIES ET RELIEFS RESIDUELS

Les formes karstiques de surface sont abondantes. Parmi les nombreuses formes de lapiés (ruiniformes, en pagode, aigus et/ou arrondis, en *tsingy*), ceux en *tsingy* nous semblent les plus significatifs dans notre recherche.

Formes évoluées et façonnées sous couverture pendant une longue période (Hakim B., 1975), les lapiez en *tsingy* se caractérisent par leurs arêtes effilées et en lames, dues à la dissolution directe par les eaux météoritiques suite à leur émergence à l'air libre (Rossi G., 1974). Ces lapiés apparaissent à toutes les altitudes, mais sont particulièrement abondants dans les secteurs de Faïtroûn, Aajaltoûn, Aachqoût, Raachîne et Bqaatoûta. Leurs cannelures peuvent atteindre 8 m de hauteur.

b- LES DOLINES

Les dolines présentes sur notre terrain d'étude correspondent essentiellement à des dépressions nivo-karstiques. Elles sont particulièrement développées sur les hauts plateaux cénomaniens du Sannîne. On y distingue des dolines en entonnoir (piège à neige) et des dolines à fond plat qui sont l'expression d'une accumulation de matériel clastique et/ou d'altération. Ces différentes dolines se développent sur des axes préférentiels (fractures) et contribuent à la pénétration des eaux météoritiques dans le karst.

c- VALLEES PERCHEES

Il s'agit de vallées qui ne sont plus connectées au système de drainage subaérien et sont actuellement perchées par rapport au niveau des talwegs actifs. Elles peuvent constituer des marqueurs morphogéniques dès lors que celles-ci ont été à un moment donné connectées au talweg du fleuve. Deux vallées perchées ont été repérées dans le secteur aval du Nahr el Kalb (*cf. carte géomorphologique hors texte*) :

La première est perchée à 90 m et se situe sur les plateaux de Dbaiyé. Entre le replat du couvent Saint Joseph²¹ et celui d'ed Dahr-Zouq el Kharab, une vallée élargie s'inscrit dans une direction SSO-NNE, vers

²¹ Ou « Deïr Mar Youssef », en langage courant.

la Méditerranée. Selon P. Sanlaville (1977), les études sédimentaires dans le fond de cette vallée n'ont pas révélé de galets d'origine fluviatile.

La seconde est celle de la vallée de Mazraat Abi Nader, perchée à 160 m environ. Orientée N-S, perpendiculaire à la vallée du Nahr el Kalb, elle est creusée entre les assises du Crétacé à l'est et les calcaires miocènes à l'ouest. Beaucoup plus large que la vallée perchée de Dbaiyé, elle est remplie par les conglomérats pliocènes et rejoint la vallée sèche du Ouâdi Adonis et celle du Nahr Hrâch (cf. *Carte géomorphologique hors texte*). Une étude morphostructurale (Bou Jaoudeh I., 1999), portant sur les promontoires rocheux du littoral (secteurs de Nahr el Kalb, de Chekka et du port de Beyrouth), a montré que des mouvements de surrection différentiels entre des compartiments tectoniques a conduit au détournement des chenaux des Nahr Beyrouth, el Kalb et ej Jaouz. Le Nahr el Kalb drainait le Nahr Hrâch par la vallée de Mazraat Abi Nader, quand le talweg était calé à 160 m (niveau topographique basal de la vallée perchée). C'est la surrection du compartiment miocène (Bou Jaoudeh I., 1999), qui serait à l'origine de l'abandon du N. Hrâch par le Nahr el Kalb et du creusement d'un nouvel exutoire (de direction NO-SE) vers la Méditerranée.

En somme, les morphologies exokarstiques sont riches et diverses dans le bassin-versant du Nahr el Kalb. Elles témoignent d'une karstification évoluée et participent au développement d'un karst profond. D'un côté, les formes résiduelles de surface, telles que les lapiés arrondis et ruiniformes, sont les témoins d'une karstification cryptogénique ancienne, sous couverture bio-pédologique ou sous le grès de base. Ces morphologies attestent d'un épikarst bien développé. Les champs de lapiés remplis de poches de sols rouges ou gréseux permettent la recharge continue des eaux de percolation en CO₂ dissous et leur infiltration *via* des fissures bien élargies. D'un autre côté, les dolines nivo-karstiques sont le produit d'une dissolution du karst de surface. Elles participent également à l'alimentation des émergences situées à la base des calcaires cénomaniens. Ces têtes de sources alimentent, à leur tour, les affluents du Nahr el Kalb. Enfin, les vallées perchées sont les témoins d'anciens talwegs qui étaient connectés à d'anciens niveaux d'enfoncement du Nahr el Kalb.

1.4.2. LES FORMES ENDOKARSTIQUES

La région du Nahr el Kalb présente un karst souterrain riche et diversifié (cf. *carte géomorphologique hors texte*). Les cavités et gouffres se concentrent dans les calcaires jurassiques de la basse et moyenne montagne et sur les hauts plateaux cénomaniens. Par contre, très peu de cavités se développent dans les calcaires miocènes (Râs el Kelb, 10 m ; grottes de Ras et Tair, 5 à 10 m). Ce contraste de karstification entre les assises du Miocène et les calcaires du Jurassique est important à soulever. Des processus géomorphologiques et tectoniques ont dû intervenir dans l'histoire géologique du secteur et ont retardé la karstification des calcaires du miocène, alors que la karstification du Jurassique avait été déjà bien entamée.

La base de données spéléologique de l'ALES (Abdul-Nour H., 2004 ; Doumit L., 2007 ; rapport ALES-2009) recense plus de 122 cavités et gouffres dans le bassin-versant du Nahr el Kalb. On compte parmi les gouffres les plus profonds, Houet el Badaouieh (205 m) sur les plateaux cénomaniens, Houet Blaïtat (124 m) et Houet Mechmichi (240 m) dans les calcaires jurassiques du Kesrouane. Une concentration importante de gouffres, à développement moyen (entre 50 et 100 m de profondeur), est localisée de part et d'autre des gorges du Nahr el Kalb (cf. *Planche 3, pochette*).

Les cavités horizontales sont de types et de développements variés. On compte quelques grottes inactives comme Mgharet Mikha (370 m) et Mgharet Bshara (522 m). Le reste des cavités correspond à des émergences situées en moyenne montagne (entre 1.200 et 1.600 m d'altitude), dans les calcaires de l'Aptien et du Cénomaniens : Mgharet Aïn Seraaya (763 m), Mgharet Aïn el Marj (550 m), Mgharet el Terrach (927 m). Mgharet Aïn el Mghara (545 m) est localisée dans les calcaires jurassiques. Les exurgences à plus basses altitudes sont localisées dans le canyon principal du Nahr el Kalb. Il s'agit de Mgharet Jeita (rive droite du fleuve). Cette grotte étagée de 10,05 km de développement est parcourue par une rivière souterraine de 6,2 km de long qui conflue avec le fleuve par une émergence située à 59 m d'altitude. Une deuxième exurgence, Mgharet Qashqoush (150 m), est située sur la rive droite du Nahr el Kalb. Ses eaux sourdent à 46 m d'altitude pour rejoindre le talweg du fleuve.

§ § § § § § §

II- LES SITES KARSTIQUES RETENUS

Dans le cadre de notre recherche, nous avons retenu les grottes de Jeita et de Qashqoush comme sites d'étude pour les raisons suivantes :

Situées à la base des calcaires du Jurassique moyen, les deux grottes se développent à l'amont du mur imperméable de l'Oxfordien-Aptien. Cette 'barrière hydrogéologique' contrôle à la fois le drainage subaérien et souterrain du canyon du Nahr el Kalb. L'évolution du niveau de base créée par cette barrière a influencé la genèse des réseaux de Jeita et de Qashqoush.

La position altitudinale de ces deux cavités est intéressante, dans la mesure où leur développement, entre 46 m. (exurgence de Qashqoush) et 140 m d'altitude permet une lecture continue et complète du système karstique situé à l'aval du canyon.

Enfin, leur état de conservation et la richesse en formes de creusement et de remplissages permettent de mener une étude spéléogénique détaillée, afin d'en tirer les informations liées à l'évolution du drainage. Celles-ci nous amènent, par la suite, à nous interroger sur les moteurs de l'incision du canyon karstique du Nahr el Kalb.

2.1. LE RESEAU SPELEOLOGIQUE DE JEITA

Mgharet Jeita est la plus grande cavité du Proche-Orient (*Figure 7.6.*) avec plus de 10 km de galeries (Karkabi S., 1990). Découverte, explorée et cartographiée par le Spéléo-Club du Liban entre 1958 et 1969, les archives spéléologiques publiées et les cartes de la galerie inférieure²² (*Figures 7.7. et 7.8.*) montrent un système endokarstique formé de plusieurs niveaux, riches en dépôts variés :

La galerie inférieure est parcourue par une rivière souterraine qu'on peut suivre sur 6.200 m. Elle est alimentée par deux siphons : le siphon amont situé à 141 m d'altitude et le siphon sud ou « annexe », situé à 134 m. Elle traverse une série de salles, de galeries et de rapides pour atteindre son exutoire situé à 60 m d'altitude (*Figure 7.10.*) Son débit est évalué à 1 m³/s à l'étiage et atteint 20 m³/s durant les périodes de hautes eaux (Doummar J., 2012).

²² Selon les archives bibliographiques du Spéléo-Club du Liban, publiées dans la revue du club « Al Ouate-Ouate », la réalisation de la topographie de la galerie inférieure s'est étalée sur 5 ans, dans le but de pouvoir situer le siphon terminal de la rivière souterraine et l'exurgence dans leur contexte topographique. Suite à cette topographie précise réalisée par le Spéléo-Club du Liban, un tunnel a été creusé et achevé en 1971, afin d'accéder au siphon terminal depuis la surface. Il mesure 520 m de longueur pour 190 m de dénivellé.

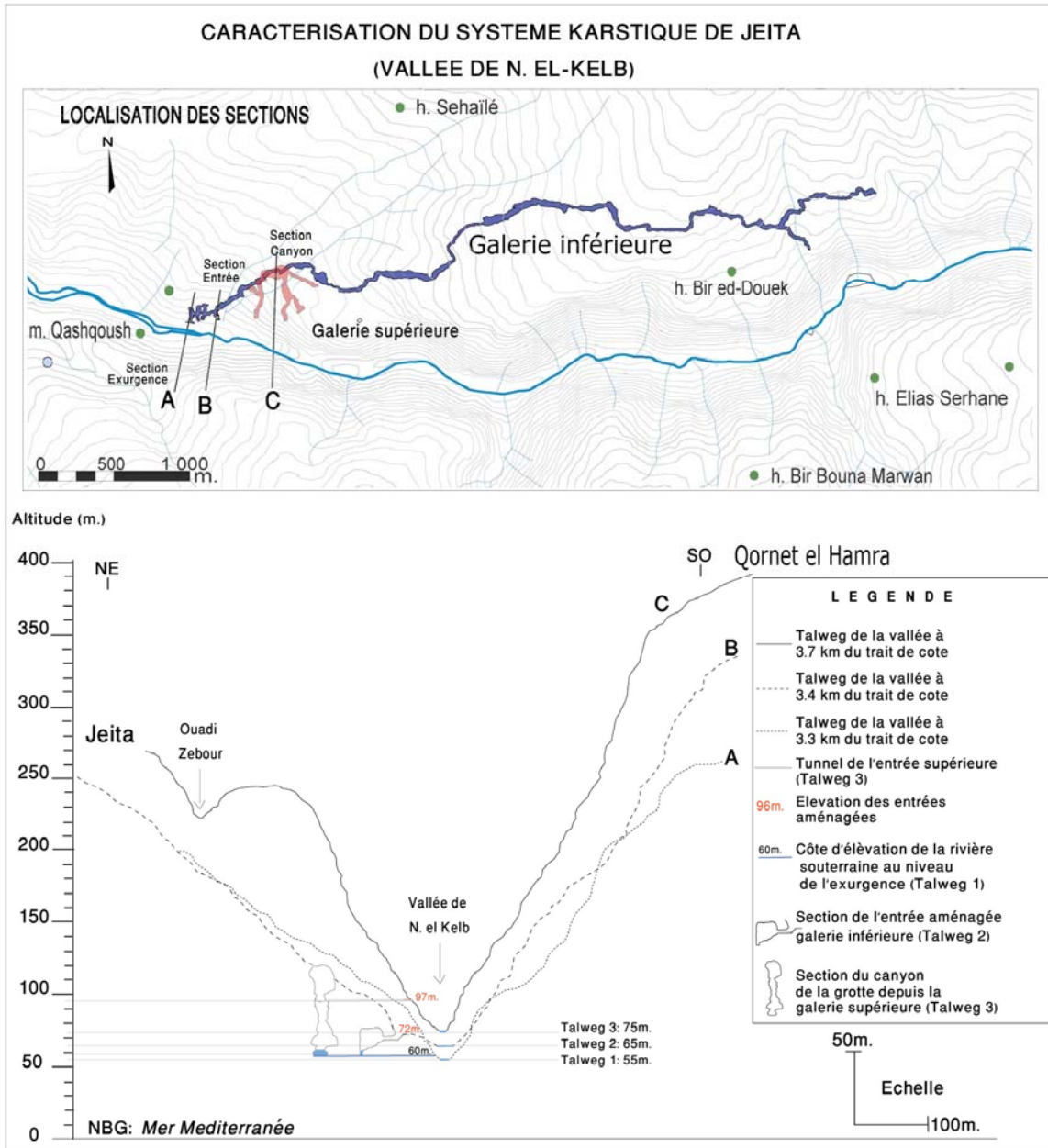


Figure 7.6. La carte montre la localisation de la grotte de Jeita sur le versant nord de la vallée du Nahr el Kelb. La carte topographique a été géoréférencée et numérisée grâce à un SIG (Système d'Information Géographique). Une fois cette carte géoréférencée et replacée dans son contexte topographique, les profils de versants (A, B, C) ont été tracé grâce à la superposition du drain de Jeita avec le modèle numérique d'élévation (30 m de résolution) de la basse vallée du Nahr el Kalb. Le profil A, situé à 3,3 km de la côte, correspond à l'exutoire de la rivière souterraine. Le profil B, situé à 3,4 km de la côte, correspond au paléo-exutoire de la rivière souterraine avec l'accès touristique aménagé. Le troisième profil, situé à 3,7 km de la côte, correspond au canyon souterrain complet de Jeita, situé topographiquement après l'entrée touristique de la galerie supérieure (97 m). Les sections détaillées de l'entrée de la galerie inférieure et du canyon complet (« Galerie de la Rivière » et les galeries supérieures) sont insérées dans le profil des versants (A, B et C) en tenant compte des élévations mentionnées dans les cartes topographiques des galeries inférieures et supérieures de Jeita.

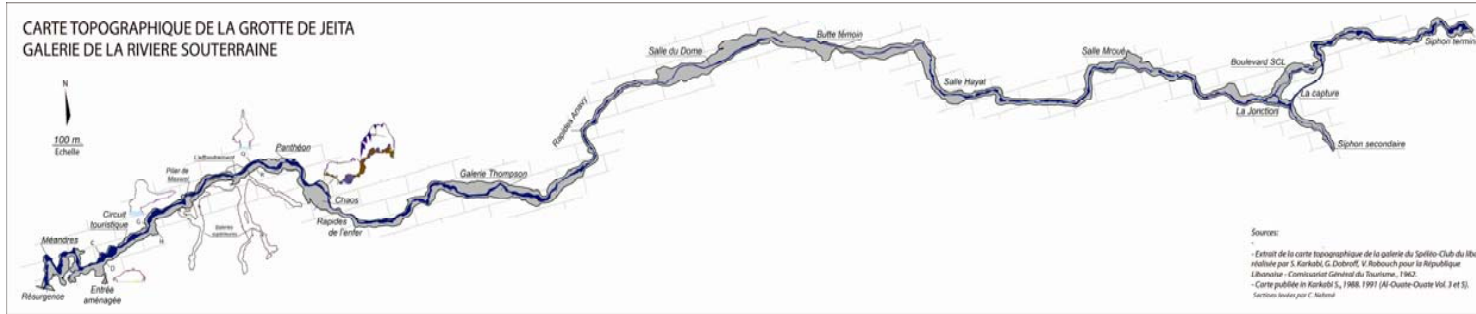


Figure 7.7. La carte topographique de la galerie inférieure et le parcours de la rivière de Jeita à travers les salles et les rapides, depuis le siphon terminal jusqu'à l'exutoire.

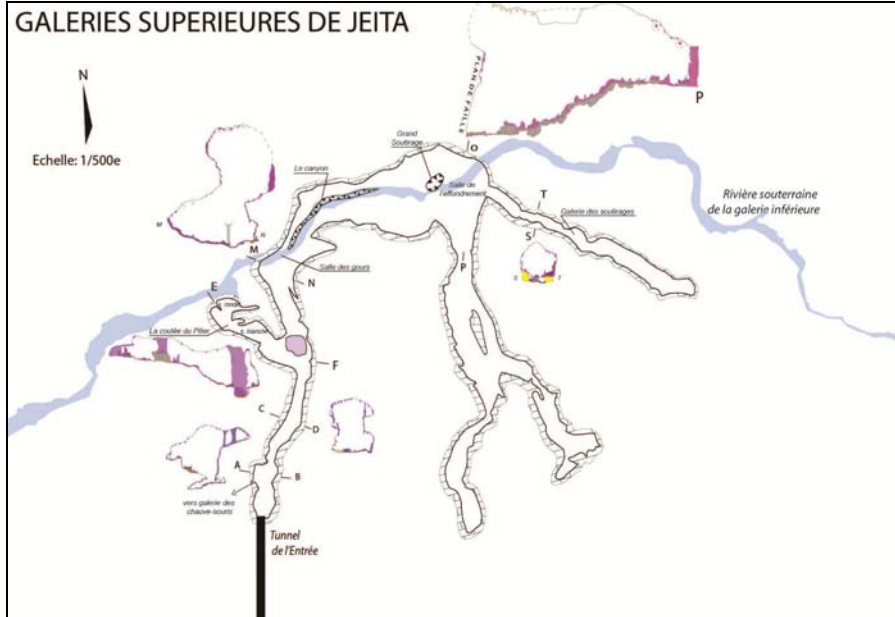


Figure 7.7. La carte topographique de la galerie inférieure de la grotte de Jeita a été réalisée par les spéléologues du SCL (Georges Dubroff, Sami Karkabi, Vladimir Robouch) sur une période de 5 ans et publiée en 1962. La rivière, alimentée par le siphon terminal (141 m) et le siphon secondaire (134 m), parcourt 6.200 m avant de sortir plus en aval à 59 m. En somme, six grandes salles, localisées sur des failles locales, jalonnent le parcours de la rivière souterraine. Elles sont le siège de grands éboulis de blocs effondrés et de dépôts alluviaux. Entre les salles, la rivière parcourt des galeries étroites, tels que les rapides Anavy ou celles de l'Enfer. On y retrouve des paysages typiques de la zone épinoyée, tels que des lapiaz de parois, marmites, coups de gouge et cascades...

La carte topographique et de localisation des salles de la galerie supérieure (Modifiée d'après Karkabi et al., 1991. In Al Ouate-Ouate, Vol.5). Des sections ont été rajoutées suite à un nouveau lever topographique détaillé.

La galerie inférieure suit le tracé de la faille de Dâraiya. Elle se caractérise par une série de grandes salles et de galeries avec des rapides (Figure 7.7.). Au total, six grandes salles (plus de 100 m de longueur et 100 m de hauteur) jalonnent le parcours de la rivière souterraine : Chaos, Salle Thompson, Grand Dôme, Salle Hayat, Salle Mroueh, Boulevard du SCL (Karkabi S., 1972, 1990 ; Hakim B. et Karkabi S., 1988).

Ces salles sont des galeries élargies par le rejeu des failles locales. Elles sont le siège de grands éboulis de blocs effondrés et de dépôts alluviaux. Entre les salles, la rivière souterraine parcourt des galeries étroites ; telles que les rapides Anavy ou ceux de l'Enfer (Figure 7.7.). Le paysage endokarstique de ces galeries est assimilé à un canyon, à la base duquel une série de cascades et de marmites sont creusées. Les parois sont marquées de formes diverses de lapiez.

Au niveau du 'Panthéon' (Figure 7.7.) et le long du parcours touristique de la galerie inférieure, des terrasses rocheuses successives longent les deux rives de la rivière souterraine. Elles sont scellées par des coulées et concrétions. On repère, à certains endroits, des alluvions sableuses et des galets.

Le toit de la galerie inférieure est caractérisé par une série de chenaux de voûte et de coupoles emboîtées. Ces morphologies de creusement sont facilement observables dans la partie aval du système de Jeita (de « l'Entrée aménagée » jusqu'à la « Salle du Chaos »).

Entre le pilier de Maxwell et le premier effondrement de la galerie inférieure (Figure 7.7.), le toit s'élève jusqu'à atteindre celui des galeries supérieures du réseau. Ce secteur, communément appelé 'le canyon', connecte morphologiquement les galeries inférieures et les galeries supérieures de Jeita dans un seul canyon d'orientation NE-SO.

Les galeries étagées de Jeita (les galeries supérieures touristiques ; la grotte ornée, à l'amont du siphon terminal ; les salles rouges) se développent à une altitude plus élevée que la galerie active. Parmi celles-ci, les salles supérieures (98 m) situées en aval du système de Jeita (Figure 7.8.) sont les plus emblématiques.



Figure 7.9. L'entrée de la galerie inférieure a été aménagée en 1955 et 1956. Un point d'accès à la galerie inférieure était auparavant une ancienne paléo-exsurgence de la rivière souterraine. On accède à la galerie deux à trois mètres plus bas que le niveau de l'entrée. A droite de la photo, un affluent intermittent, dont le parcours a été dévié, coule vers le Nahr el Kalb (Cliché J. Safi).

Ce réseau comprend 1.300 m de salles et de galeries (Karkabi S., 1962, 1990). Découvertes au début des années 1960 et aménagées ultérieurement pour l'accès touristique en 1969²³, les galeries supérieures présentent un ensemble de grandes galeries caractérisées par des hauts plafonds qui atteignent 50 m de hauteur, à certains endroits. L'ensemble de ces galeries en forme de 'U inversé' (Figure 7.8.) est

²³ L'accès actuel aux galeries s'effectue dès lors, plus aisément depuis le versant nord de la vallée.

d'orientation N-S. Au niveau de la partie centrale du réseau, la galerie du 'canyon' se développe dans une direction NE-SO et donne une vue sur la rivière souterraine qui coule, plus bas, dans la même direction.

De part et d'autre des galeries, des draperies et des colonnes de hauteur décamétrique scellent le remplissage détritique originel. Diverses morphologies de creusement initial (coupoles de plafond) sont visibles à l'entrée, dans la « Galerie du Pilier » et le long du canyon. A la fin du circuit touristique, le paysage endokarstique s'achève par une vue sur un grand soutirage, surplombé par des plateformes scellées de blocs effondrés. A ce secteur s'associent des morphologies de plafond liées à des processus d'effondrement et de réajustements mécanique de la voûte.

La particularité de Mgharet Jeita réside dans les dimensions des réseaux développés le long de la faille de Dâraïya. Ces galeries et salles sont riches en formes et en formations remarquables. Leur étude spéléogénique permettra de reconstituer l'histoire détaillée du réseau. L'étagement des galeries est un atout particulier pour l'étude karstogénique du système karstique du Nahr el Kalb. Son état de préservation particulier permet de déceler les formes initiales de creusement et les formations associées.

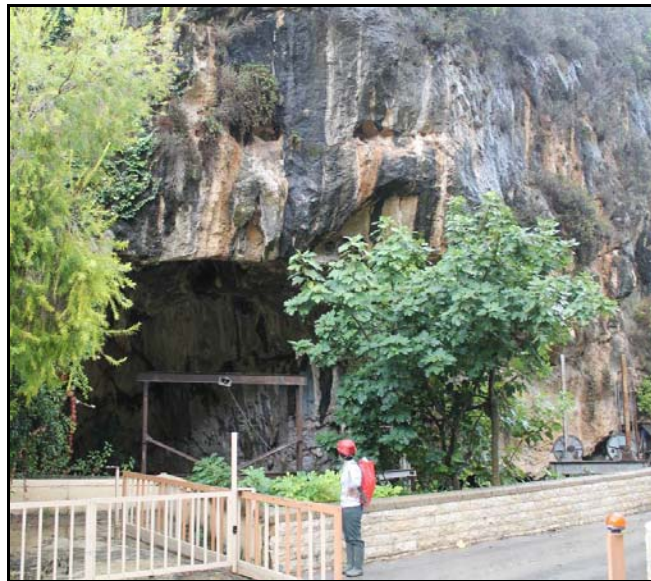


Figure 7.10. L'exutoire actuel de la rivière de Jeita est situé à 59 m d'altitude. L'écoulement souterrain rejoint le talweg du Nahr el Kalb, situé 2 à 3 m plus bas que la source. Des pertes ont été signalées dans la « Galerie du Méandre » située derrière l'exutoire et conduisant les écoulements souterrains au travers de fissures pour ressortir plus bas, au niveau du talweg du Nahr el Kalb (Cliché J. Safi).

La particularité de l'endokarst de Jeita se situe également au niveau de la rivière souterraine qui coule parallèlement au fleuve Nahr el Kalb. Ce phénomène est rarement observé dans les massifs karstiques libanais. Prenant sa source du siphon terminal (141 m) à 235 m sous le talweg de la vallée (le point correspondant au talweg est à 375 m), le profil de la rivière souterraine est beaucoup plus équilibré que celui de la rivière subaérienne, avec une pente d'écoulement de 1,3 % (Hakim B., 1985). La rivière souterraine de Jeita traverse une série de rapides et de cascades et se déverse, dans sa partie aval, dans le cours du Nahr el Kalb. Dans la partie aval de Mgharet Jeita, le profil de la rivière est légèrement suspendu par rapport au talweg extérieur (Figure 7.6.).

L'étude spéléogénique et karstogénique détaillée du réseau de Jeita nous permettra d'apporter quelques éléments d'explication aux interrogations soulevées par les karstologues libanais et qui sont

liées à la relation entre gorge karstique et canyon souterrain actif. Dans sa thèse de troisième cycle, B.Hakim a proposé un modèle théorique de l'incision des gorges du Nahr el Kalb, tout en l'extrapolant aux gorges des Nahr Ibrâhîm, Nahr Antélias et Nahr Hrâch. Son analyse de l'évolution de la zone noyée et de la migration des niveaux de base vers l'aval est un premier essai d'interprétation de l'évolution du drainage karstique (aérien et souterrain). Notre apport est complémentaire, dans la mesure où l'étude détaillée des formes et des formations du réseau permet d'identifier d'anciens niveaux de karstification et de les remettre dans leur contexte géomorphologique (évolution du talweg du Nahr el Kalb) et géologique (histoire naturelle du massif). Cette approche spéléogénique et karstogénique permettra d'identifier et de caractériser la relation entre creusement de surface et élaboration du karst souterrain, surtout que les formes morphogéniques de surface (terrasses fluviales et marines) sont avares d'indications.

2.2. SITES COMPLEMENTAIRES : LA GROTTÉ DE QASHQOUSH

L'exsurgence de Qashqoush est, comme celle de Jeita, un des exutoires de la zone noyée du karst du Nahr el Kalb. Elle est également l'expression du niveau de base karstique qui conditionne l'écoulement subaérien et souterrain du karst.

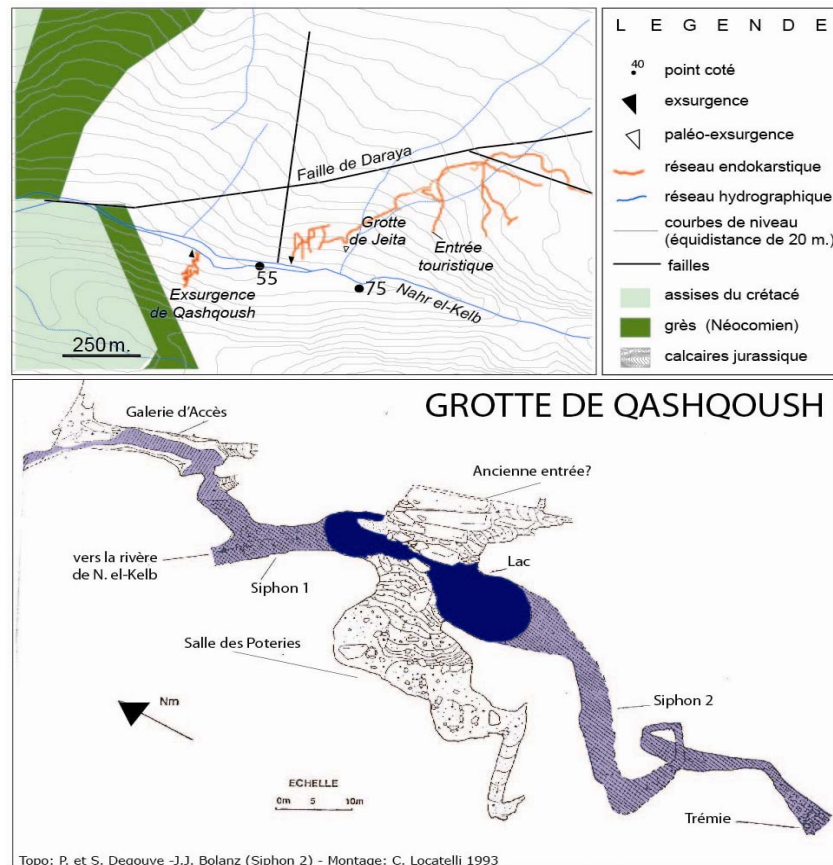


Figure 7.11. Carte de localisation de la source de Qashqoush insérée dans son contexte topographique. L'écoulement provenant de la zone noyée des calcaires jurassique alimente les siphons Nord et Sud de la grotte et rejoint le talweg tout proche. Les galeries supérieures de la grotte s'apparentent à des salles comprenant des dalles et blocs effondrés du plafond. Une paléo-entrée a été totalement colmatée par un écoulement. La grotte est restée depuis inaccessible aux hommes préhistoriques qui utilisaient les galeries supérieures comme habitat, jusqu'à sa redécouverte dans les années 1970 (carte topographique d'après R. Le Pennec et J.J. Bolanz, 1993).

La position de l'exsurgence de Qashqoush est intéressante (46 m), car elle est située plus bas que l'exsurgence de Jeita (60 m). Elle représente le contact direct des terrains calcaires et perméables du Jurassique avec les couches imperméables du Crétacé.

La grotte de Qashqoush, située sur la rive gauche du fleuve (*Figure 7.11.*), se développe sur 248 m de galeries sèches entrecoupées de siphons. Elle est alimentée par deux siphons, au sud et au nord de la cavité. L'étage inférieur actif donne accès à deux salles supérieures, marquées par des blocs effondrés et de gravats et d'orientation E-O.

Un tunnel a été construit donnant accès, depuis la rive gauche du fleuve, aux lacs situés entre les deux siphons. Servant de canal de captage des eaux provenant des deux siphons, il n'est accessible que durant les périodes de basses eaux. La situation et l'orientation des siphons, ainsi que la localisation et le contenu des galeries supérieures, sont intéressantes à exposer.

Les deux siphons ont été explorés en 1978 et 1992 (Bolanz J.J., 1993). Les descriptions et la cartographie du site montre les particularités suivantes (*Figure 7.11.*) :

- le premier siphon, d'orientation SE-NO, fait 32 m de développement, avec une profondeur de 7 m. Il rejoint directement le cours du Nahr el Kalb (*Figure 7.10.*).
- le deuxième siphon, situé plus au sud (*Figure 7.12.*) est plus profond (-23,5 m). Il fait 140 m de développement et se 'termine' sur une trémie infranchissable.

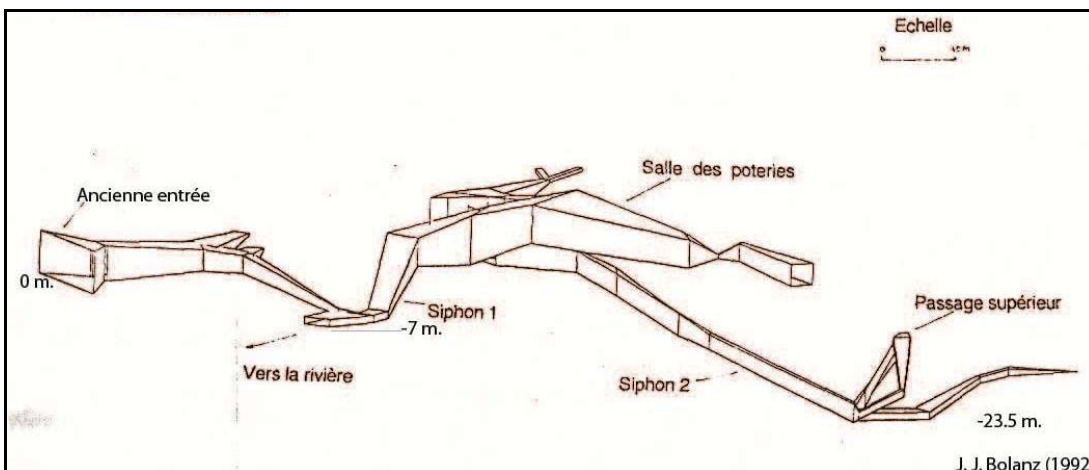


Figure 7.11. Une visualisation 3D du système de Qashqoush montrant la disposition des siphons, plus bas que le talweg de Nahr el Kalb. Lors des périodes de crue, l'écoulement de deux siphons exsurgent dans le talweg de la rivière subaérienne (Figure d'après J.J. Bolanz, 1993).

- Les galeries supérieures sont d'orientation E-O. Elles sont accessibles depuis les lacs qui relient les deux siphons Nord et Sud (*Figure 7.12.*). Elles présentent des paysages de blocs effondrés et de gravats. La galerie située à l'est est marquée par un effondrement de dalles scellant d'anciens remplissages argileux. Des galets incrustés entre les blocs renvoient à des niveaux d'envoyage.



Figure 7.12. Photo de gauche : le paysage de la salle des poteries. On observe des lapiaz de paroi et un remplissage détritique au sommet d'un cône d'éboulis de blocs effondrés. Le sol est le siège de divers murs aménagés par les hommes du Néolithique. Des poteries et des ossements remontant au Chalcolithique ont été retrouvés à cet endroit. Photo de droite : un regard sur le siphon Nord de Qashqoush. Il est situé à une dizaine de mètres plus bas que les galeries supérieures (Clichés C. Nehme).

La galerie située à l'ouest présente un paysage moins accidenté (Figure 7.12.) lorsqu'on franchit le cône d'éboulis situé à l'aval. Des fouilles archéologiques dans ce site ont été entamées, suite à la découverte de plateformes et de murets aménagés par les hommes préhistoriques (Le Pennec R., 1993). L'état des lieux et de son aménagement montre des traces de foyers et de nombreux débris de poteries. Les jarres retrouvées en 1978 ont été rapportées à un type de poterie cananéenne. Les fouilles entamées en 1993 recensent la plupart des poteries qui remontent toutes à la même époque : 1.550 av. J.C. (*ibid.*, 1993). Quelques poteries sembleraient d'âge plus ancien. Un sondage a été réalisé. Sous 25 cm de blocs concrétionnés, de dépôts charbonneux et de terre brune, une sépulture avec des restes d'ossements humains a été retrouvée. Elle daterait de probablement entre 3.000 et 4.000 av. J.C. (*ibid.*, 1993).

Nous n'avons pas réalisé d'études spéléogéniques sur ce site, mais son emplacement, lié à la fluctuation de la zone noyée, est intéressant comme observation complémentaire de l'évolution du niveau de base karstique du système. Les vestiges néolithiques montrent que la galerie disposait auparavant d'une entrée plus accessible. L'écroulement de la voûte dans la partie est de la cavité (galerie supérieure est) a certainement bloqué tout accès ultérieur aux foyers.

§ § § § § § §

III- LES ZONES-CLES RETENUES DANS L'ETUDE SPELEOGENIQUE DE JEITA

Vu l'immensité du réseau de Jeita, nos premières prospections ont eu pour objectif de choisir des sites-clés, susceptibles de nous renseigner le plus possible sur la spéléogénèse de la grotte.

Les sorties de prospection, qui ont pu être réalisées grâce au soutien de la société MAPAS et du gérant de la cavité, le Dr Nabil Haddad, nous ont permis d'explorer le réseau de la rivière souterraine de Jeita. Les premières observations des salles et des galeries ont permis de retenir 2 sites dans la galerie supérieure et 3 sites dans le réseau inférieur. Deux sites complémentaires sont aussi analysés pour accompagner notre étude spéléogénique détaillée des zones-clés. Une description générale des sites d'études et de leurs intérêts pour l'analyse spéléogénique sera exposée. Leur étude géomorphologique détaillée et les modèles de reconstitution spéléogéniques seront largement présentés dans le chapitre 8.

3.1. LES SITES D'ETUDES DE LA GALERIE SUPERIEURE

La galerie supérieure s'étend sur 1300 m (Karkabi S., 1990). L'entrée aménagée en 1969 donne accès aux étages supérieurs par un tunnel long de 120 m environ (*Figure 7.8.*). Le paysage souterrain s'apparente à une suite de galeries ornées, avec des hauteurs variant entre 20 et 45 m, que la visite touristique permet de suivre sur 160 m. La « Salle des Gours » marque le début du canyon principal, où l'on dispose d'une vue surprenante sur la rivière souterraine coulant en contrebas. La hauteur à cet endroit varie entre 40 et 45 m, si l'on compte la distance entre le point le plus bas de la « Salle des Gours » et le toit du canyon. La fin du circuit touristique correspond à une vaste salle en amphithéâtre, en surplomb au dessus de la galerie inférieure. C'est à cet endroit que les premiers spéléologues ont escaladé les parois depuis la « Galerie de la Rivière » pour atteindre, en 1958, les galeries supérieures de Jeita (Karkabi S., 1990). La hauteur de la plateforme de l'effondrement atteint 45 m. Depuis cette plateforme, nous accédons à la « Galerie du Soutirage » située à 124 m d'altitude et dont l'extension est de l'ordre de 200 m. Elle se développe dans le prolongement du canyon (E-O). D'autres galeries supérieures, de 432 m de développement au total, s'étendent à l'ouest de la plate-forme et partent en forme de galeries larges et fourchues à leurs extrémités (*Figure 7.8.*).

3.1.1. LA SALLE DE L'EFFONDREMENT

La « Salle de l'Effondrement » se situe à la fin du circuit touristique (*Figure 7.13*). Elle constitue la zone la plus large des galeries supérieures avec 60 m de largeur sur 45 m de hauteur. Associée à un important soutirage lié à la galerie inférieure, elle fait plus de 100 m de développement.

CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LA GROTTE DE JEITA - GALERIES SUPERIEURES -

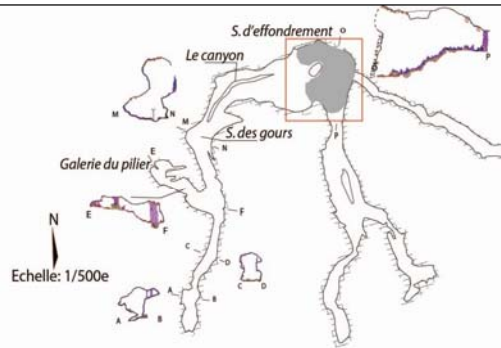
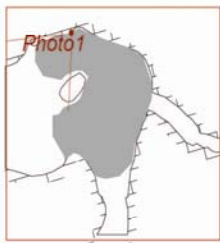


Photo 1: une vue depuis la plate-forme de l'effondrement donne vers le canyon principal (flèche vers le bas). La flèche vers le haut indique une des voutes d'équilibres du canyon.



Cliché: J. Safi



Cliché: J. Safi

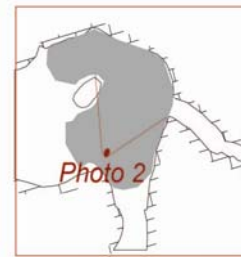


Photo 2: la salle de l'effondrement vue depuis la plate-forme supérieure. La flèche indique l'accès vers la galerie des soutirages depuis la salle d'effondrement. Le paysage s'apparente à un tas de bloc effondrés, couvert de coulées et de stalagmites.

Figure 7.13. Localisation de la zone de l'effondrement et du grand soutirage, située à la fin du circuit touristique des galeries supérieures (Cliché J. Safi).

Située sur un recoupement de failles, cette haute corniche se présente en forme d'amphithéâtre et domine le grand soutirage (Figure 7.13.). La topographie est accidentée et comprend un ensemble de blocs effondrés mêlés à des concrétions cassées. Deux ensembles topographiques composent ce grand talus : le premier, situé à 120 m d'altitude environ, comprend le reste de blocs taillés mêlés à des colonnes cassées ; le second est situé plus haut, à 140 m d'altitude environ. On y accède *via* un talus de blocs, de dimensions plurimétriques. On observe également, entre les blocs effondrés, des stalagmites

cassées et cimentées par des coulées récentes. Les parois entourant la première plate-forme montrent deux plans de failles : le premier est d'orientation NO-SE et le second, d'orientation N-S.

A l'est de la « Salle de l'Effondrement » et le long de la paroi, un petit réseau (quelques mètres de développement), perché 20 m au-dessus de la « Galerie des Soutirages », contient des dépôts détritiques scellés ensuite par un plancher stalagmitique. Les parois de la seconde plateforme sont richement ornées de draperies et coulées de calcite.

Cette zone a été retenue dans le cadre de notre recherche pour les raisons suivantes :

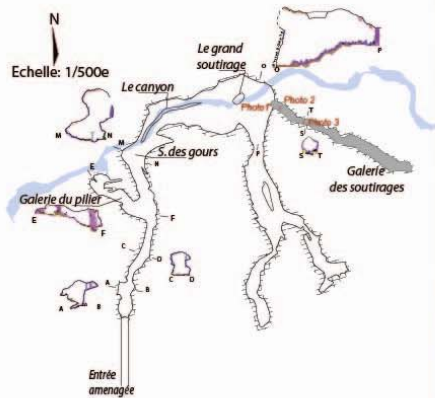
- La « Salle de l'Effondrement » et '*le soutirage*' sont d'orientation E-O et se positionnent dans la direction de l'axe du canyon principal de la cavité. Leur altitude variant entre 120 et 148 m marque les niveaux les plus élevés des galeries supérieures. L'analyse spéléogénique des dépôts encore présents à ces altitudes et le long de l'axe du canyon permet de déceler les premières phases de fonctionnement de la galerie supérieure.
- La diversité des formes et des formations permet de disposer de tous les éléments morphogéniques nécessaires pour reconstituer l'histoire de cette partie des galeries supérieures. De même, l'emboîtement spatial et temporel des morphologies et des dépôts montre des phases initiales de mise en place des dépôts, suivies de processus d'évacuation du matériel détritique qui a enclenché de nouveaux processus (effondrement de la voûte) et une modification dans la distribution spatiale des formations.

3.1.2. LA GALERIE DES SOUTIRAGES

La galerie dite « des Soutirages » se situe dans le prolongement de la faille NO-SE qui marque la paroi nord de la Salle d'Effondrement. On y accède par la première plate-forme de la « Salle de l'Effondrement » située autour de 120 m d'altitude (*Figure 7.14.*). Galerie étroite de 204 m de développement, son entrée donne sur un talus de blocs partiellement scellés par des stalagmites, et qui proviendraient de l'écroulement de la voûte de la galerie et de la paroi de la grande salle. A la base du talus, à quelques mètres plus bas de l'entrée, le paysage dominant est composé d'un ensemble de stalagmites intactes ou cassées qui se développent sur un plancher stalagmitique subhorizontal.

La disposition du plancher est quasi-horizontale dans toute la galerie. Cependant, cette continuité est interrompue d'un côté, par des draperies volumineuses bloquant le passage, ainsi que par des 'creux' ou 'fossés' exhumant le remplissage détritique (*Figure 7.14.*) sur lequel repose la masse carbonatée du plancher et des coulées. La profondeur des 'fossés' varie entre 2 et 10 m de profondeur et renvoie aux processus de soutirage du matériel détritique qui a engendré la fragmentation du plancher, en plusieurs endroits de la galerie. On observe des traces de craquellement des coulées et des draperies le long des parois.

CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LA GROTTE DE JEITA GALERIES SUPERIEURES



Cliché: B. Jabbour Gédéon

Photo 1: l'entrée à la galerie des soutirages depuis la salle de l'effondrement. Une niche d'effondrement surplombe l'entrée de la galerie.



Cliché: M. Arzouni

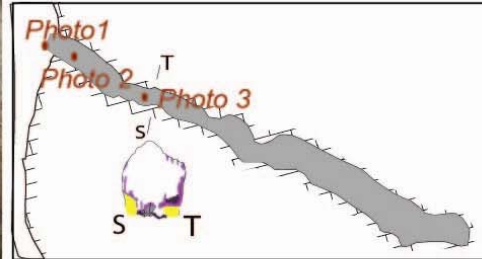


Photo 2: une vue depuis la galerie des soutirages montre les blocs effondrés dont une grande partie provient depuis la salle d'effondrement située en amont. Les blocs sont scellés de concrétions et coulées stalagmitiques.

Photo 3: On note la présence du plancher subhorizontal et couvert de stalagmites et coulées. Sa continuité est interrompue par des "fossés" de soutirage du matériel argileux situé sous le plancher. Ce processus étant à l'origine de la rupture du plancher est visible à plusieurs endroits de la galerie, d'où son nom. Ces sites donnent un regard direct sur le remplissage de la galerie.



Cliché: M. Arzouni

Figure 7.14. Localisation de la « Galerie des Soutirages », située au niveau de la plate-forme de l'effondrement des galeries supérieures de Jeita (Clichés B. Jabbour-Gédéon, M. Arzouni).

Ces fissures ont été recimentées par la calcite. Des stalagmites translitées ont également été observées, témoignant de la remobilisation du volume argileux sous le plancher carbonaté. Sur les parois rocheuses et peu ornées, on remarque des niveaux de remplissage détritiques, renvoyant probablement à un niveau de colmatage plus élevé que le niveau actuel, sur lequel repose le plancher subhorizontal de la galerie.

Cette galerie a été également retenue, car elle se situe dans l'axe du canyon souterrain. Située à un niveau altitudinal (120 m) proche de celui de la plateforme de l'effondrement (128 m), elle présente des dépôts détritiques intacts, facilement accessibles et disposant d'un long profil sédimentaire. Une analyse spéléogénique, couplée à une étude sédimentologique, de cette galerie complètera la reconstitution spéléogénique de la grande « Salle de l'Effondrement ».

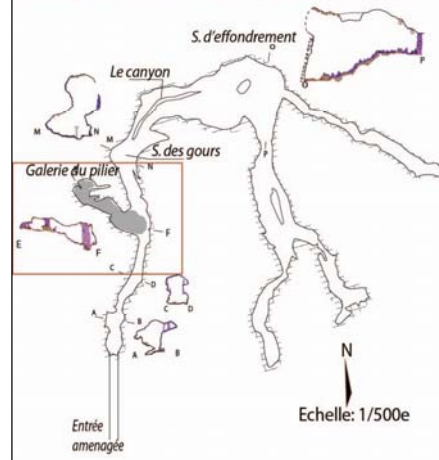
3.1.3.SITE COMPLEMENTAIRE: LA COULEE DU PILIER

La « *coulée du pilier* » est située à 100 m de distance de l'entrée des galeries supérieures de Jeita. On y accède *via* un circuit qui contourne le grand pilier. La galerie de direction NO-SE fait 74 m de développement. Le paysage est dominé par une large coulée stalagmitique (*Figure 7.15.*). Celle-ci recouvre le remplissage argileux de la galerie, qui a été partiellement décolmaté. Depuis le grand pilier (100 m) situé à l'aval de la galerie, on remonte le long de la coulée pour accéder aux salles blanches (Voir annexe) et, ensuite, aux salles rondes situées en amont (124 m d'altitude).

Diverses colonnes et larges stalagmites se développent sur le plancher, ainsi que sur d'anciennes colonnes et stalagmites fragmentées et cassées (*Figure 7.15.*). Nous observons un 'craquèlement' du plancher à plusieurs endroits, témoignant de la remobilisation du remplissage détritiques sous la coulée de calcite. La progression vers l'amont de la galerie révèle des paliers subhorizontaux sur lesquels des gours ont été formés. Le plus haut palier se situe au niveau de la 'salle ronde' (128 m. d'altitude) et montre certains niveaux de dépôts argileux, à 2 m au-dessus du niveau du plancher stalagmitique actuel.

Dans le cadre de notre recherche sur la spéléogénèse des galeries supérieures de Jeita, la « *coulée du pilier* » est retenue comme un site d'observation complémentaire à la « *galerie des soutirages* » et à la « *grande salle de l'effondrement* ». Le développement de la galerie entre 100 et 128 m d'altitude nous permet d'avoir un regard sur le remplissage des galeries supérieures et sur les processus qui ont suivi les conditions de colmatage (soutirage et évacuation du matériel, suivis de plusieurs phases de concrétionnement). Le niveau supérieur de la « *galerie du pilier* » rejoint les altitudes de la « *galerie du soutirage* » et de la plate-forme de l'effondrement. C'est le niveau inférieur (100 m) de la galerie qui est également intéressant, car il fixe, probablement, les bornes inférieures du remplissage argileux des galeries supérieures de Jeita. Les blocs effondrés sur la plateforme et l'étroitesse des formes de soutirage dans la « *galerie de soutirage* » ne permettent pas d'accéder aux niveaux inférieurs du remplissage détritiques.

CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LA GROTTE DE JEITA GALERIES SUPERIEURES



Cliché: M. Arzouni



Cliché: S. Jaillet

Photo 1: La photo prise depuis la base de la galerie montre la coulée stalagmitique qui couvre le dépôt détritique de la galerie. Des fissures le long de la coulée permettent une vue limitée du remplissage. En arrière-plan, on aperçoit des colonnes dont l'une d'elles s'est mise en place sur une autre brisée. A l'amont de la coulée, on accède aux salles supérieures (Salle Blanche et Salle ronde) de la galerie.

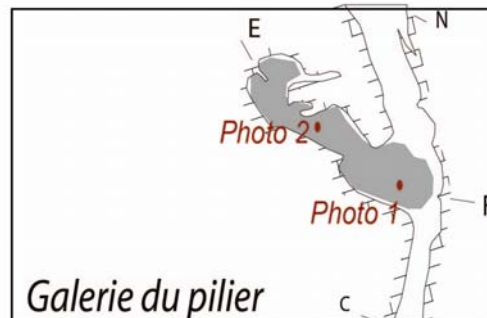


Photo 2: Depuis la salle Blanche, on aperçoit une grande colonne (droite de la photo), inclinée sur le plancher craquelé. La vue en plongée vers l'aval de la galerie, révèle une plate-forme subhorizontale où des gours se sont formés.

Figure 7.15. Localisation de la « galerie de la coulée du Pilier », située à l'amont du circuit touristique des galeries supérieures (Clichés M. Arzouni, S. Jaillet).

3.2. LES SITES D'ETUDES DE LA GALERIE INFÉRIEURE

La galerie inférieure de Jeita fait partie intégrante du système actif du karst du Nahr el Kalb. Elle est parcourue par une rivière souterraine. Ce réseau actif se caractérise par une suite d'immenses salles (de plusieurs centaines de mètres) alternant avec des galeries plus étroites (rapides, cascades). Les principales salles sont riches en concrétions (draperies, stalagmites géantes, colonnes, piliers, disques, gours...), mais sont aussi caractérisées par d'énormes talus d'effondrement. La carte géologique du secteur de Jeita (*Figure 7.1.*) souligne le croisement de plusieurs failles au niveau des larges salles jonchées par de blocs effondrés et marquée par des dépôts détritiques. La rivière souterraine traverse, depuis l'amont de la galerie, six grandes salles d'effondrement (Karkabi S. et Hakim B., 1988).

- le *Boulevard du SCL* : 180 m de longueur pour 150 m de hauteur,
- la salle *Mroueh* : 195 m de longueur pour 148 m de hauteur,
- la salle *Hayat* : 175 m de longueur pour 129 m de hauteur,
- la salle du *Dôme* : 570 m de longueur pour 134 m de hauteur,
- la salle *Thompson* : 395 m de longueur pour 87 m de hauteur,
- la salle du *Chaos* : 80 m de longueur pour 95 m de hauteur.

Les galeries étroites (rapides de l'Enfer, rapides Anavy, cascade Mica) qui séparent les salles d'effondrement présentent des morphologies typiques d'écoulement rapide. Le paysage souterrain est chaotique, caractérisé par des chenaux méandriques de rivière dans certaines galeries, des parois à lapiaz et un lit de rivière rocheux, à palier (cascades) et couvert de marmites d'érosion et de coups de gouge.

La partie touristique, située à l'aval du système, présente de nombreuses morphologies et formations jugées essentielles pour la reconstitution spéléogénique de la cavité. Elle comprend des morphologies de creusement initial, liées à des formations et à des dépôts situés à plusieurs niveaux de la section du drain et qui sont observables le long de la voûte de la galerie. Nous y relevons des formations caractérisées par une 'terrasse' qui correspond à un ancien plancher stalagmitique surcreusé par la rivière souterraine. D'énormes stalagmites, draperies et colonnes s'accumulent tout le long d'un plancher perché à 5 et 10 m de la rivière. Des plongées effectuées (Hakim B. et Karkabi S., 1988) dans le lit actuel du fleuve montrent la présence de concrétions noyées et de petites poches de cavités, dont le développement ne dépasse pas les 20 m. La profondeur du lit ne dépasse pas les 7 m et la base du lit montre des dépôts détritiques sableux plus ou moins épais.

Dans le cadre de cette recherche doctorale, nous avons retenu deux sites : l'exurgence et la paléo-exurgence, et la zone d'effondrement pour effectuer une analyse géomorphologique et spéléogénique détaillée. Les sites principaux sont complétés par deux sites complémentaires : la « Salle du Chaos » située à 900 m de l'exutoire et la « Rivière cachée », située à l'amont du système à 4.500 m de l'exutoire.

3.2.1. L'EXUTOIRE ET LE PALEO-EXUTOIRE DE LA RIVIERE SOUTERRAINE

L'exutoire actuel se situe à 59-60 m d'altitude et est donc légèrement perché au-dessus du talweg du fleuve (55 m d'altitude). Le site est un ensemble de galeries creusées en conduite forcée. Le gabarit des galeries est plus étroit que celui de celles situées dans la partie aménagée de la cavité. Des pertes ont été signalées dans le cours d'eau souterrain et réapparaissent plus bas, dans le cours du Nahr el Kalb (Hakim B. et Karkabi S., 1988). Des conduits situés au-dessus de la rivière souterraine fonctionnent en trop-plein durant les périodes de crues. Par ailleurs, les descriptions des spéléologues révèlent, dans le remplissage de ces conduits, des traces d'habitat remontant au Néolithique (Hours F., 1966a, 1975).

L'accès touristique de la galerie inférieure a été aménagé en 1956. On observe dans la partie aménagée des niveaux de galets (quelques centimètres de longueur), des dépôts fins et la présence d'anciens planchers stalagmitiques. L'entrée touristique débouche dans la galerie drainée par la rivière souterraine, où on relève un important remplissage de matériel alluvial scellé par un épais plancher stalagmitique. L'accès touristique à la rivière souterraine a nécessité le dégagement d'une partie de ce matériel alluvial (*Figure 7.16.*). Au niveau de la plate-forme de l'embarcadère, on observe un autre remplissage détritique : celui-ci contient des blocs plurimétriques provenant de l'effondrement de la voûte à vingtaine de mètres de hauteur (*Figure 7.16.*). Les fouilles préliminaires dans les niveaux supérieurs du dépôt alluvial (Hours F., 1966) ont mis en avant la présence d'ossements et d'outils en silex rapportés au Paléolithique moyen. Des sites d'habitat du Paléolithique ont été également retrouvés 30 m au-dessus du porche d'entrée.

Ce site est intéressant du fait de l'existence du remplissage alluvial. L'accès facile aux dépôts accumulés sur plus de 21 m et la proximité des morphologies le long de la voûte et des parois permet d'entamer une analyse spéléogénique, couplée à une étude sédimentologique, afin de reconstituer l'histoire assez complexe du site.

3.2.2. LA ZONE D'EFFONDREMENT DE LA GALERIE INFÉRIEURE

Cette zone d'effondrement se situe à 700 m en amont de l'exutoire. Le paysage dominant, sur la paroi sud du canyon, est un ensemble de cône d'éboulis reposant sur une terrasse irrégulière de calcite entaillée par la rivière souterraine (*Figure 7.17.*). Dix mètres en dessous du sommet de l'éboulis, on accède à une galerie de 25 m de développement. Cette galerie riche en concrétions contient des morphologies pouvant être rapportées au creusement initial et un dépôt détritique (silto-argileux) scellé par une coulée de calcite. Ce lieu est symbolique, car c'est à cet endroit que les spéléologues du Spéléo-Club du Liban ont escaladé, en 1958, les parois et le talus de la 'dépression ouverte' qui surplombe le cône d'éboulis, pour atteindre les galeries supérieures de Jeita.

Sa localisation sous 'le soutirage' qui donne accès aux galeries supérieures est intéressante. Les étapes de la mise en place du cône d'éboulis de la rivière souterraine sont directement liées à l'évolution du soutirage, puis de l'effondrement de la voûte des salles supérieures de Jeita. L'étude spéléogénique de la plateforme de l'effondrement (galerie supérieure) et du cône d'éboulis de la galerie inférieure permet de recalculer les étapes successives de l'histoire du canyon complet de Jeita.

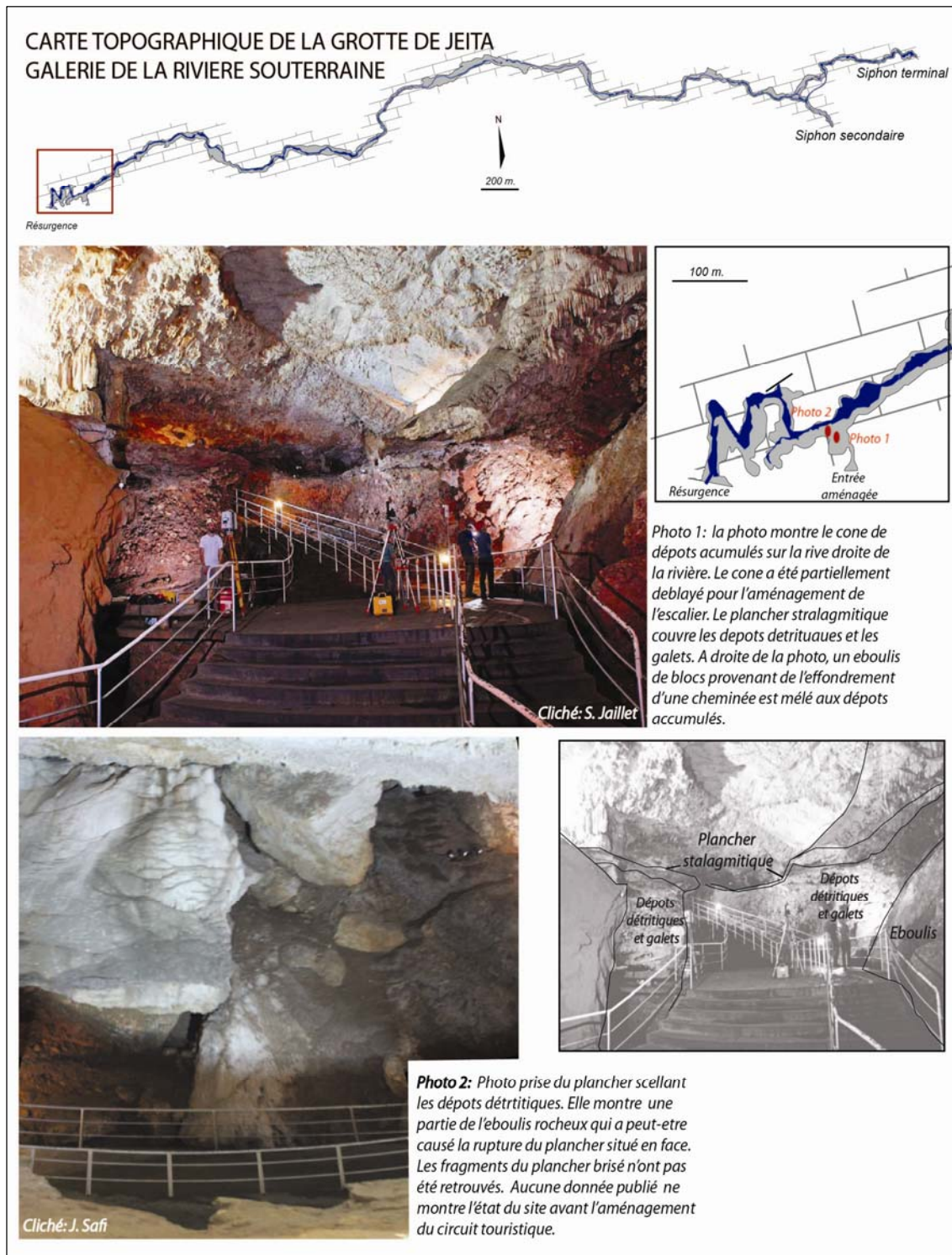


Figure 7.16. Le cône de remplissage au niveau de « l'Entrée Aménagée », avec un regard sur les dépôts accumulés sous le plancher (Photo 1) et l'éboulis rocheux entremêlé avec les dépôts fluviaux (Photo 2) (Clichés S. Jaillet, J. Safi).

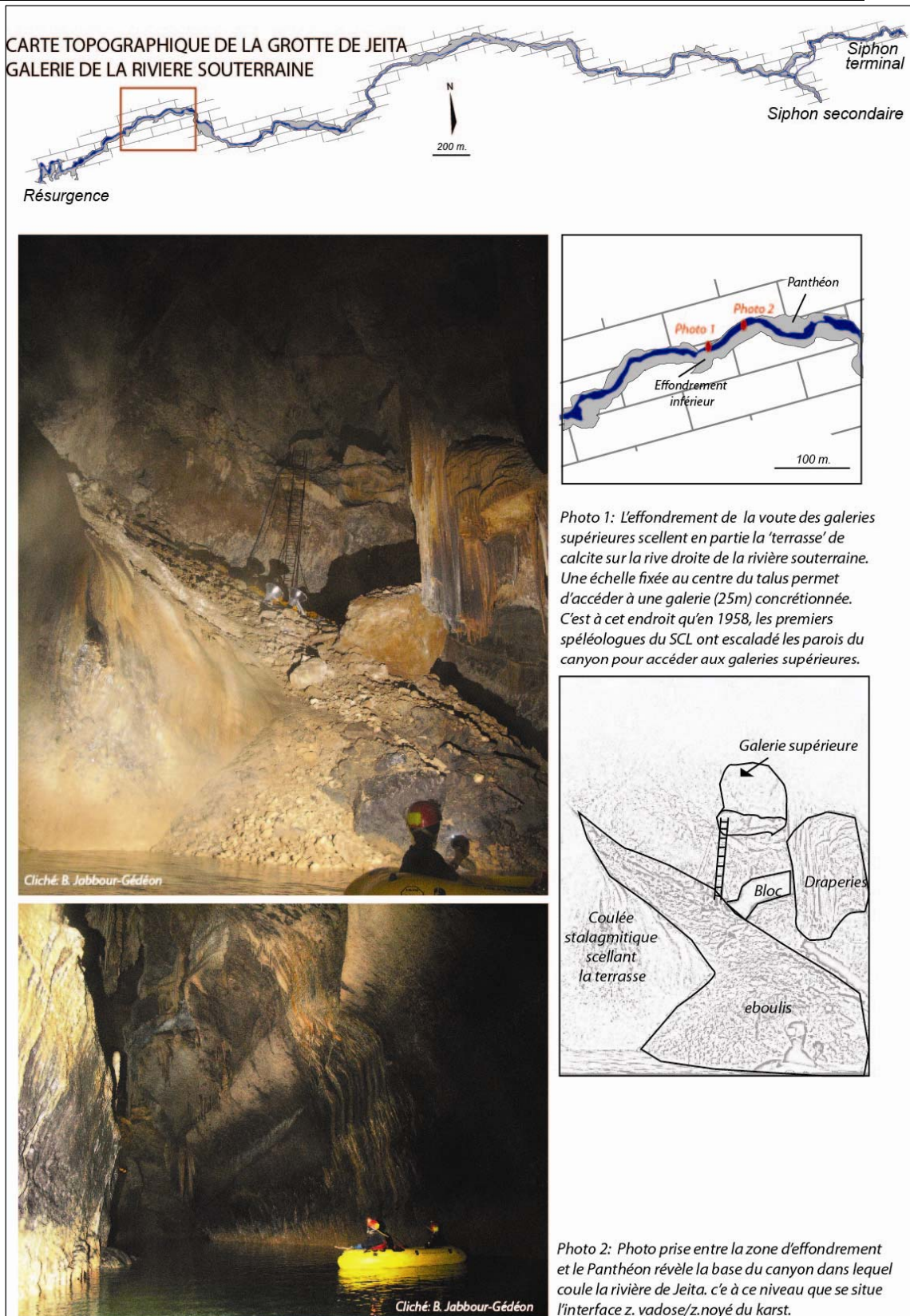


Figure 7.17. Localisation de l'effondrement de la galerie inférieure, à partir duquel les premiers spéléologues ont escaladé les parois pour découvrir les galeries supérieures de Jeita (Clichés B. Jabbour Gédéon).

3.2.3. LA SALLE DU CHAOS

La « Salle du Chaos » se situe à 900 m de l'exutoire. Elle se développe sur 80 m de longueur sur 60 m de largeur maximum. Le paysage dominant correspond à un important éboulis rocheux, sur lequel reposent des stalagmites, des coulées et des colonnes (*Figure 7.18.*). Sur la rive gauche de cette salle, des blocs écroulés et d'anciennes concrétions présentent des formes d'érosion pouvant être rapportées à la rivière souterraine. La voûte basse, à cet endroit, révèle des formes anastomosées typiques d'une zone noyée. Par contre, la rive droite montre des morphologies et formations typiques de la zone vadose du karst. Le chaos de blocs plurimétriques, issus de l'effondrement du plafond, s'élève à plus de 50 m de hauteur. Un plan de faille est très visible le long de la paroi dominant le chaos de blocs. Sur le sommet de ce dernier, on observe un remplissage argileux fin, mêlé à des blocs et à des concrétions cassées. La progression vers l'est de la galerie permet d'accéder aux niveaux supérieurs, où on rejoint une galerie NO-SE, richement concrétionnée et surplombant le canyon principal. Les morphologies originelles de la voûte du canyon sont perceptibles à ce niveau.

Nous nous intéressons à cette salle pour ses morphologies et formations diverses et accessibles. L'agencement des formes originelles avec les dépôts anciens et récents permet de retracer l'évolution des étages supérieurs suivis, probablement, par un creusement vadose qui a engendré le creusement d'un canyon. Celui-ci est dominé, actuellement, par un énorme effondrement dont l'effet a certainement joué sur la réorganisation de l'écoulement souterrain et sur le tracé de la rivière de Jeita.

3.2.4. LA ZONE DE JONCTION DES DEUX AFFLUENTS ET LA RIVIERE CACHEE DU SIPHON SECONDAIRE

Le dernier site d'étude concerne la partie la plus aval du réseau actif : le siphon terminal (141 m) (*Figure 7.19.*). Le paysage souterrain s'apparente à un canyon pouvant atteindre les 150 m de hauteur au niveau du *boulevard du S.C.L.* (Spéléo-Club du Liban). Cette large galerie comprend un ensemble de lacs, de berges de sables et de concrétionnement le long de la paroi et sur les blocs effondrés de la voûte. Notre étude concerne plus particulièrement la galerie du siphon secondaire, où on peut travailler aisément sur les morphologies et les formations. On observe, en général, des morphologies initiales de creusement (section tubulaire) dans les niveaux supérieurs du canyon (*Figure 7.19.*). Des formes typiques d'une galerie méandrique sont identifiées le long de la galerie. Un remplissage fluviatile de galets et sables s'accumule de part et d'autre du canyon et à la base du conduit.

La *rivière cachée* du siphon secondaire est alimentée par une capture souterraine, située à l'amont du *boulevard du S.C.L.* Elle draine les écoulements provenant du siphon terminal jusqu'au niveau de la rivière cachée du siphon secondaire (134 m).

Les observations dans cette zone, située en amont du réseau de Jeita, ont été nécessaires, afin de compléter les analyses spéléogéniques des zones situées à l'aval du réseau (Salle du Chaos, le paléo-exutoire, les galeries supérieures). L'absence ou la présence de certaines morphologies de creusement permettent de s'interroger sur l'expression des processus à l'origine des formes initiales de creusement et de leur évolution, par la suite.

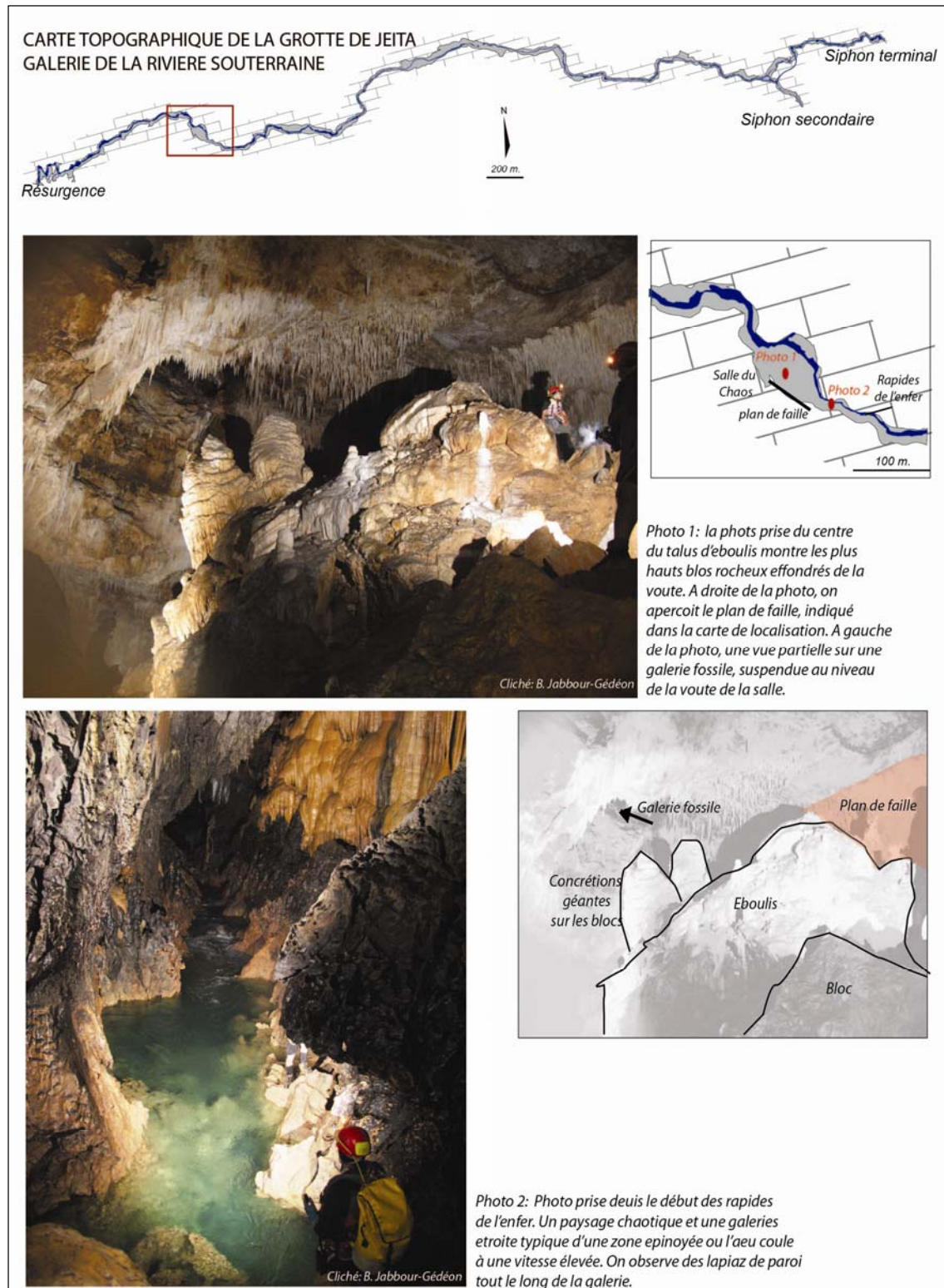


Figure 7.18. Photo 1 : la salle du Chaos avec un regard partiel sur le sommet du cône d'éboulis. Photo 2 : le paysage est nettement différent de celui observé dans la « Salle du Chaos ». Véritable galerie étroite, la rivière souterraine parcourt les rapides pour former un lit plus large dans la « Salle du Chaos » (Clichés B. Jabbour-Gédéon).

CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LA GROTTA DE JEITA
GALERIE DE LA RIVIERE SOUTERRAINE

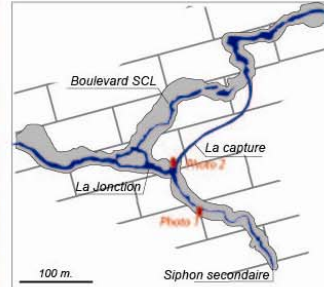
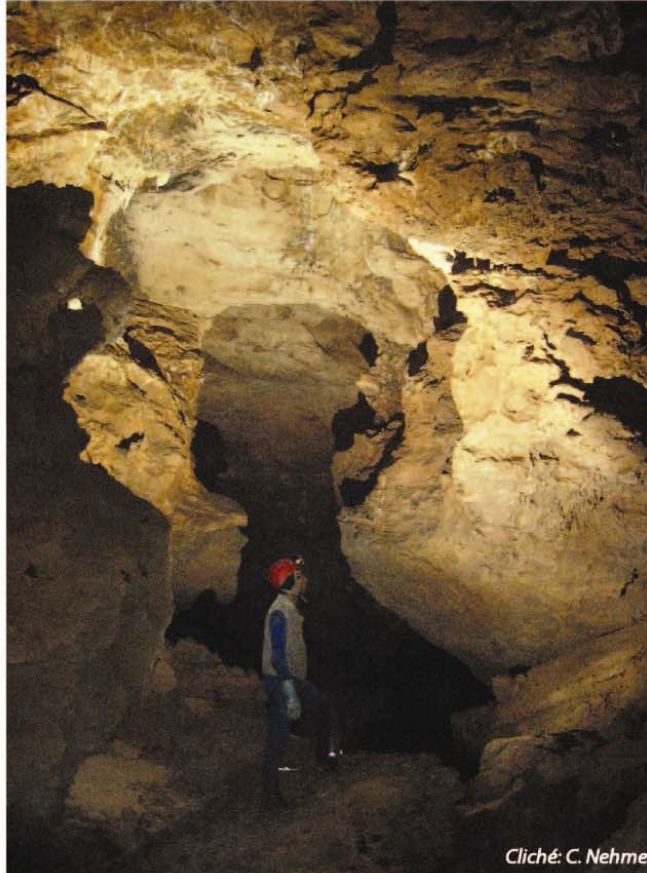
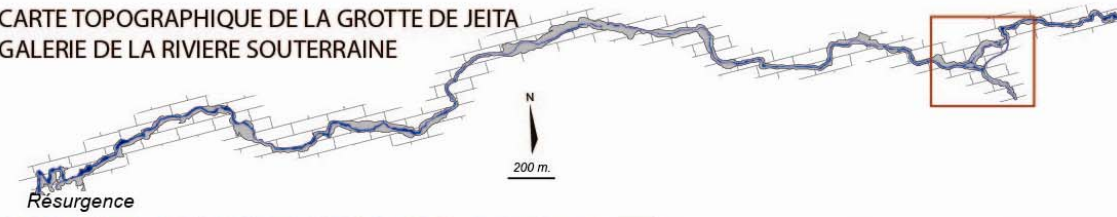


Photo 1: la galerie de la rivière cachée du siphon secondaire. On note tout le long de la galerie, des morphologies tubulaires au sommet suivie d'un retrecissement en méandre attestant un creusement vers l'aval. La base de la galerie est marquée par une morphologie semi-tubulaire scellée par des dépôts fluviatils (sables et galets).

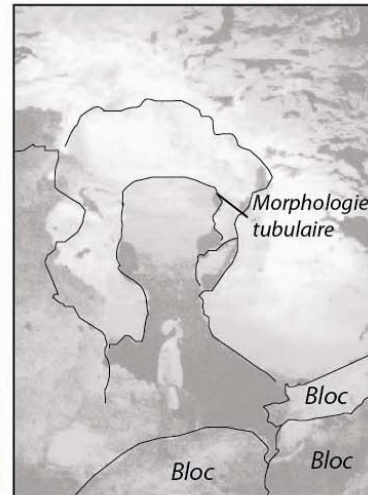


Photo 2: une vue prise depuis l'affluent secondaire montre la capture de l'écoulement provenant du siphon terminal par celui du siphon secondaire. Les deux affluents joints, plus en aval, forment la rivière de Jeita.

Figure 7.19. Les photos 1 et 2 révèlent les morphologies de la rivière cachée, en amont de la rivière de Jeita. Photo 1 : la forme complexe et évoluée d'un conduit tubulaire et surcreusé ensuite par la rivière de Jeita. Photo 2 : un regard sur la capture de l'affluent majeur de Jeita (Siphon terminal) par la rivière cachée (Siphon secondaire) (Clichés S. Amhaz, C. Nehme).

CONCLUSION

La basse vallée du Nahr el Kalb se caractérise par un dispositif analogue à celui observé dans la vallée d'Antélias : un système karstique barré par les assises du Crétacé inférieur. Le niveau de base karstique, fixé au contact entre le massif carbonaté et les assises imperméables, s'exprime par deux émergences majeures : les sources de Qashqoush (46 m) et la résurgence de Jeita (59 m). L'évolution du niveau de base s'est traduite par des (re)structurations du drainage souterrain, notamment dans le réseau de Jeita qui se développe parallèlement au talweg de la vallée. L'étagement des galeries sèches et actives entre 46 m (émergence de Qashqoush) et 140 m (hauteur maximale des galeries supérieures de Jeita) d'altitude permet de suivre les différentes étapes de structuration du système endokarstique dépendant de la vallée du Nahr el Kalb.

Notre approche s'inscrit d'abord dans la reconstitution spéléogénique des réseaux endokarstiques de Jeita. Pour mener à bien cette démarche, des sites-clés ont été repérés. Le choix de ces sites repose sur leur potentiel informationnel, permettant de distinguer les différentes étapes de leur mise en place respective, et sur la possibilité de pouvoir les associer dans un même cadre morphogénique. Leur distribution altitudinale permet par ailleurs une lecture complète du canyon endokarstique. Enfin, l'accessibilité des morphologies et des formations a été un autre facteur dans le choix des sites, pour mener à bien l'observation géomorphologique détaillée dans un cadre temporel restreint.

Ces différents sites visent à reconstituer la genèse de la grotte en les insérant dans son contexte géologique et géomorphologique, afin de pouvoir poser les bases de la reconstitution des phases d'incision de la vallée du Nahr el Kelb.

CHAPITRE 8 : LES APPORTS SPELEOGENIQUES ET SEDIMENTAIRES DE MGHARET JEITA

INTRODUCTION

La grotte de Jeita a été retenue pour notre recherche, compte tenu de la reconnaissance de plusieurs paléodrains karstiques étagés entre 160 et 59 m, témoins de différentes phases de karstification. Par ailleurs, son développement parallèle à l'écoulement subaérien de la vallée interroge sur les relations qu'a pu entretenir cette cavité avec le Nahr el Kalb. Nous avons précédemment retenu quatre sites pour leur intérêt spéléogénique et leur complémentarité informationnelle : la « Salle de l'Effondrement » et la « Galerie des Soutirages » situées respectivement dans les galeries supérieures de Jeita, ainsi que « l'Entrée Aménagée » de la rivière souterraine et le site de « l'Éboulis » de la galerie inférieure.

La première partie de ce chapitre est centrée sur l'analyse spéléogénique de la galerie supérieure, en s'appuyant sur l'analyse de la cartographie géomorphologique qui a été réalisée durant la thèse. Les résultats de l'étude sédimentaire des dépôts détritiques présents dans la « Galerie des Soutirages » seront présentés dans le but de reconstituer les conditions hydrologiques à leur origine. L'étude spéléosédimentaire de la « Salle de l'Effondrement » et de la « Galerie des Soutirages » est accompagnée d'analyses complémentaires des morphologies de creusement visible dans le réseau supérieur. L'analyse emboîtée des formes et des formations à l'échelle du réseau nous permettra ainsi de poser les principales étapes karstogéniques visibles dans cet étage de la grotte de Jeita (phase noyée / épinoyée / vadose).

La deuxième partie du chapitre est consacrée à la galerie inférieure selon le même schéma que précédemment.

I- LES GALERIES SUPERIEURES DE JEITA : RECONSTITUTION KARSTOGENIQUE

Comme déjà précisé dans le chapitre précédent, les galeries supérieures de Jeita, qui se développent sur plus de 2.200 m (Karkabi S., 1990), présentent une grande diversité morphologique et de formations. De nombreuses morphologies de creusement originel sont encore visibles en plusieurs secteurs de la galerie, notamment au niveau de la voûte. Ailleurs, on relève des mégaformes liées à des processus d'effondrement et de réajustements mécaniques de la voûte. Ce large spectre de morphologies et de dépôts, concentrés dans la zone aval du réseau de Jeita, constitue une base de données riche pour poser les bases d'une reconstitution spéléogénique. Nous avons privilégié la « Salle de l'Effondrement » et la « Galerie des Soutirages » pour plusieurs raisons : les deux zones se situent dans l'axe du canyon principal du réseau de Jeita et possèdent des morphologies de creusement initial et de réajustements, permettant ainsi de saisir les différentes étapes spéléogéniques. L'emboîtement spatial entre les différentes familles de dépôts (blocs effondrés/plancher stalagmitique ; dépôts détritiques/plancher ; blocs effondrés/concrétions) complètent les informations spéléogéniques.

Une reconstitution de l'histoire de la mise en place de cette zone est proposée par la suite.

1. LECTURE SPELEOGENIQUE DE LA SALLE DE L'EFFONDREMENT ET DE LA GALERIE DES SOUTIRAGES

Le lever géomorphologique a été réalisé sur la base d'une carte topographique au 1/500^e des galeries supérieures, complétée en 1962 par les membres du Spéléo Club du Liban (Karkabi S., 1990). Ce document a servi comme base de données pour l'aménagement touristique du réseau. Un levé de points repères secondaires a été réalisé, afin de compléter le levé topographique initial de la zone d'étude. La construction de la cartographie géomorphologique a été réalisée en divisant la zone d'étude en plusieurs minutes de terrain.

1.1. ANALYSE DE LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE

La zone étudiée comprend la partie s'étendant au delà du circuit touristique et englobe l'ensemble de la « Salle de l'Effondrement » (*Figure 8.1.*) et le méga soutirage, lié à la rivière souterraine sous-jacente (galerie inférieure) (*Figures 8.2. et 8.3.*).

L'aménagement d'un cheminement permet de contourner le soutirage et de disposer d'une vue d'ensemble. Ce secteur correspond au « terminus » visible du canyon depuis l'étage supérieur.

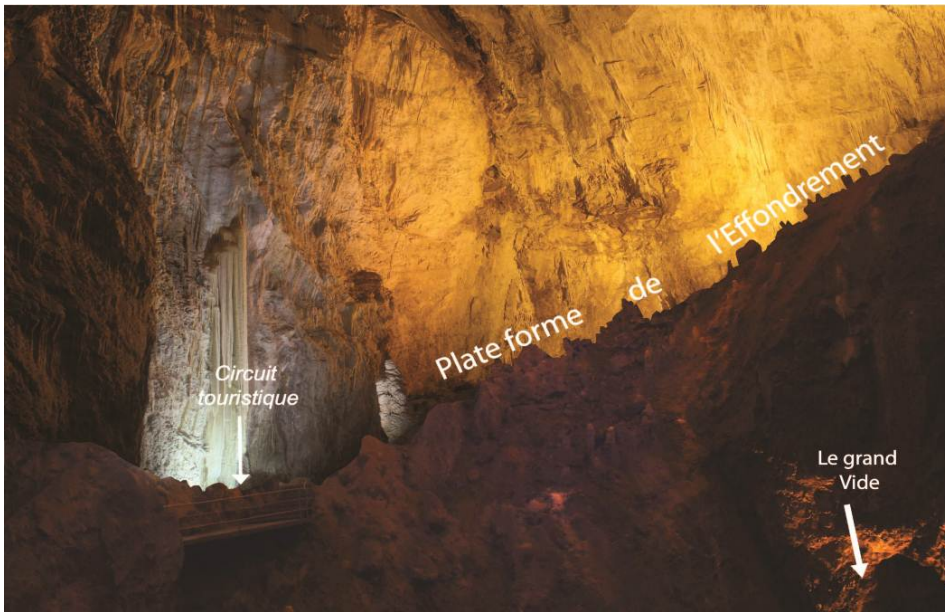


Figure 8.1. (en haut) Une vue de la plateforme d'effondrement depuis le circuit touristique. Les blocs effondrés et les concrétions cassées reposent sur le remplissage détritique originel de la galerie supérieure (Cliché J. Safi).

Figure 8.2. (ci-contre) Le grand point de soutirage, les dépôts détritiques et quelques blocs qui reposent sur les bords des escarpements. Le talus argileux est instable et glisse lentement vers la galerie inférieure (Cliché J. Safi).

Le « méga-soutirage » mesure environ 46 m de largeur et est ceinturé par « des plates-formes » sur lesquels se sont accumulés de gros blocs issus de l'écroulement d'un vaste pan de la voûte. C'est par une de ces plates-formes qu'on accède à la « Galerie des Soutirages » qui s'étend dans le prolongement du plan de faille de direction E-O, selon lequel se développe la méga-salle précédente (« Salle de l'Effondrement » associée au soutirage). Cette galerie de 200 m de développement comprend plusieurs morphologies de creusement et divers types de dépôts et formations, dont l'analyse de la disposition spatiale permet de faire ressortir les différentes étapes spéléogéniques du drain. On accède à la « Galerie des Soutirages » *via* un talus de blocs provenant du foudroyage d'un pan de paroi et de plafond.



Figure 8.3. Prise de vue du cône d'éboulis depuis la « Galerie des Soutirages », donnant vers la grande « Salle de l'Effondrement », située plus haut que le niveau de développement de la galerie (Cliché M. Arzouni).

Un épais plancher stalagmitique au sein de la « Galerie des Soutirages » repose sur un remplissage argilo-sableux. Ce plancher est marqué dans plusieurs secteurs de la galerie par de nombreuses fractures, liées à des phénomènes de soutirage et/ou d'évacuation, voire tassement, du matériel détritique sous-jacent (cf. *Planche 4, pochette*). On observe d'ailleurs dans ces secteurs des concrétions inclinées ou translitées (*Figure 8.4.*) et des stalagmites cassées et re-cimentées sur le plancher.



Figure 8.4. Photo de gauche : une stalagmite avec 4 axes de croissance translités. Photo de droite : un pilier stalagmitique penché. La disposition des concrétions révèle le processus de soutirage du matériel argileux sous le plancher, entraînant un démantèlement des coulées, piliers et draperies (Clichés C. Nehme).

Ces ruptures (*Figure 8.5.*) visibles dans le plancher peuvent atteindre plusieurs mètres de largeur et plus d'une dizaine de mètres de profondeur (cf. *soutirage III et IV in cf. cf. Planche 4, pochette*). Ces ruptures donnent accès au remplissage argilo-sableux. Ces dépôts semblent être le témoin d'un remplissage plus important ayant été partiellement décolmaté. L'observation de ce remplissage montre que les premiers niveaux situés sous le plancher sont composés de dépôts silteux et sableux. Les niveaux situés à quelques mètres de profondeur sous le plancher sont plutôt des dépôts argileux. Cette séquence est particulièrement visible au niveau des Soutirages I, II et III. La présence de ce remplissage au niveau de la galerie supérieure de Jeita interpelle. S'agit-il d'un remplissage contemporain ou postérieur au

fonctionnement en drain de cette galerie ? Le remplissage a-t-il été total ou partiel ? Le colmatage argilo-sableux s'est-il limité au niveau des dépôts détritiques observables sous le plancher stalagmitique ?

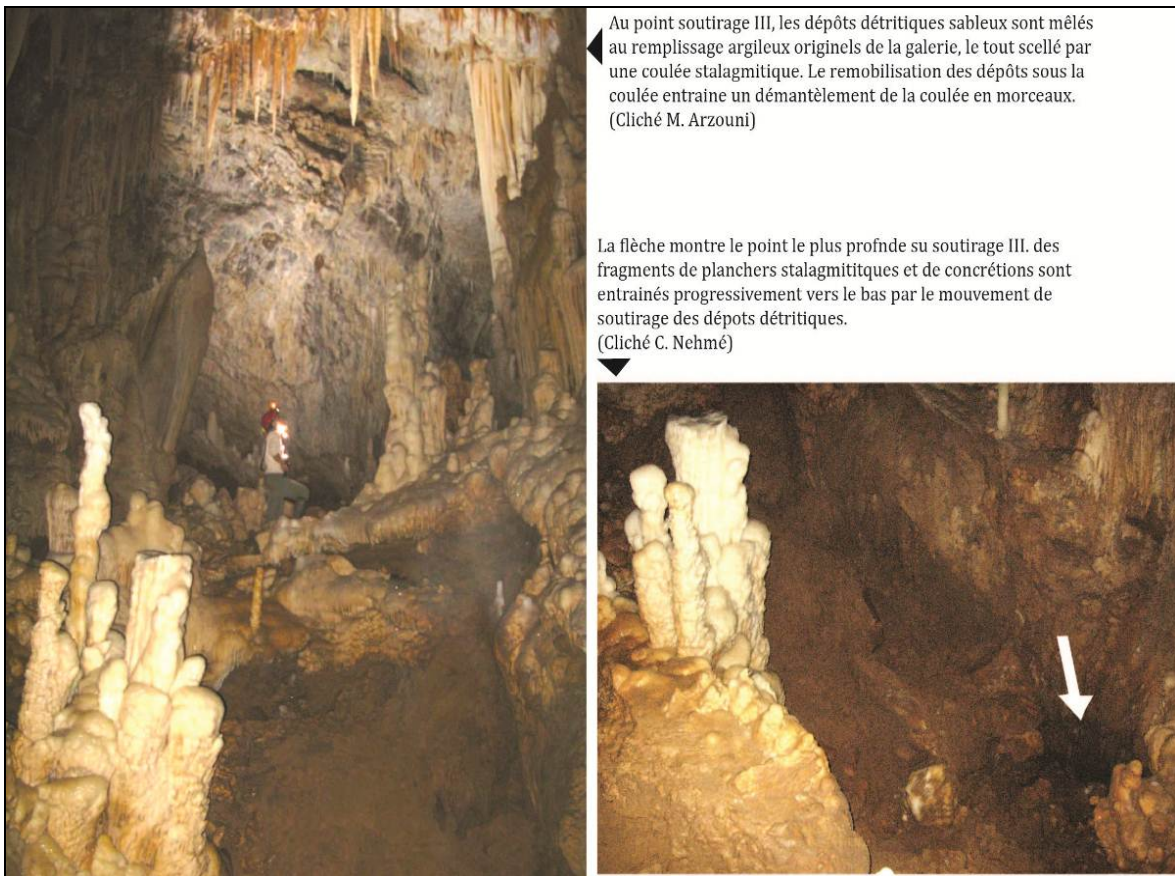


Figure 8.5. Les différentes zones de rupture des planchers dans la « Galerie des Soutirages ».

La vérification d'anciens témoins de dépôts détritiques au-dessus de l'« actuel » plancher est essentielle pour caler notre raisonnement spéléogénique. Leur présence ou leur absence induit, en effet, des processus morphogéniques différents. L'étude géomorphologique de ce secteur n'a pas permis, dans l'état actuel de visibilité des parois, de relever de trace de cette formation au-dessus du niveau du plancher stalagmitique. Cette absence doit être nuancée par le fait que les parois sont, soit recouvertes de coulées et de draperies masquant d'éventuelles témoins de remplissages, soit elles ont été affectées par des processus de foudroyage et de détente mécanique qui ont effacé tous les témoins pariétaux (formes et remplissages - Figure 8.6.). Par contre, en progressant au delà du soutirage IV, on a relevé d'anciens témoins de remplissages argilo-silteux dans la partie supérieure de la galerie. Ces témoins sont visibles à plusieurs endroits de la galerie (Figure 8.7.), jusqu'au fond du drain où l'on aperçoit des dépôts détritiques scellés partiellement par des coulées de calcite au niveau de la section WX et YZ.



Figure 8.6. Au niveau de l'entrée de la « Galerie des Soutirages », le long de la paroi nord, des strates calcaires se détachent de la paroi (Cliché B. Jabbour Gédéon).

Dans ce même secteur, on relève des coupoles de plafond, ainsi que des formes semi-elliptiques, en paroi gauche (cf. sections UV, WX et YZ Figure 8.7.). Ces morphologies sont-elles à rapporter au creusement initial de la cavité en régime noyé de type drain? La présence de ces formes et de témoins d'anciens remplissages argilo-silteux constituent des jalons pour poser l'hypothèse d'un creusement initial en régime noyé de la « Galerie des Soutirages ».

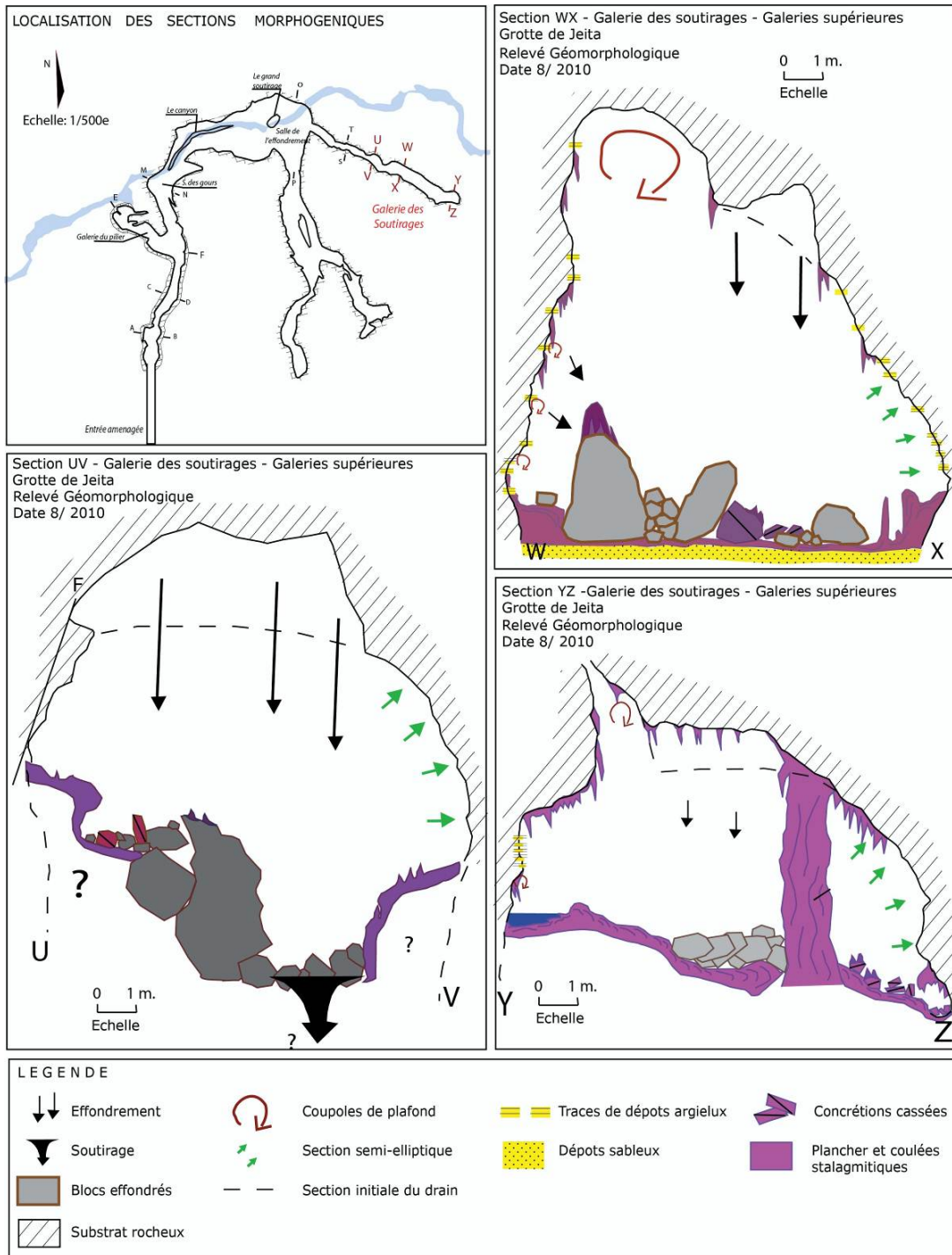


Figure 8.7. Les sections de la « Galerie des Soutirages » révèlent des morphologies de creusement initial : des coupoles de corrosion marquent le plafond (Section WX et YZ). On observe deux types de remplissage. Le premier est argileux et couvre en partie les parois des sections jusqu'au plafond de la galerie (Section WX). Le deuxième se situe sous le plancher (Section WX). A partir des craquelures du plancher, on observe un dépôt de sable fin. Des blocs d'effondrement (Section UV et YZ) et de détachement de la paroi (Section WX) sont postérieurs à la phase de concrétionnement qui scelle, en partie, le remplissage argileux originel et sableux. Or, dans la « Galerie des Soutirages », la présence de traces de dépôts argileux sur toute la paroi du drain montre que le remplissage a, peut-être, colmaté la totalité de celui-ci.

Il est intéressant de relever dans cette hypothèse que les coupoles, cupules, etc... sont très peu présentes dans la partie inférieure de la galerie. Cette absence est peut-être liée à l'hydrodynamique du drain. Le remplissage de la galerie est contemporain du creusement initial du drain en régime noyé : les écoulements lents déposent le matériel argileux dans la partie inférieure du drain, ce qui a pour effet de protéger les parois de la corrosion. Le colmatage de la galerie par les dépôts argileux se réalise ainsi de bas vers le haut, dans une dynamique de type paragénétique. La partie supérieure du conduit est, quant à elle, soumise aux processus de dissolution (Renault P., 1967, 1970 ; Lignier V., 2001 ; Perroux A.S., 2005).

Ce type de creusement initial en régime noyé ne nécessite pas de disposer d'un important flux d'eau, compte tenu du caractère synchrone du remplissage argileux (base du conduit) et du creusement du drain (sommet du conduit).

Les témoins morphogéniques liés à un probable creusement paragénétique restent cependant limités à ce seul secteur de la « Galerie des Soutirages » (terminus). Dans le reste de cette galerie, l'évolution postérieure par réajustements mécaniques et concrétionnement a gommé les éventuelles mémoires d'un paléodrain paragénétique. Ainsi, la physionomie actuelle de la galerie ne permet pas d'aller plus loin dans cette hypothèse du creusement de type « paragénétique ». Des observations sont alors nécessaires dans d'autres secteurs des galeries supérieures de Jeita, afin d'étayer cette hypothèse.

Le remplissage scellé et protégé par le plancher stalagmitique (*Figure 8.8.*) est visible dans toute la galerie. Sa composition silto-sableuse n'est pas de même nature que les dépôts argileux rapportés à un fonctionnement paragénétique. Cette différence répond-elle à des décharges plus grossières lors du fonctionnement initial en drain noyé ou d'une remobilisation du matériel paragénétique, associée à d'autres apports lors d'un fonctionnement en régime vadose postérieur, ou encore lors d'une sédimentation liée à des écoulements à surface libre dans le paléodrain en grande partie décolmaté des dépôts paragénétiques ? Afin de répondre à ces différentes hypothèses en l'absence d'un continuum entre les formations inférieures (silto-sableuses) et supérieures (argiles paragénétiques), nous avons centré nos observations sur le remplissage silto-sableux du fait de sa relative continuité spatiale. Il ressort de cette observation la relative cohérence entre les niveaux supérieurs de ce remplissage et le plancher stalagmitique qui le scelle (*Figure 8.8.*). Cette cohérence suggère un dépôt lié à des eaux à surface libre, jusqu'à son niveau actuel (126-128 m) dans un conduit ayant été partiellement dégagé du colmatage paragénétique. Ces écoulements à surface libre seraient ensuite passés à des circulations de plus en plus incrustantes à l'origine du plancher stalagmitique. Cette hypothèse reste à vérifier, notamment lors de l'étude sédimentaire des dépôts (*cf. infra*).

L'interprétation de la mise en place des formes et des formations de la « Galerie des Soutirages » permet d'avancer des premières hypothèses sur le creusement, ainsi que sur les processus responsables de l'évolution et des réajustements de la galerie. Or, ces processus liés à l'histoire « récente » de cette galerie s'expriment également dans la morphologie de la grande « Salle de l'Effondrement » (*cf. Planche 4, pochette*) qui se situe dans le prolongement de la « Galerie des Soutirages ».



Figure 8.8. Le niveau-repère situé entre 126 et 128 m d'altitude. Il s'agit d'un plancher stalagmitique qui scelle un remplissage sableux amené par un écoulement fluvial. Ce remplissage s'est effectué après le décolmatage partiel de la galerie des dépôts argileux « paragénétiques » (Cliché B. Jabbour Gédéon).

Le passage entre ces deux secteurs correspond à un talus de blocs partiellement recouvert par un plancher stalagmitique. Les blocs proviennent du démantèlement des parois à la fois, du terminus de la « Galerie des Soutirages » et de la grande « Salle de l'Effondrement » proprement dite (Figure 8.9.).

Les morphologies et les formations de cette grande salle renvoient à un processus relativement récent par rapport à la genèse de la galerie supérieure et à plus forte raison de la cavité. Ce n'est en effet qu'après l'évacuation du remplissage silto-sableux par recreusement, décolmatage ou soutirage généralisé, que le foudroyage de la voûte de la Grande « Salle de l'Effondrement » s'est produit : en effet, on remarque que le remplissage détritique initial est scellé par les blocs de dimensions plurimétriques issus de l'écroulement du plafond et des parois. Après cet effondrement, dont les blocs ont pu continuer à fluer vers la base du méga-soutirage, le concrétionnement (coulées et stalagmites) a eu pour effet de sceller le matériel clastique. Il est intéressant de relever le caractère chaotique des spéléothèmes (stalagmites cassées, translitées, recimentées, etc...) qui témoigne d'un fluage plus ou moins actif du talus de blocs. Ce processus est bien visible sur les parois SO de la Grande « Salle de l'Effondrement ». Au niveau des parois S et SE de la salle, on remarque, par ailleurs, une relative permanence des phénomènes gravitaires et de détente mécanique : des blocs issus de la paroi recouvrent des coulées récentes. Les cicatrices des détachements sont encore visibles à certains endroits (Figure 8.7.).

Toutes ces morphologies récentes par rapport au creusement de la cavité ont masqué les formes initiales du creusement de cette salle. Seules quelques traces de dépôts détritiques sont visibles au niveau d'une petite galerie perchée, dix mètres au-dessus de l'entrée de la « Galerie des Soutirages » (Figure 8.9.). De même, l'observation des voûtes sud et nord de la Grande « Salle de l'Effondrement » révèle les quelques morphologies de creusement initial au niveau du plafond. Ces formes s'apparentent, peut-être, à des coupoles de corrosion (Figure 8.9.).

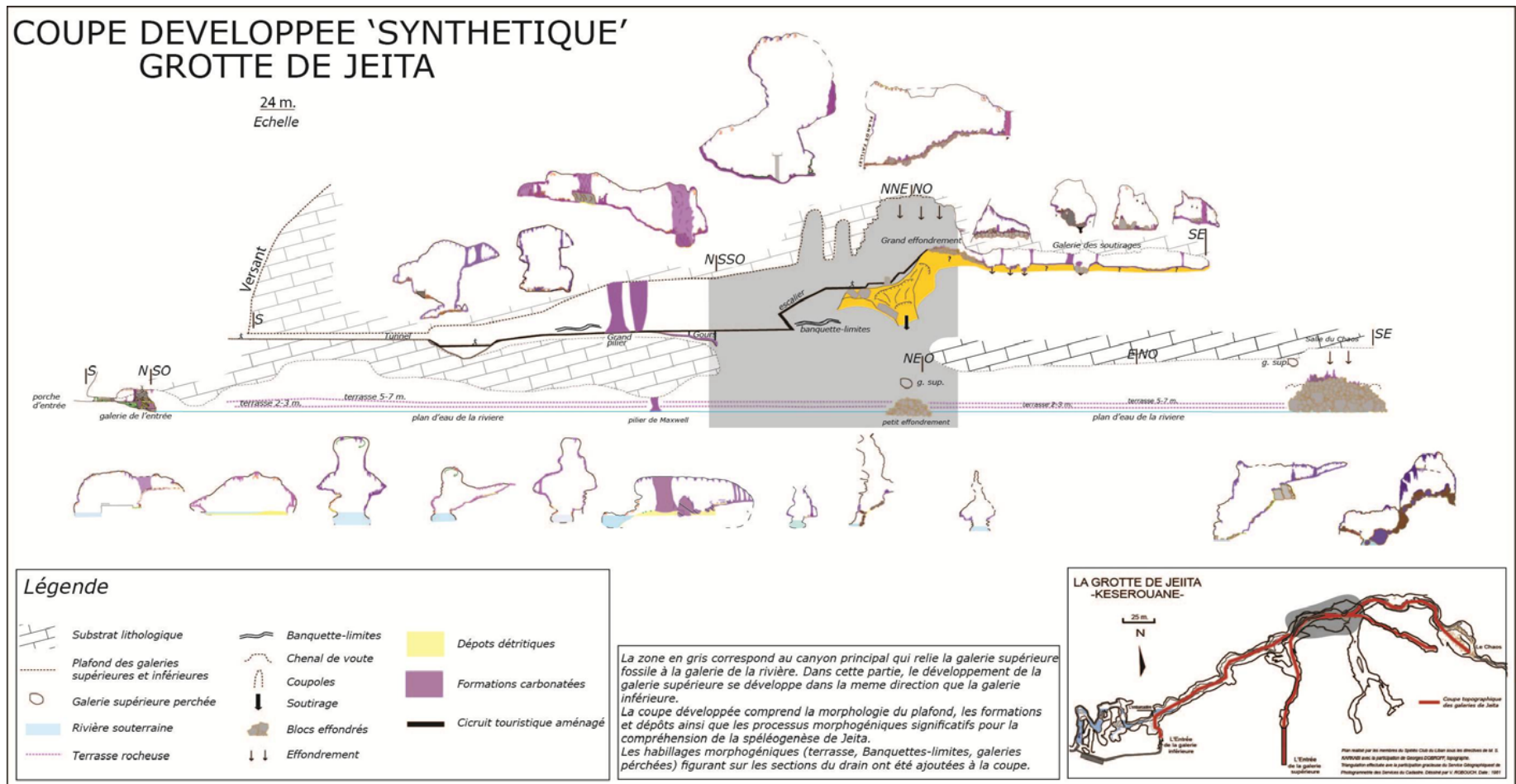


Figure 8.9. Cette coupe synthétique est le résultat du lever détaillé des sections qui ont été replacées sur la carte topographique des galeries supérieure et inférieure. L'objectif est de montrer la morphologie d'ensemble des drains supérieur et inférieur de la grotte de Jeita.

La reconstitution relative basée sur la cartographie détaillée et des sections habillées a permis de mettre en avant les étapes morphogéniques qui restent à préciser en l'absence de plusieurs témoins, qui ont été gommés dans les secteurs étudiés de la Grande « Salle de l'Effondrement » et de la « Galerie des Soutirages ». L'analyse de la partie sommitale du canyon que nous rapportons au réseau supérieur nous apporte des informations complémentaires, quant au creusement initial de la cavité et aux phases spéléogéniques postérieures.

1.2. L'APPORT DE L'ETUDE MORPHOLOGIQUE DE LA PARTIE SOMMITALE DU CANYON DANS L'IDENTIFICATION DES CONDITIONS INITIALES DE CREUSEMENT

Le lever de sections tous les 20 à 30 m le long de l'axe principal du canyon nous a permis de construire une coupe synthétique pour les drains supérieurs (*Figure 8.9.*) et inférieurs. Ce document permet d'avoir une vue d'ensemble sur tout le réseau aval de Jeita (partie touristique et galerie inférieure, jusqu'à la « Salle du Chaos ») et de replacer toutes les morphologies de creusement relevées sur le terrain, dans un même document.

Parmi les principales morphologies de creusement visibles dans les galeries supérieures, on relève surtout trois éléments morphogéniques importants : (i) des banquettes-limites (section CD ; *Figure 8.10.*), (ii) des coupoles de corrosion sériées le long de fractures (*Figure 8.11.*) et (iii) les voûtes d'équilibre (*Figure 8.13.*).

1.2.1. LES BANQUETTES LIMITES DE LA GALERIE SUPERIEURE DE JEITA

Sur la paroi gauche à 50 m de l'entrée touristique et à 2 m de hauteur au-dessus du cheminement touristique, on relève deux encoches parallèles, disposées en « vagues ». Elles se développent sur une vingtaine de mètres de longueur et sont partiellement couvertes de placages détritiques (*Figure 8.10.*). Leur cote altitudinale varie entre 98 et 100 m. Le caractère 'subhorizontal' de ces encoches n'est en rien conforme au dispositif structural : les strates calcaires du Jurassique sont, à ce niveau de la cavité, affectées par un pendage de 20° à 26°. L'étude de ces banquettes fait ressortir les éléments suivants :

- la présence d'encoches pariétales, qui révèlent un creusement initial en régime noyé de type paragénétique. Le remplissage, encore visible dans certaines encoches, est contemporain du fonctionnement paragénétique et d'un creusement du drain par aggradation, au fur et à mesure que le remplissage colmate la base du drain (Renault P., 1967, 1970).
- la disposition subhorizontale de ces banquettes et des traces du remplissage qui leur sont associées permet de fixer un niveau de stationnement des écoulements vers 100 m d'altitude. Nos observations ne montrent toutefois pas la présence de banquettes, aussi bien au dessus qu'en contrebas de ce niveau 100 m.

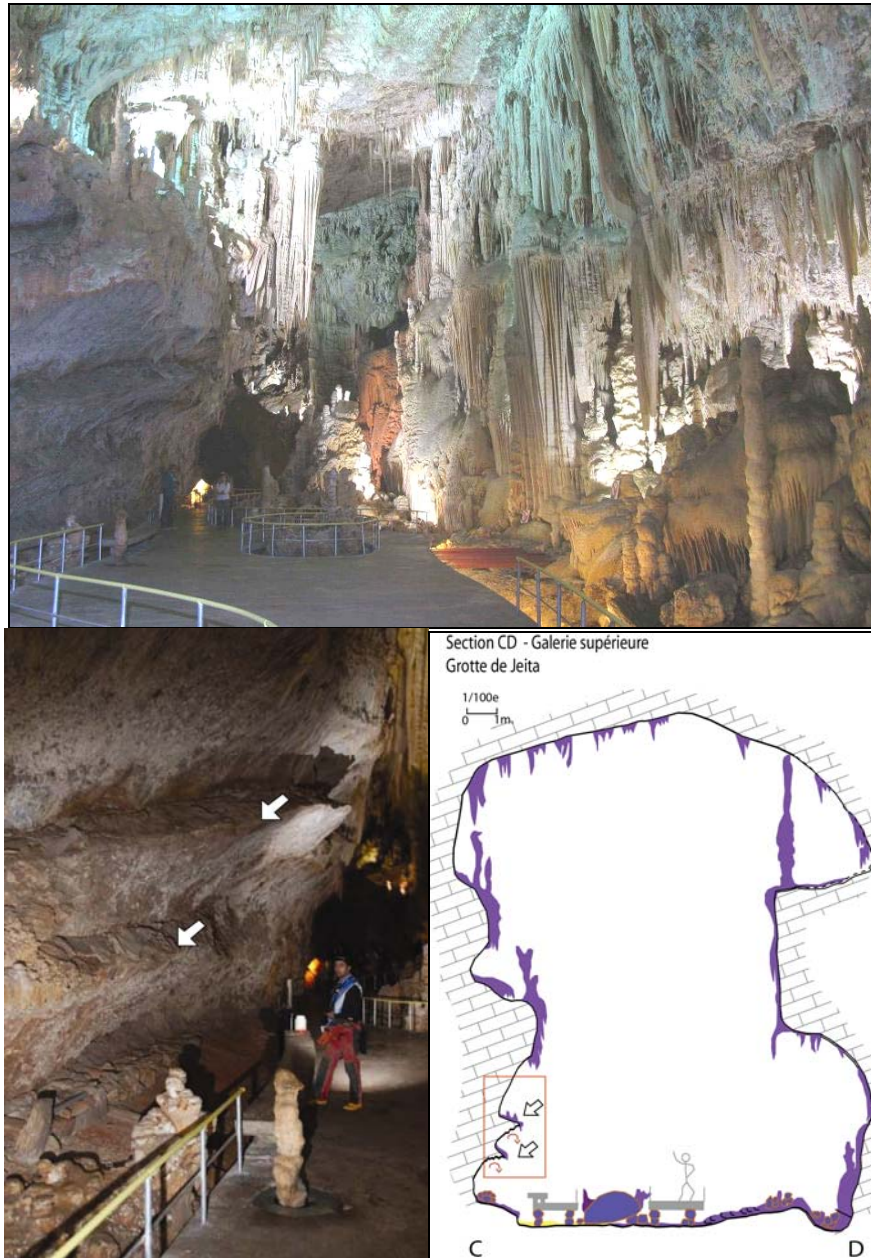


Figure 8.10. Photo du haut : la galerie supérieure de la grotte de Jeita où l'on aperçoit, sur la gauche, la paroi originelle du drain (Cliché M. Arzouni). Photo de gauche : Une vue rapprochée de la paroi originelle de la galerie montre deux encoches superposées, sur lesquelles on aperçoit un placage de dépôts détritiques argileux. Ces encoches sont probablement des banquettes-limites qui témoignent d'un remplissage argileux contemporain du creusement de la galerie (Cliché S. Jaillet). La section détaillée CD (en bas, à droite) montre la localisation des encoches à la base du conduit. Les coulées recouvrent le reste de la paroi et scellent, probablement, d'autres témoins morphogéniques de creusement.

1.2.2. LES COUPOLES DE LA GALERIE SUPERIEURE DE JEITA

Les sections EF, KL, IJ, GH de la « Galerie du Pilier » (Figure 8.11.) soulignent la présence au plafond de larges coupoles. Quoique discrètes, on aperçoit une série de coupoles plus ou moins profondes le long de cette galerie (Figure 8.11.). Elles s'alignent le long d'une fracture qui a orienté le creusement de ladite galerie dans une direction SE-NO. On aperçoit également un placage argileux au niveau de ces coupoles. Ces indices renvoient à la formation initiale de la galerie au moment où le remplissage

atteignait probablement le ras du plafond, lors du fonctionnement du drain en régime noyé en régime paragénétique.

Plus on remonte dans le canyon principal (vers le terme de la visite), plus les coupoles sont profondes. A titre d'exemple, au-dessus de la plateforme qui marque la fin du circuit touristique, une importante coupole, profonde de 25 m, affecte le plafond du canyon (Figures 8.12., 8.13.). Au delà du grand soutirage et de la voûte d'équilibre qui le surplombe, une autre coupole similaire est visible au sommet du canyon. De même, les cupules et placages détritiques au ras de la voûte, au niveau de la section OP (Figure 8.12.), renvoient à un creusement en régime noyé aux écoulements turbides.

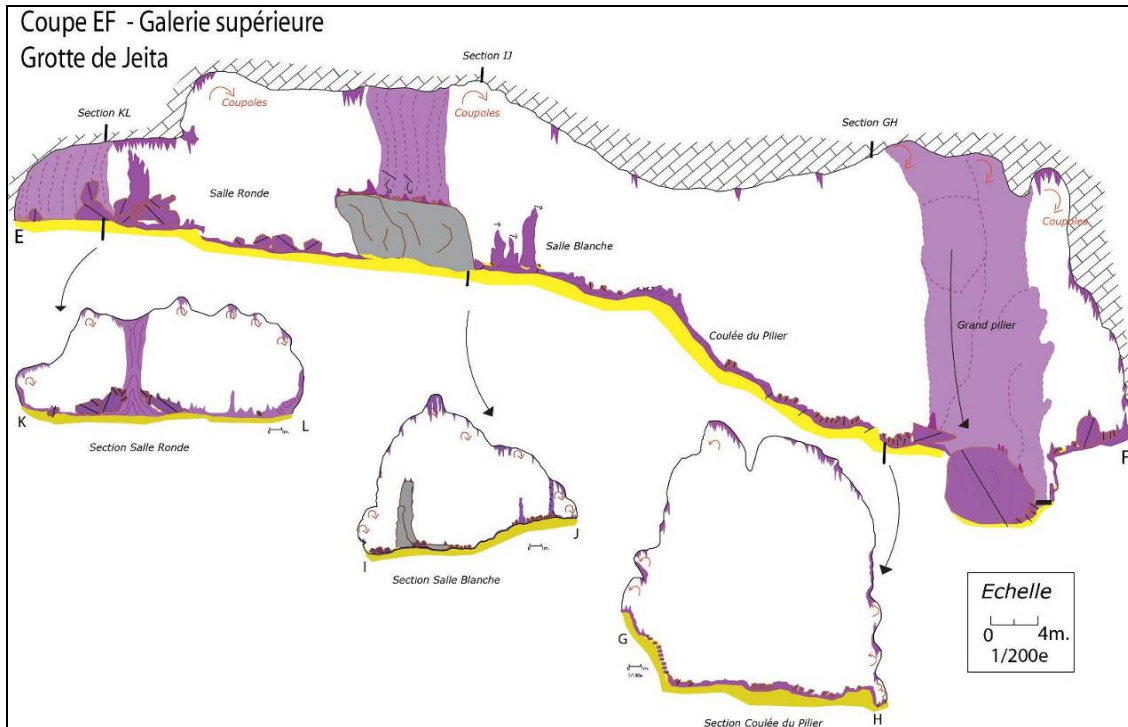


Figure 8.11. La coupe développée de la « Galerie du Pilier » met en avant les morphologies pariétales (coupoles), le long du toit de la galerie. Les traces de dépôts détritiques le long des parois coïncident avec le même niveau que la galerie perchée située à droite de la section. Ces traces renvoient à un remplissage qui aurait colmaté la quasi-totalité du drain. La coulée nappe le remplissage après son évacuation par un écoulement.

L'ensemble de ces éléments permet de confirmer l'hypothèse d'un ancien creusement de la cavité en régime noyé. La présence d'un important remplissage argileux, de banquettes-limites et de coupoles plus ou moins profondes dans différents secteurs de la galerie supérieure suggère un fonctionnement paragénétique, qui se caractérise par un creusement ascendant du drain « initial » (Renault P., 1967) au fur et à mesure de la sédimentation des particules fines (remplissage argileux).

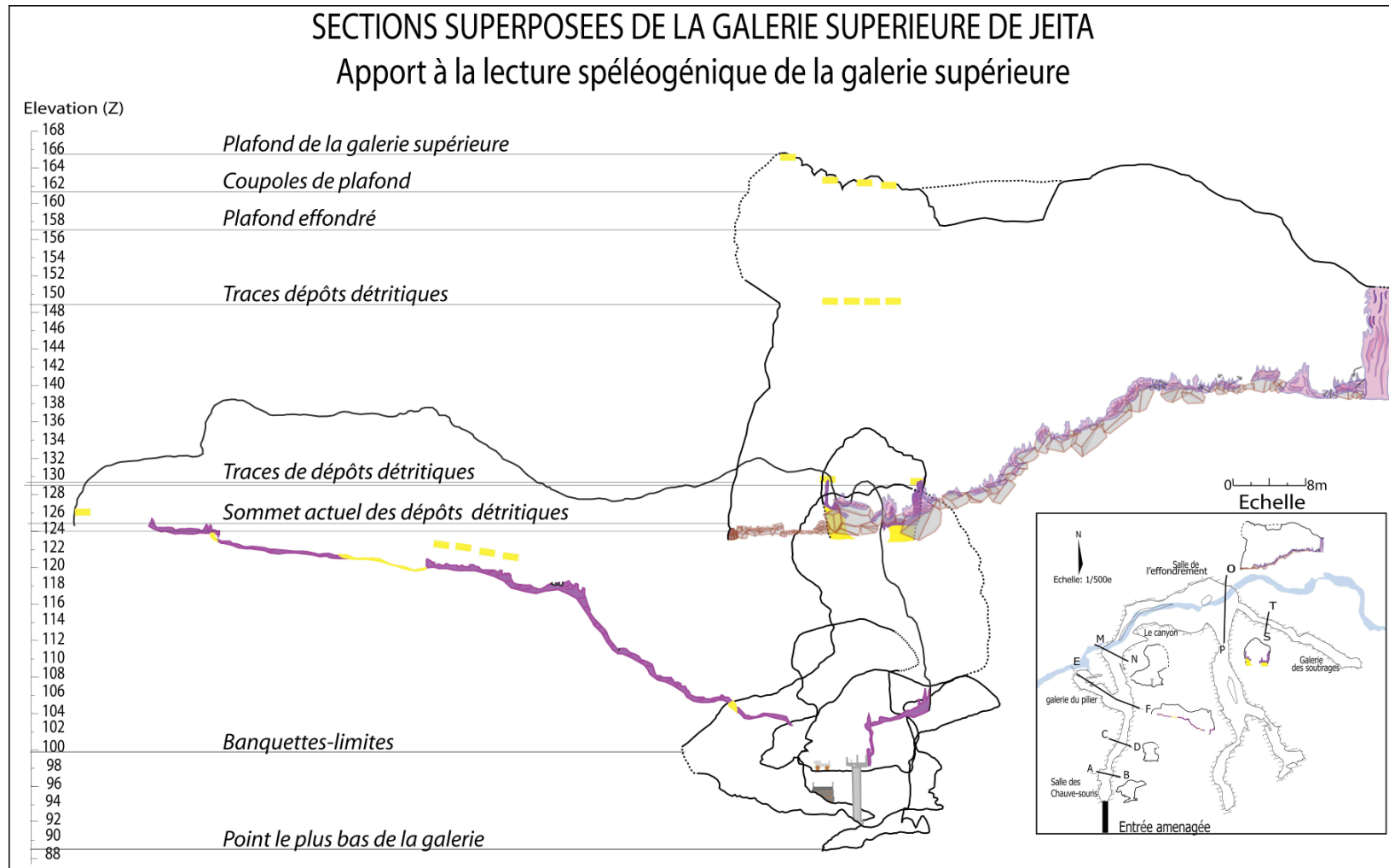


Figure 8.12. La reconstitution altitudinale des sections de la galerie supérieure. Les sections révèlent les morphologies et les traces de dépôts originels de cette galerie.

1.2.3. LES VOUTES D'ÉQUILIBRES DE LA GALERIE SUPÉRIEURE DE JEITA

A la fin du circuit touristique, on observe au niveau du plafond deux voûtes d'équilibre, intercalées d'une profonde coupole (Figures 8.13., 8.14.). Leur mise en place est liée à la détente et aux rééquilibrages mécaniques des strates calcaires. Ce processus est postérieur aux étapes morphogéniques suivantes.



Figure 8.13. Photo de la voûte de la galerie supérieure prise depuis la fin du circuit touristique. Elle révèle la présence de deux voûtes d'équilibre entre lesquelles on aperçoit deux profondes coupoles. Leur hauteur atteint 25 m de développement. A gauche de la photo, on remarque les traces de l'effondrement des blocs de la voûte (Cliché J. Safi).

Suite au fonctionnement paragénétique, le conduit a évolué en régime vadose et a été le siège d'un écoulement à surface libre ; celui-ci est responsable du recreusement du remplissage paragénétique. Ce processus a entraîné le décolmatage quasi-total de la galerie dont les rares témoins des dépôts sont encore visibles vers 126-128 m dans la « Galerie des Soutirages » et 124-126 m dans la « Galerie du Pilier » (Figure 8.12) ; dans cette dernière, des traces d'un paléo-niveau de remplissage a été observé au-dessus de 128 m d'altitude (Figure 8.12. ; cf. Planche 5. Pochette). L'observation, certes lointaine, de nappage argileux dans les coupoles de plafond pourrait évoquer un colmatage initial quasi-total du paléodrain paragénétique.

De même, on observe des traces de placages argileux le long des coupoles de la « Galerie du Pilier ». Il est possible que ce remplissage ait atteint le plafond du drain.



Figure 8.14. Vue depuis la plateforme supérieure de la « Salle de l'Effondrement », donnant vers les pans calcaires effondrés qui surplombent le grand soutirage, situé plus bas. On aperçoit l'arc de la voûte d'équilibre sous les strates calcaires encore en place (Cliché J. Safi).

La mise en place des phénomènes de réajustement mécanique et de voûte d'équilibre est postérieure aux évènements précédents, c'est-à-dire au décolmatage de conduit et à son probable surcreusement par les écoulements à surface libre. Ces réajustements mécaniques restent localisés à certains secteurs du conduit (entre le canyon principal et la « Salle de l'Effondrement »). Ils sont à l'origine du chaos de blocs présents sur la plateforme de l'Effondrement (Figure 8.15.) et il est vraisemblable qu'une partie du matériel clastique ait été évacuée, soit par les écoulements et par dissolution, soit par le soutirage. Afin de parfaire ce schéma d'évolution (Figure 8.16.) qui reste en grande partie à étayer sur d'autres arguments, nous avons entrepris une analyse sédimentaire des remplissages présents dans l'étage supérieur de la cavité.



Figure 8.15. Dans le secteur sud de la grande « Salle de l'Effondrement », traces de détachement des blocs de la paroi (Cliché J. Safi).

II- ETUDE SEDIMENTAIRE DES COUPES DE LA GALERIE DES SOUTIRAGES

L'étude des morphologies de la galerie supérieure de Jeita a permis de poser les bases de certains épisodes spéléogéniques de la grotte. Celle-ci est, notamment, passée d'un régime paragénétique à un fonctionnement vadose durant lequel s'est opéré le décolmatage. Ce processus peut être relié à trois dynamiques différentes :

- une phase d'écoulement à vitesse importante, à même d'évacuer le remplissage (*cf.* diagramme de Hjulström).
- le soutirage des dépôts vers le bas dans des drains verticaux et suffisamment larges pour l'évacuation du matériel détritique.
- la suite de ces deux événements, qui se seraient succédés dans le temps

L'étape du décolmatage des dépôts détritiques mérite des investigations supplémentaires. Pour ce faire, une analyse sédimentaire a été entamée dans la « Galerie des Soutirages », afin de mieux définir les conditions de mise en place à l'origine du remplissage. Une coupe sédimentaire a été réalisée dans ce site, vu la position de cette galerie au sommet des galeries supérieures de Jeita (*Figure 8.9.*). Elle comprend également des dépôts détritiques situés à la cote d'altitude (126-128 m), la plus élevée du site. Enfin, l'accès aux dépôts y est aisé et permet de réaliser un relevé stratigraphique et des prélèvements.

2.1. LA COUPE CSJS I ET II: DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET IDENTIFICATION DES PHASES DE COLMATAGE

La séquence sédimentaire effectuée dans la « Galerie des Soutirages » a été faite au niveau du soutirage II. Les dépôts détritiques sont scellés de part et d'autre du soutirage par une coulée stalagmitique située à un niveau topographique différent (*Figure 8.16.*).

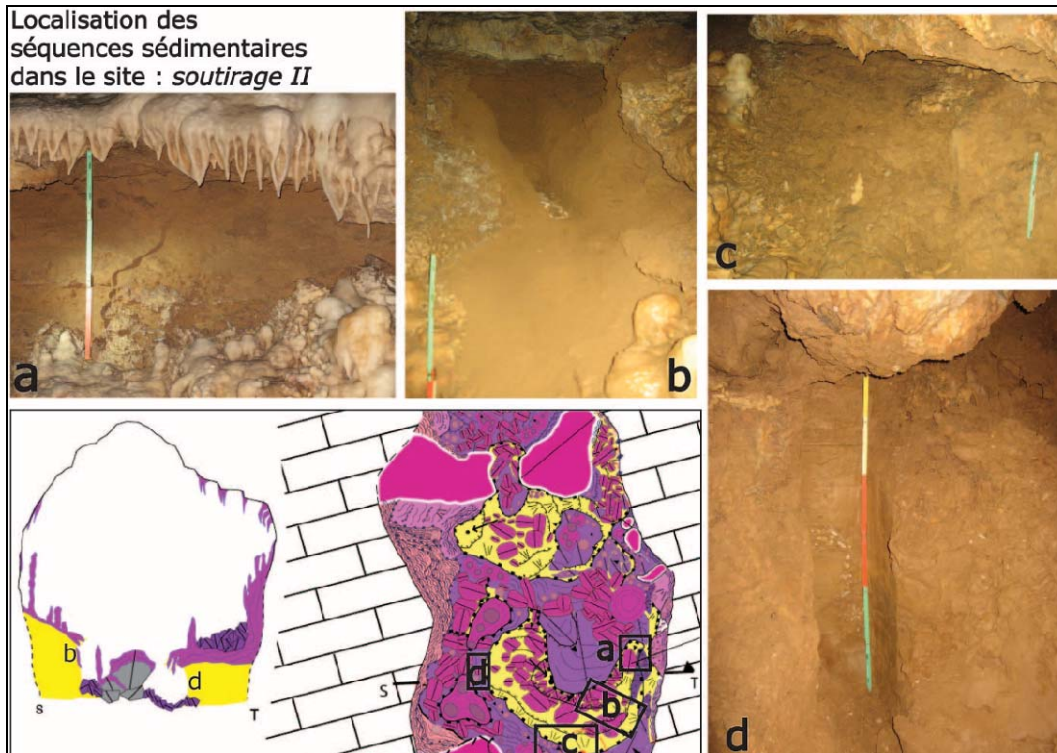


Figure 8.16. La séquence sédimentaire étudiée a été aménagée le long des sections « b » et « d ». La section « c » située entre les niveaux altitudinaux des sections « b » et « d » a été abandonnée, car les dépôts du secteur sont partiellement encroûtés de concrétions et de nouvelles coulées. La section « a » montre un niveau de plancher qui nappe les dépôts sableux du site.

Deux coupes sédimentaires ont été relevées (Figures 8.17. et 8.18.). L'objectif est d'extraire le maximum d'information possible *via* une séquence complète, tout en préservant au mieux l'intégrité des lieux. L'abondance des concrétions et les coulées sur les rebords du fossé ont rendu délicat l'aménagement d'une seule séquence sédimentaire continue. L'encroûtement profond entre les niveaux des séquences CSJS-I et II nous a poussé à abandonner cette marge de remplissage. On s'est contenté de deux séquences supérieure (CSJS-II) et inférieure (CSJS-I) avec 1,5 m de différence de profondeur entre les deux.

La séquence CSJS fait, au total, 2,35 m de hauteur. La séquence CSJS-I mesure 125 cm de longueur et la coupe CSJS-II avoisine 110 cm. La largeur des séquences atteint les 50 cm.

2.1.1 LA SEQUENCE CSJS-I

Celle-ci se compose essentiellement de dépôts fins argileux (Figure 8.17.). La base de la séquence est constituée de varves d'argiles compactes fines, avec un léger pendage vers l'ouest. Au niveau de l'U.S. 2 et 3 de la séquence, des poches composées de galets calcaires sont incrustées dans une matrice mélangée de sables, graviers et fragments de silex. Les niveaux de l'U.S. 4, 5 et 6 présentent également un pendage vers l'ouest ; on y relève quelques galets mous de couleur orangée.

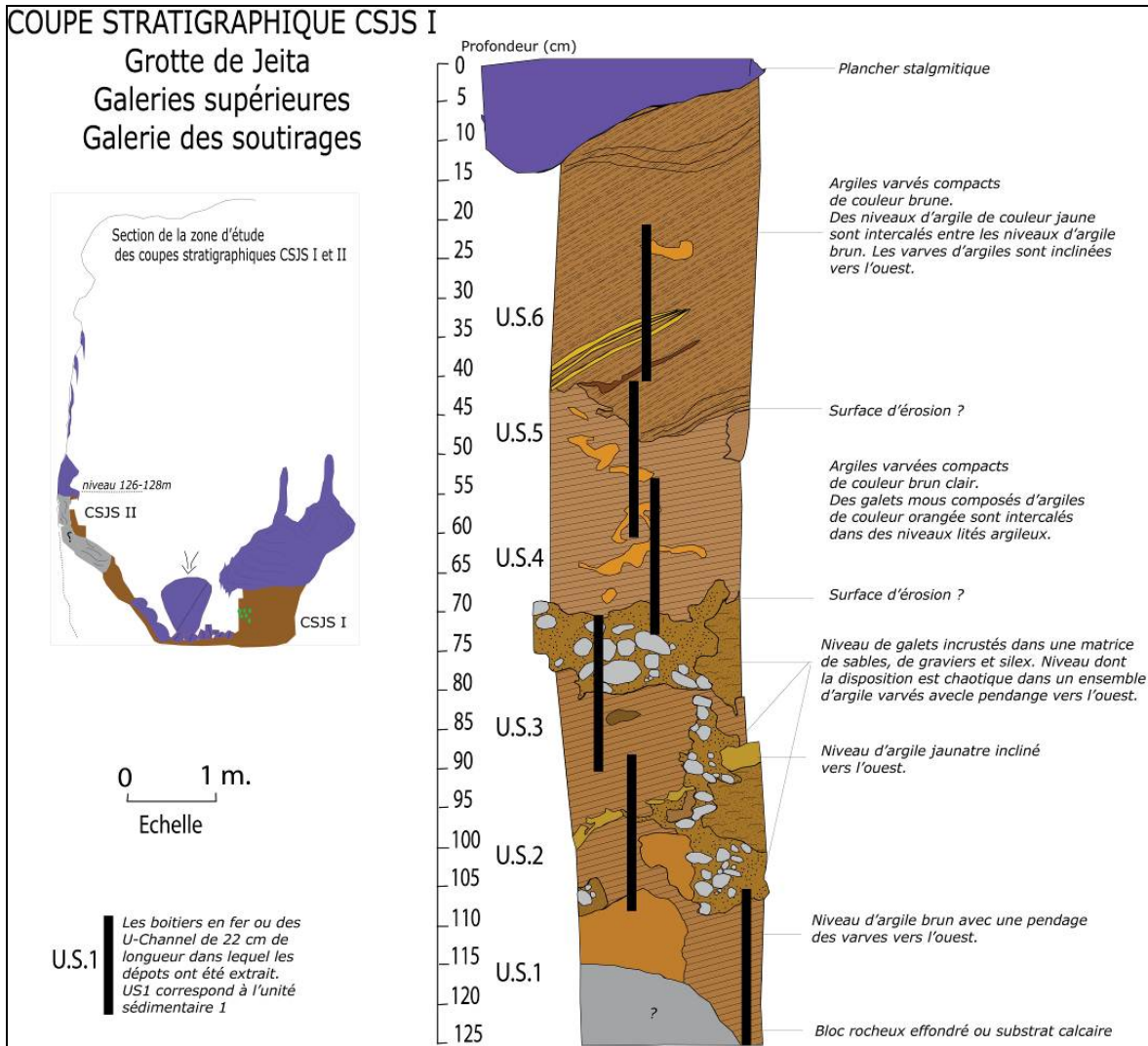


Figure 8.17. La coupe stratigraphique CSJS-I avec la description des niveaux sédimentaires.

2.1.2. LA SEQUENCE CSJS-II

Cette séquence (Figure 8.19.) se situe sous le niveau du plancher stalagmitique général de la « Galerie des Soutirages ».

La base de la coupe est formée de niveaux alternés de silts et de sables subhorizontaux. Plus on remonte vers la partie supérieure de la séquence, plus les sables sont abondants.

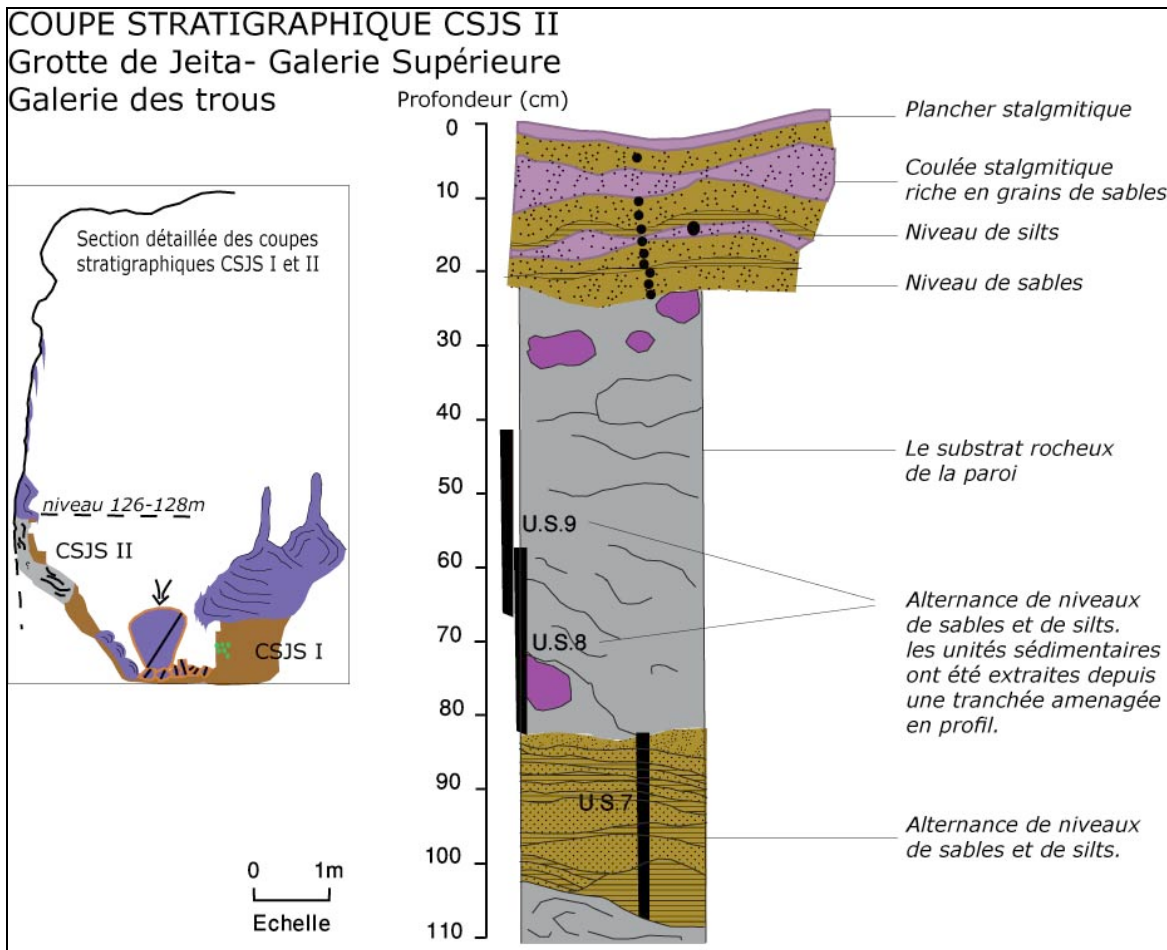


Figure 8.18. La coupe stratigraphique CSJS-II avec la description des niveaux sédimentaires.

Dans la partie sommitale, on relève des dépôts détritiques présentant des quartz intercalés entre des niveaux sableux grossiers et des débris de calcite, le tout étant scellé par un plancher stalagmitique, de 3 cm d'épaisseur, pouvant arriver à 24 cm à certains endroits. Ce dispositif stratigraphique montre donc deux séquences ayant des caractéristiques nettement différentes, tant en ce qui concerne la composition, la texture, que le dispositif sédimentaire.

De cette rapide description, il ressort que la séquence inférieure (CSJS-I) ait été « déformée » par les phénomènes de soutirage qui affecte cette galerie, alors que la séquence CSJS-I correspond à la sédimentation initiale. Par ailleurs, concernant les poches de galets de la séquence inférieure, elles sont similaires à celles repérées au niveau du secteur du Soutirage III (Figure 8.19.). Ces galets reposent sur les niveaux argileux en place. Ils sont recouverts d'une fine coulée stalagmitique.

Ces deux secteurs (Soutirage III et section CSJS-II au niveau du Soutirage II) montrent alors qu'un agencement postérieur de ces galets se mêle aux couches argileuses. Il est probable que les processus de soutirage ou de décolmatage aient mobilisé certaines couches qui se sont mélangées avec d'autres couches situées plus en aval.

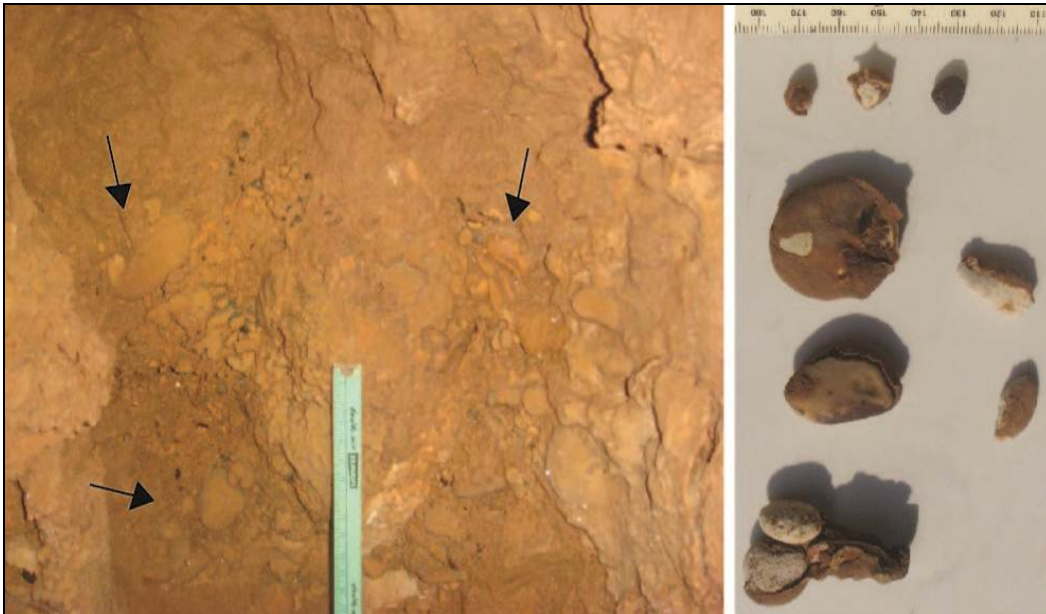


Figure 8.19. Au niveau du point de soutirage III, le long des draperies qui recouvrent les dépôts détritiques argileux, des galets sont incrustés entre ces draperies et plaqués sur les dépôts argileux remaniés. Ces galets représentent le reste d'un niveau détritique grossier qui a été décolmaté. Leur mise en place est postérieure au décolmatage du remplissage argileux (Clichés C. Nehmé).

Par ailleurs, la séquence supérieure (CSJS-II) de la « Galerie des Soutirages » est composée plutôt de dépôts silteux à sableux. Leur disposition est subhorizontale, contrairement à celle des varves d'argiles de la coupe CSJS-I. Il est probable que les effets de soutirage ou de départ du matériel détritique aient moins affecté les dépôts situés le long de la paroi droite de la galerie. Il est alors clair, d'après la composition silteuse à sableuse des niveaux de la séquence supérieure, que les conditions hydrodynamiques de mise en place sont différentes de celles des couches de la séquence inférieure. Des analyses granulométriques ont été alors réalisées pour préciser les conditions de sédimentation des dépôts des deux séquences.

2.2. ANALYSES GRANULOMETRIQUES ET CARACTERISATION DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

Neuf unités sédimentaires (Figure 8.20.) ont été prélevées à l'aide de boîtiers en fer de 22 cm de longueur (3 cm de largeur sur 3 cm de profondeur). 6 U-channels (Figure 8.20.) ont été extraits de la coupe inférieure CSJS-I et 3 de la coupe supérieure CSJS-II (Figure 8.20.). Les niveaux supérieurs de la coupe CSJS-II ont été échantillonnés suivant la méthode discontinue, vu la présence de coulées stalagmitiques entre les couches sableuses. 10 échantillons ont été prélevés de 10 niveaux sableux et silteux différents.

Les analyses granulométriques sont réalisées à l'aide du granulomètre laser MasterSizer™ de Malvern, instruments du laboratoire EDYTEM (cf. Chapitre 3, Partie III ; 3.1.c.). Le pas d'échantillonnage est fixé à 5 mm entre chaque mesure.

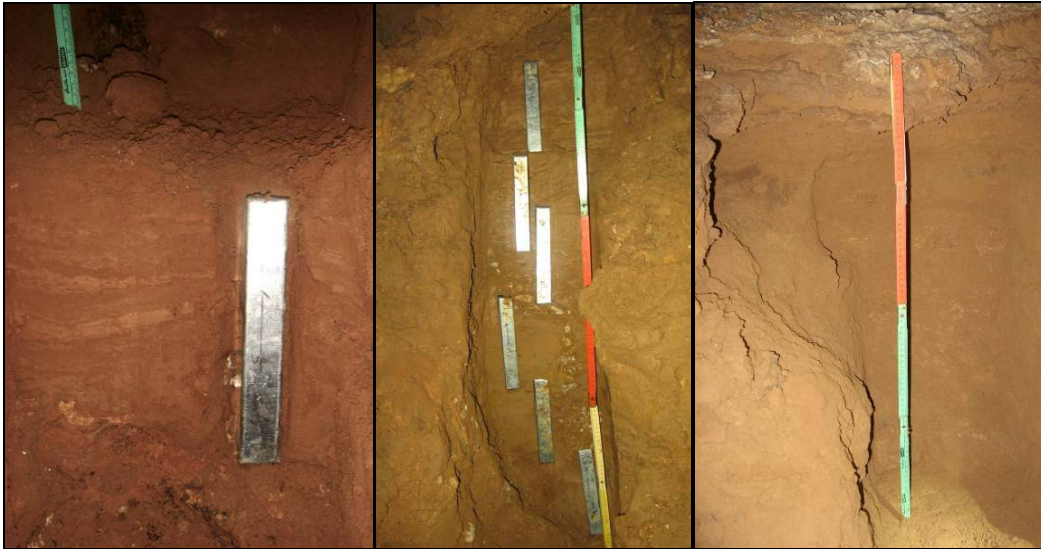


Figure 8.20. Photo de gauche : l'U.S. 7 prélevée à l'aide d'un boîtier en métal. On aperçoit la succession alternée de dépôts sableux et silteux. Photo du centre : les boîtiers ou «U-Channels» insérés dans la séquence avant le prélèvement. Photo de droite : la séquence sédimentaire CSJS-II aménagée avant prélèvement. L'état dégradé de la partie sommitale des dépôts a limité le prélèvement continu aux niveaux inférieurs (Clichés J. Safi).

Les courbes granulométriques, la proportion argile/silts/sables (Figure 8.22.), ainsi que les paramètres indirects de mesures (classement, asymétrie, mode, médiane, grain moyen), ont permis de fixer les premières caractéristiques de la sédimentation des dépôts de cette galerie.

La Figure 8.21 synthétise les courbes d'évolution des pourcentages de sables, de silts et d'argiles.

La coupe CSJS-I contient une faible concentration de particules sableuses. Les mesures à 305 cm et 312 cm de profondeur montrent des pics de concentration en sables allant jusqu'à 20 %. Les pourcentages d'argiles varient entre 60 et 80 %. On relève une légère diminution de la concentration de particules fines dans la partie supérieure de la coupe (à partir de 330 cm de profondeur). Les pourcentages des silts varient entre 25 et 40 % sous le niveau de galets (Figure 8.21.).

Au-dessus des couches à galets, les pics de silts atteignent 45 % pour certains niveaux. Les courbes d'évolution des pourcentages de sables, de silts et d'argiles montrent de faibles variations dans la coupe CSJS-I. Elles sont beaucoup plus importantes pour la coupe CSJS-II. Contrairement aux pourcentages de sables très faibles dans la coupe CSJS-I, les valeurs atteignent ici les 50 % dans les niveaux supérieurs. La courbe est très bruitée, avec des variations rapides de pourcentages allant de 5 à 50 % entre les niveaux. Ces variations renvoient à un régime d'écoulement très différent de celui à l'origine du remplissage de la séquence CSJS-I. La courbe de pourcentages d'argile est aussi significative. La courbe d'évolution montre des pourcentages variant entre 20 et 70 %. Les valeurs de pourcentages d'argile diminuent dans les niveaux supérieurs de la coupe CSJS-II (entre 0 et 24 cm de profondeurs) et varient entre 18 et 40 %.

Partie III

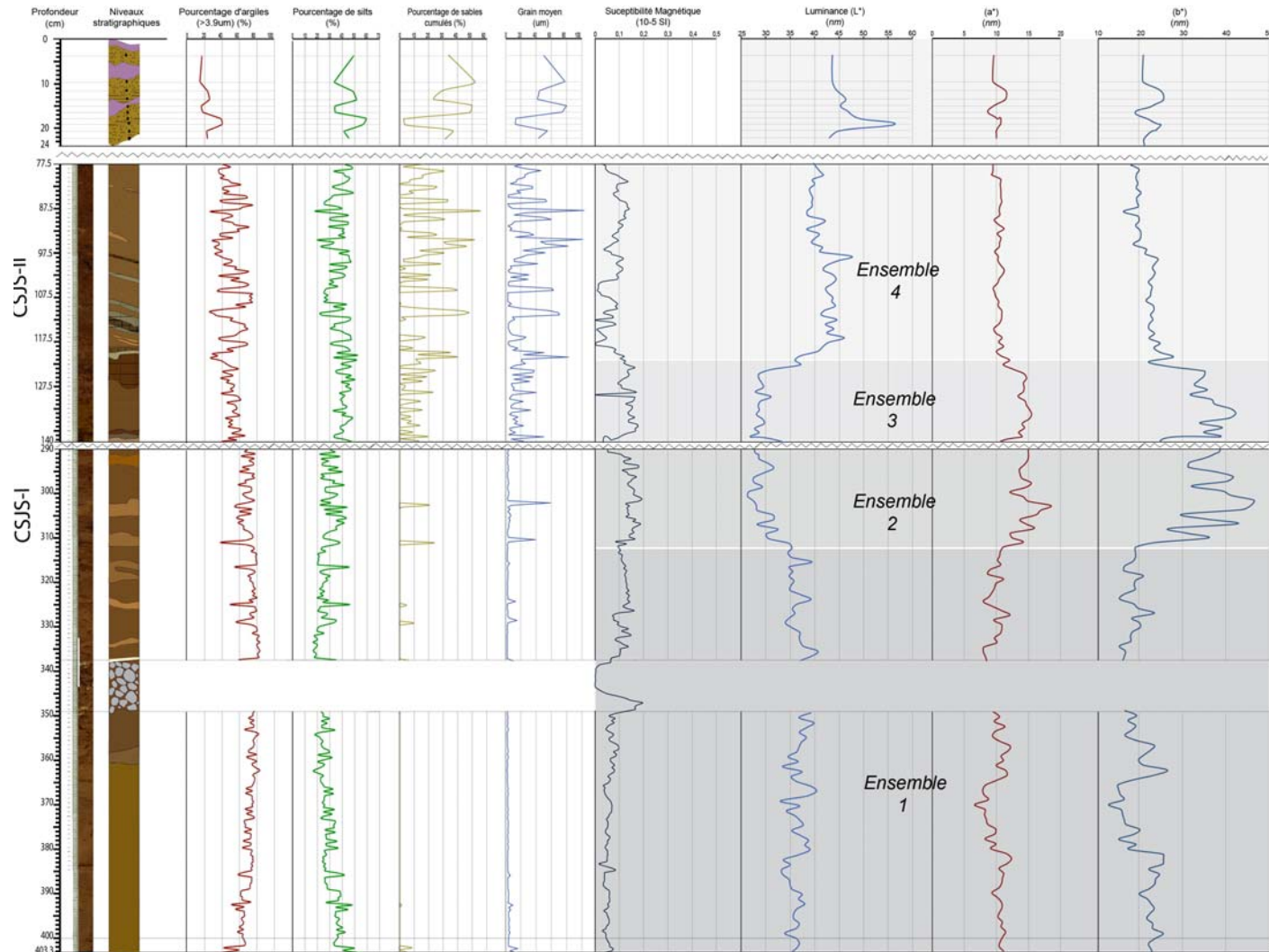


Figure 8.21. Les courbes granulométriques, magnétiques et spectro-colorimétriques mesurées le long des séquences SCJS-I et II.

En ce qui concerne les valeurs de mode, de médiane et de grain moyen des deux coupes CSJS-I et II, les courbes d'évolution entre le mode, la médiane et le grain moyen sont assez analogues. On s'est donc contenté de représenter la courbe du grain moyen (Figure 8.21.) qui traduit la force du courant responsable du transport des grains. La courbe du grain moyen de la coupe sédimentaire CSJS-I est homogène dans l'ensemble. Les valeurs de la taille des particules atteignent 5 à 10 μm . Des pics granulométriques sont clairs à 402, 330, 325, 310 et 305 cm de profondeur et atteignent 20 à 60 μm . L'évolution du grain moyen des niveaux de la coupe sédimentaire CSJS-II montre une tendance différente de la précédente. On remarque, dans l'ensemble, une courbe bruitée avec des alternances rapides de pics et creux. Les pics atteignent les 100 μm et les creux arrivent jusqu'à 5 μm .

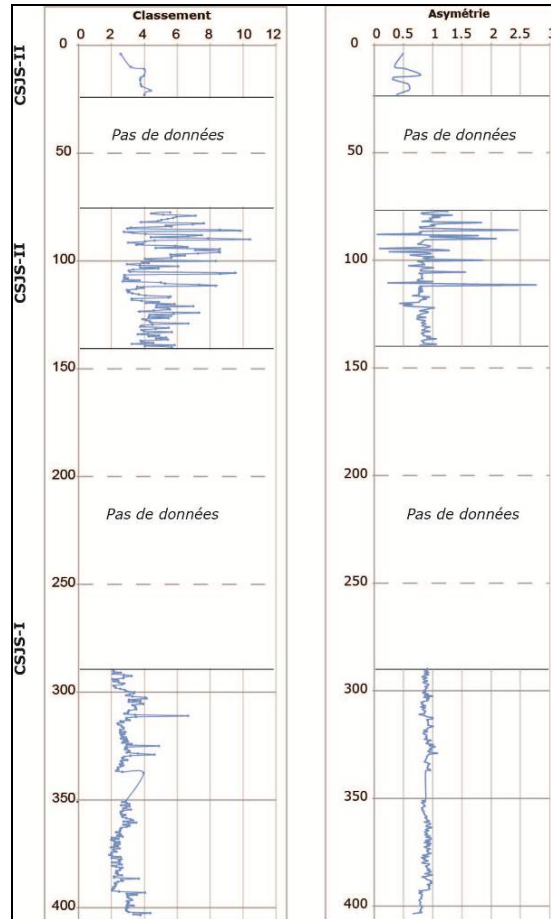


Figure 8.22. Les courbes de classement et d'asymétrie des séquences CSJS-I et II.

L'interprétation des indices de classement et d'asymétrie permet une première caractérisation sédimentaire des dépôts. En effet, le classement est un indice qui permet d'apprécier l'action de tri au cours du transport et du dépôt (Chamley H, 1987). Plus l'indice est faible, mieux le matériel est trié, renvoyant ainsi à une régularité des écoulements. Par ailleurs, l'indice d'asymétrie des dépôts endokarstiques, réinterprété par B. Losson (2006), montre plus le milieu de dépôt que les conditions de transport (Chamley H., 1988). Dans le milieu souterrain, les interprétations doivent tenir compte de l'effet de site karstique.

La Figure 8.22 montre un indice de classement variant de 2 à 4 pour la coupe inférieure (CSJS-I). La courbe est homogène et renvoie à une régularité des écoulements lors du dépôt du remplissage

argileux. Cela dénote un régime d'écoulement régulier avec un « débit » relativement constant, triant et classant les particules lors de leur dépôt. Les dépôts de la séquence supérieure (CSJS-II) sont mal triés. La courbe de classement met en avant des variations des valeurs allant de 2 à 10. Ces indices soulignent des modifications rapides et des irrégularités de l'écoulement. Celles-ci se caractérisent par un régime d'écoulement plus irrégulier, avec des débits plus variables, allant d'un évènement sédimentaire (traduit par des pics granulométriques) à un autre (traduit par des creux granulométriques). L'indice d'asymétrie exprime les caractéristiques hydrologiques ayant influencé l'accumulation des sédiments. L'analyse de la figure 8.23 montre des variations dans l'allure de la courbe. La coupe CSJS-I est caractérisée par une évolution constante des valeurs positives autour de 1, alors que les valeurs d'asymétrie de la coupe CSJS-II sont très variables. Elles varient entre 0 et 3!

Le croisement des données granulométriques, notamment entre les indices de classement et d'asymétrie (Figure 8.23.), révèle deux grands ensembles sédimentaires différents.

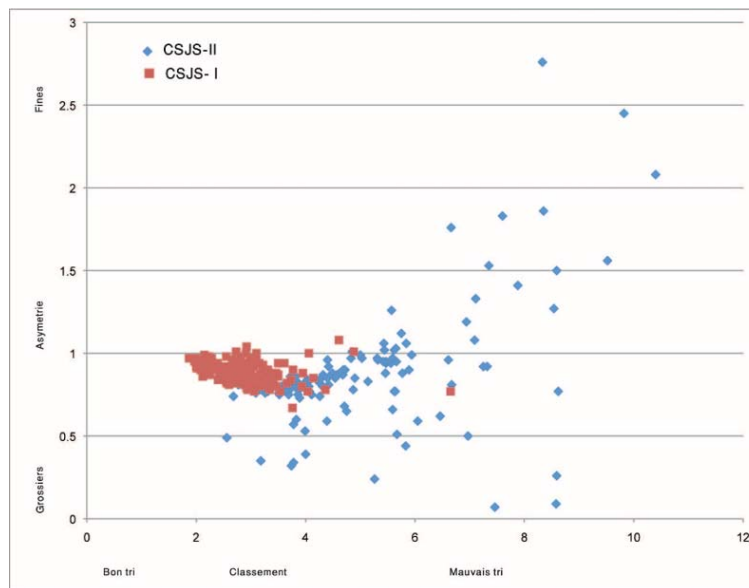


Figure 8.23. Le croisement de l'indice de classement et de l'asymétrie.

- Le premier concerne les niveaux de la séquence inférieure (CSJS-I). Le nuage de points renvoie à des dépôts classés avec une asymétrie proche de 1, la composition granulométrique étant équilibrée entre silts et argiles en l'absence de sables. On remarque également une légère décroissance de l'asymétrie en fonction de l'augmentation des valeurs de tri. Cette relation laisse supposer que les particules de la séquence inférieure (CSJS-I) sont moins bien triées avec une augmentation légère de la fraction grossière (silts).
- Le second concerne les niveaux de la séquence supérieure (CSJS-II). Le nuage de points est dispersé. Quelques points sont ramassés et concernent des particules classées et asymétriques. Le reste des points sont dispersés dans le graphe et renvoie, tantôt à des dépôts mal triés et grossiers, tantôt à des dépôts mal triés et fins.

Pour compléter cette caractérisation sédimentaire, nous avons eu recours aux images de CM ou au diagramme de Passega (Passega R., 1964). Le croisement du premier percentile avec la médiane de la série donne un nuage de points. Celui-ci, obtenu et projeté sur le diagramme, permet alors de caractériser les modalités de sédimentation des dépôts. De même, nous avons eu recours aux « cartes d'identité » des dépôts endokarstiques établies par A.S. Perroux (2005) suite aux recherches entreprises

dans le lac de la Cathédrale des grottes de Choranche (France). Ces « cartes d'identité » se basent sur la pente de courbes de régression polynomiale. Ainsi, notre analyse des nuages de points des séquences CSJS-I et II se basera, à la fois, sur la pente des courbes de régression et sur la disposition des nuages par rapport aux images C/M de R. Passega (1964).

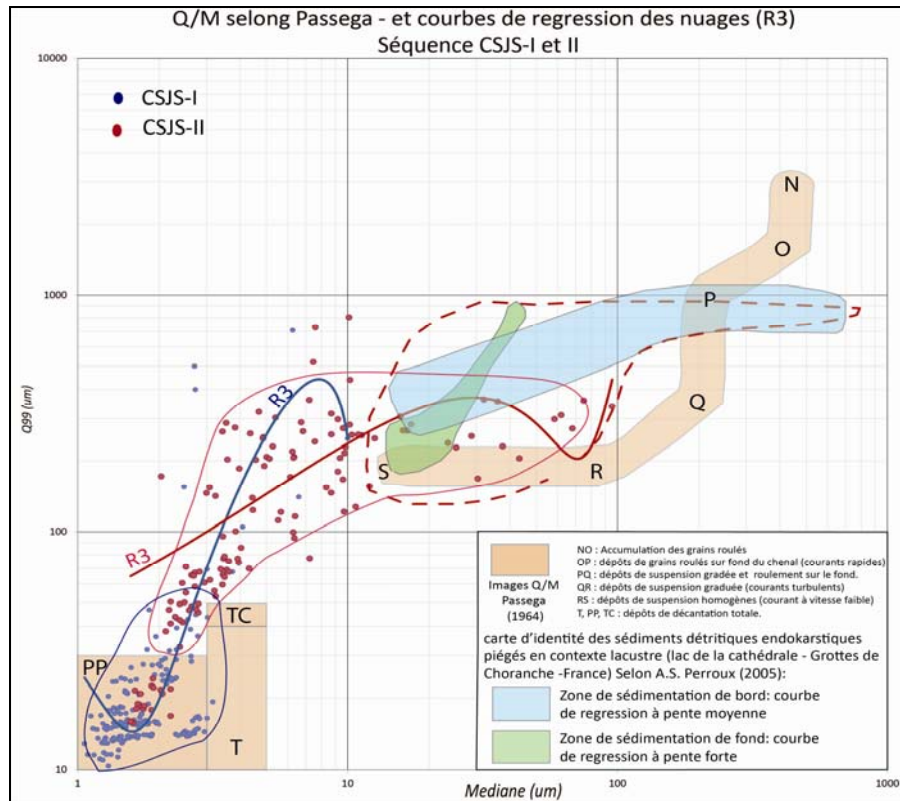


Figure 8.24. La répartition des nuages de points des séries sédimentaires CSJS-I et II sur le diagramme de Passega (1964), comparée à celle des nuages de points des carottes du lac de la Cathédrale (grottes de Choranche, France) (In Perroux A.S., 2005).

Le nuage de points de ces séries s'insère moyennement bien dans le diagramme de Passega. L'orientation et l'emplacement des points (Figure 8.24.) montrent deux groupements de nuages indiquant deux modes de sédimentation différents :

- Le premier nuage s'insère dans les images PP, T et TC. Il comprend les niveaux de la séquence CSJS-I (points bleus) et une partie des niveaux de la séquence CSJS-II. Il s'agit des niveaux à particules fines de la séquence supérieure, insérés dans ce nuage. Ce sont alors des particules fines (argiles) qui ont été transportées en suspension, puis déposées par décantation totale. De même, la pente de la courbe de régression est forte. Les valeurs de la médiane restent toujours faibles par rapport à l'augmentation importante des valeurs du percentile. On retrouve une concordance entre la pente de la courbe de régression et celle de la zone de sédimentation de fond identifiée par A.S. Perroux (2005) : le mode de sédimentation de la séquence inférieure peut être associé à un contexte hydrodynamique calme, où les dépôts s'accumulent par décantation et nappent le fond du conduit. Ces conditions de sédimentation sont proches de celles d'un contexte lacustre et de la sédimentation de fond qui se produit dans les lacs. Ce contexte de colmatage ne peut avoir lieu qu'en régime noyé, avec un ennoisement total du conduit et un courant à très faible vitesse d'écoulement.
- Le deuxième nuage concerne les particules moyennement grossières (silts à silto-sableux) et provenant de la séquence supérieure CSJS-II. Sa disposition est dispersée. On remarque en général

une augmentation de la valeur de la médiane (jusqu'à 100 μm) par rapport à celle du percentile. La position du nuage est décalée par rapport aux images C/M théoriques établies par Passega. Cependant, la pente de la courbe de régression polynomiale d'ordre 3 du nuage est semblable à celle de la direction de la zone de sédimentation de bord définie par A.S. Perroux (2005) : les caractéristiques hydrodynamiques de cette zone qui correspond aux dépôts de surface des lacs endokarstiques sont typiques d'un régime hydrologique moins régulier et plus brutal, responsable de l'apport et de la sédimentation de matériaux plus grossiers. Ces particules ne sont pas classées ce qui est conforme aux résultats de croisement entre les indices de classement/asymétrie (Figure 8.24.) pour les dépôts de la séquence supérieure.

La représentation du grain moyen sur la grille des vitesses de courant de Hjulström (1935) (Figure 8.25.) indique deux régimes hydrodynamiques différents entre les séquences inférieure et supérieure. Les particules de la séquence inférieure CSJS-I se localisent, sur le diagramme, dans la zone définie de « sédimentation ». Ces niveaux sont composés essentiellement d'argiles fines qui ont été transportées par un courant à vitesse faible, estimé selon la grille entre 2 et 10 cm/s, puis déposées.

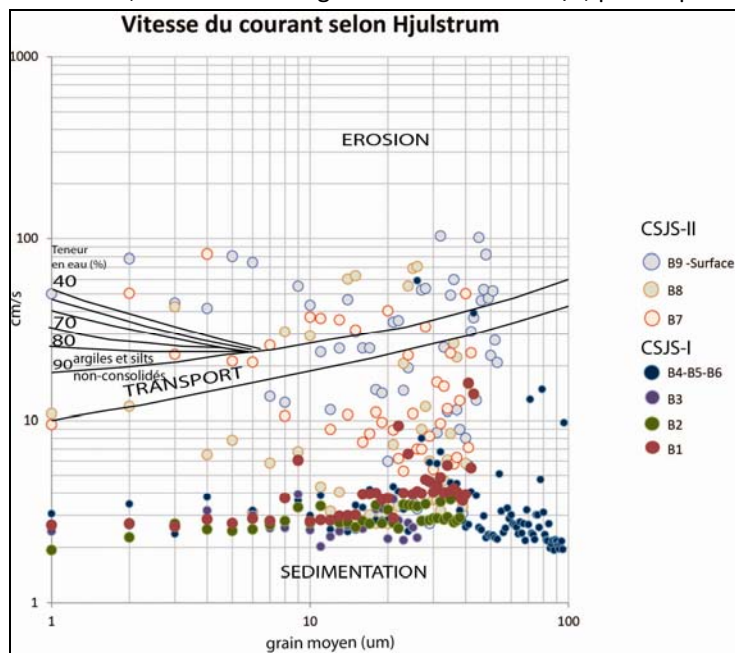


Figure 8.25. La vitesse de courant estimée selon Hjulström (1935).

Par contre, on relève un régime d'écoulement différent, responsable du transport des particules de la séquence supérieure. En effet, le nuage de points correspondant montre la dispersion d'un ensemble de points dans la zone définie de « sédimentation ». Ces points représentent les niveaux de particules fines, transportées par un courant à faible vitesse (5 à 10 cm/s). Un second ensemble du nuage se concentre essentiellement dans la zone définie de « transport » et d'« érosion ». Ces points correspondent à des particules grossières transportées par des courants avec des vitesses suffisamment élevées (10 à 100 cm/s), proches d'un régime de rivière.

En somme, les caractéristiques sédimentaires de ces dépôts se résument en quatre éléments permettant de retracer les conditions de colmatage de cette galerie :

- On a relevé la présence de deux ensembles sédimentaires ayant des caractéristiques hydrodynamiques différentes.

- La composition granulométrique des niveaux tend vers plus de particules grossières et mal triées, au fur et à mesure qu'on passe à la séquence supérieure du drain.
- L'homogénéité de la courbe du grain moyen de la séquence inférieure s'oppose à l'irrégularité de celle de la séquence supérieure, avec des variations brutales de la taille des particules. Ceci renvoie à des conditions hydrodynamiques différentes à l'origine du transport et de la sédimentation des deux séquences.
- Le croisement des paramètres C/M, projetés sur le diagramme de Passega, suggère des conditions de sédimentation d'un régime noyé pour les niveaux de la séquence inférieure. Les conditions de sédimentation de la séquence supérieure renvoient quant à elles, à des écoulements ayant des variations plus brutales typiques d'un régime d'enneigement et de dénoyage, ou de crues/décrués.

Le colmatage basal de cette galerie peut être rapporté à un fonctionnement paragénétique du drain. Les analyses granulométriques de la séquence supérieure (CSJS-II) montrent des caractéristiques hydrodynamiques différentes. Elles renvoient à un régime d'écoulement plus rapide et irrégulier. La rythmicité entre les niveaux sableux et silteux pourrait être rapporté à des alternances d'enneigement et de dénoyage de la galerie. On peut également suggérer une phase d'écoulement typique d'un régime de crues et de décrues ou de basses et hautes eaux. Ces trois conditions d'écoulement se rapportent plutôt à un écoulement à surface libre en régime vadose, voire épinoyé. Contrairement aux conditions d'écoulement en régime noyé, où le niveau de base se situe à un niveau plus élevé que les galeries supérieures de Jeita, la présence d'un régime d'écoulement libre, révélé par l'étude sédimentaire de la séquence supérieure (CSJS-II), peut être justifiée par un niveau de base proche de celui de la « Galerie des Soutirages ».

Ces analyses sédimentaires permettent d'apporter de nouvelles informations pour reconstituer la spéléogénèse de la galerie supérieure de Jeita, sans pour autant apporter d'éléments suffisants pour traiter des conditions de décolmatage de cette galerie. Il ressort de ces analyses les étapes suivantes :

- mise en place d'un remplissage dans un ancien drain fonctionnant en mode paragénétique. La présence de dépôt argileux évoque des écoulements très lents et réguliers. Ces conditions de fonctionnement suggèrent un stationnement du niveau de base à une altitude supérieure à la « Galerie des Soutirages » (124 à 126 m).
- migration du niveau de base, à l'origine du passage de la galerie supérieure en régime vadose avec des circulations à surface libre. Ces flux sont responsables d'une évacuation partielle du remplissage paragénétique et de la sédimentation de matériel paragénétique. On peut leur rapporter le recreusement ultérieur de ces différents dépôts.

Cette dernière phase reste à ce stade hypothétique d'autant plus qu'elle ne repose que sur les observations dans la galerie des soutirages est plus basse que la « Salle de l'Effondrement » (Figure 8.9.). L'absence de témoins sédimentaires ailleurs dans le canyon ne permet pas de généraliser cette évolution.

On observe le long de la section CD, la présence de rares témoins pariétaux le long de la paroi (Figure 8.10). Il s'agit de petits galets scellés par une coulée stalagmitique et qui renvoient probablement à une phase d'écoulement typique d'une rivière souterraine. Ces galets rappellent ceux que l'on a trouvé dans le profil sédimentaire de la « Galerie des Soutirages » (Séquence inférieure CSJS-I ; Figure 8.17.) et dans le soutirage III (Figure 8.19.). La disposition des galets dans la coupe CSJS-I ne permet pas de confirmer la généralisation de ces conditions d'écoulement (relatives à une rivière souterraine) sur toute la galerie supérieure de Jeita.

2.3. APPORTS DE L'IDENTIFICATION DES SOURCES POTENTIELLES DES DEPOTS DE LA GALERIE SUPERIEURE

L'identification des sources potentielles des dépôts détritiques de la galerie supérieure passe par l'étude pétrographique des grains.

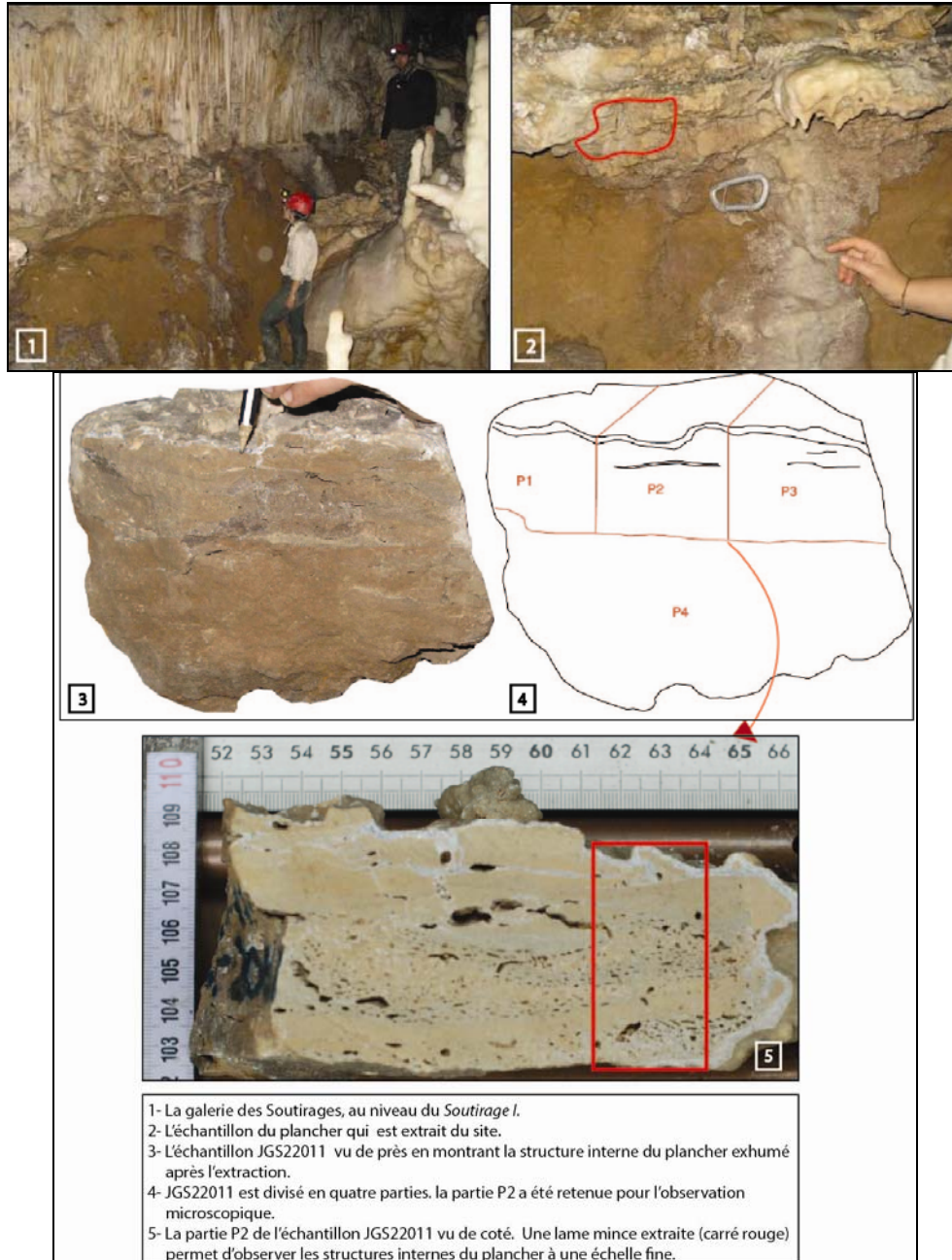
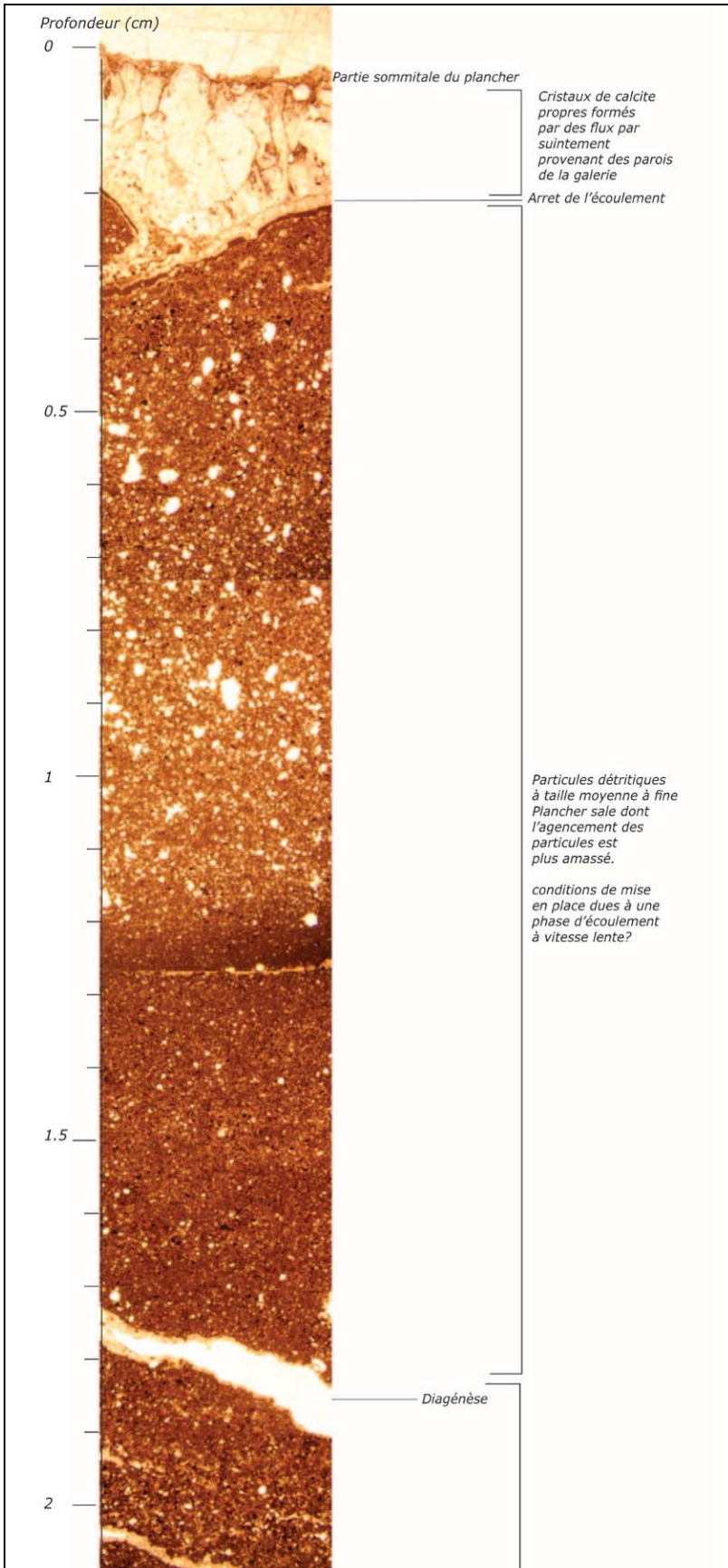
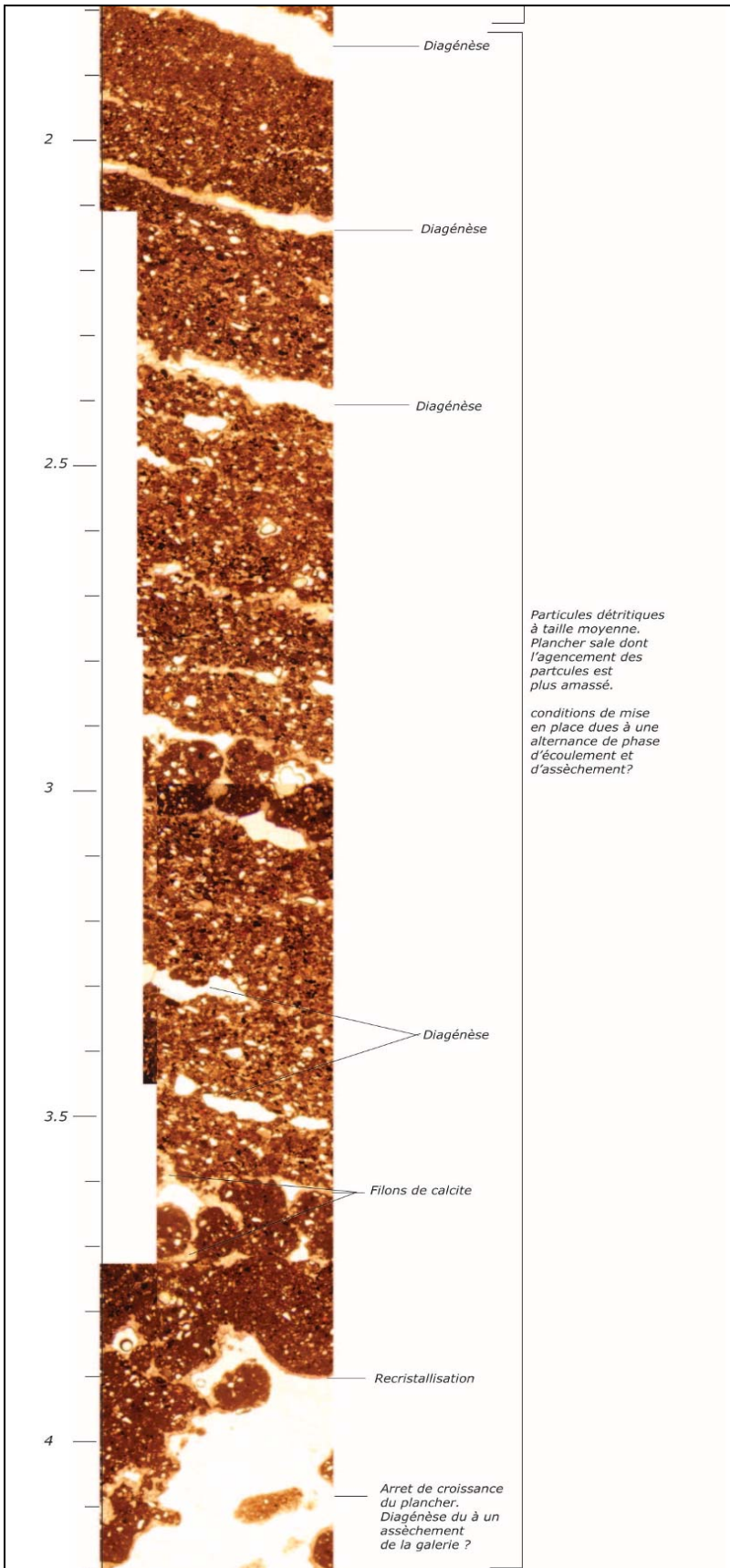


Figure 8.26. Le processus d'échantillonnage de JGS22011, depuis l'extraction d'une partie du plancher de la « Galerie des Soutirages » jusqu'au découpage de l'échantillon et la réalisation de la lame mince (Photos 1, 2 et 3 : B. Jabbour-Gédéon ; Photo 5 : C. Nehme).





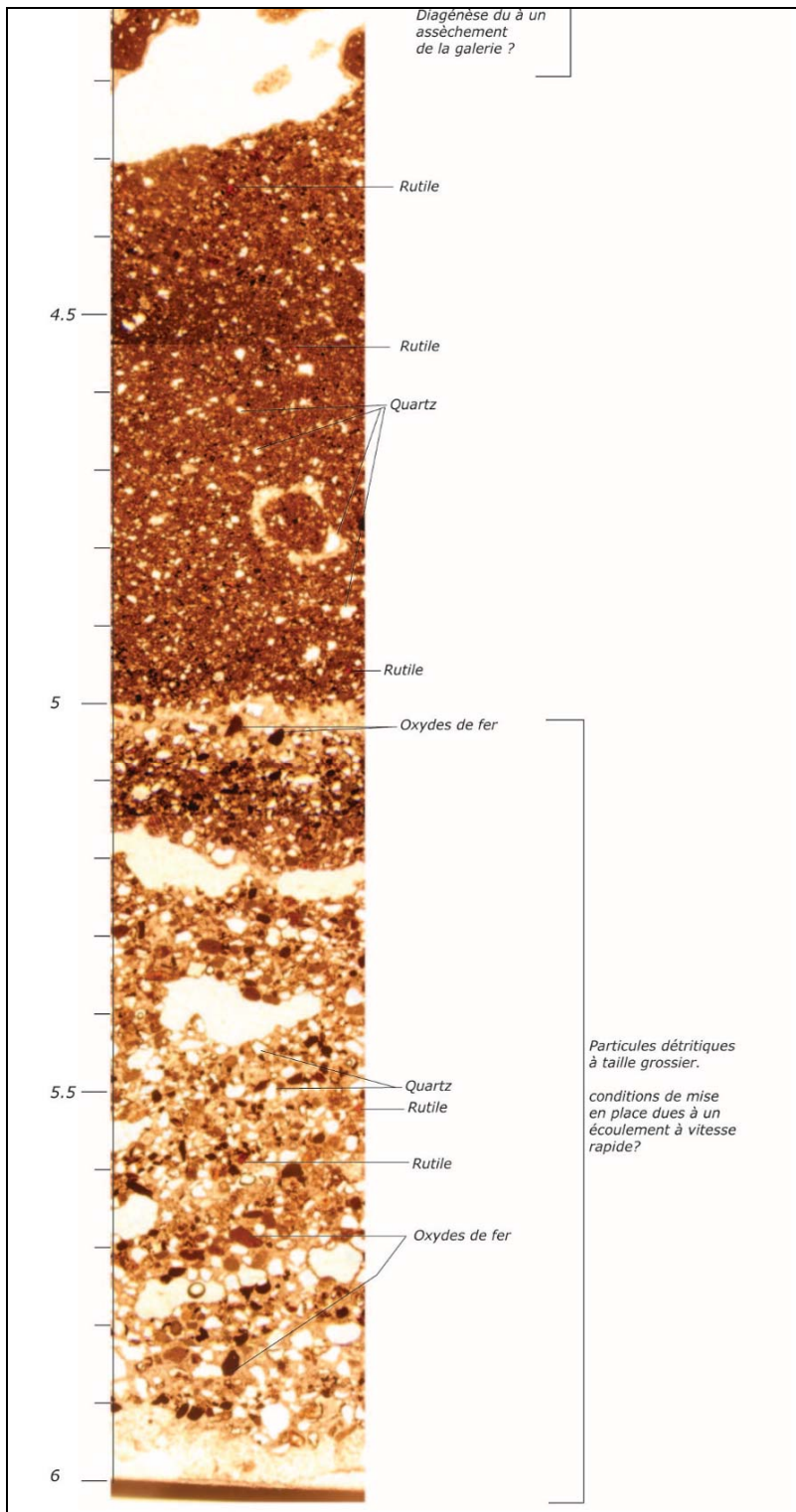


Figure 8.27. Les différentes photos prises de la lame mince au microscope Olympus U-PMTV ont été assemblées à l'aide du logiciel Illustrator.

L'analyse des lames minces (Figure 8.27.) réalisées dans les sédiments (Figure 8.26.) souligne une composition hétérogène. Ils correspondent à des grains de quartz, de rutile et d'oxydes de fer, le tout pris dans une matrice de calcite. Cela suggère une dynamique d'écoulement à surface libre, passant à des circulations incrustantes qui ont fossilisé les dépôts détritiques. La taille des grains est beaucoup

plus petite dans les parties centrale et supérieure du plancher (entre 0,3 et 1,8 cm de profondeur). Cela suggère un écoulement incrustant de très faible vitesse, capable de transporter des particules fines. A 0,3 cm de profondeur on distingue des cristaux rhomboédriques typiques d'une précipitation de calcite propre.

L'observation morphoscopique met en avant certains aspects liés à la dynamique de mise en place du plancher de la « Galerie des Soutirages ». Plusieurs minéraux incrustés dans celui-ci ont été identifiés : ils sont révélateurs d'un apport exogène au karst. En effet, le rutile est un minéral typique des grès du Néocomien (Crétacé inférieur) (cf. *partie inférieure de l'échantillon*). A cela s'ajoute le quartz, particulièrement abondant à la base du plancher stalagmitique. En ce qui concerne les oxydes de fer, leur provenance peut être un mélange de sources autochtones (argiles résiduelles de la dissolution du calcaire) et allochtones (« Grès de base » du Néocomien, riches en oxydes de fer) au karst.

Afin de compléter l'identification de la composition minéralogique des séquences de la « Galerie des Soutirages », notamment des oxydes de fer et des argiles, des mesures continues de magnétisme ont été réalisées sur les coupes CSJS-I et II. Le pas de mesure de la susceptibilité magnétique a été de 0,5 cm. Par contre, l'état abîmé de la surface des séquences sédimentaires CSJS-I et II a limité la méthode des mesures spectro-colorimétriques. Le matériel est extrait des boîtiers et remis dans des contenants plus adaptés. Le pas de mesure est de 1 cm.

Un croisement entre les données des deux types de mesures est nécessaire, afin de mieux cerner les incertitudes liées à l'interprétation du signal spectral et/ou magnétique.

La courbe de susceptibilité magnétique (*Figure 8.21.*) montre des valeurs faibles qui varient entre 0,01 et $0,2 \cdot 10^{-6} \text{m}^3/\text{kg}$. Selon J. Dearing (1994) (Annexe 3), les minéraux identifiés sont, dans l'ensemble, paramagnétiques. Par contre, l'allure de la courbe montre des tendances différentes. Les variations sont constantes à la base de la séquence (CSJS-I), avec des valeurs de magnétisme entre 0,03 et $0,5 \cdot 10^{-6} \text{m}^3/\text{kg}$. Les minéraux correspondant à cet intervalle de valeurs sont : l'attapulгите, la biotite, l'olivine, le pyroxène, la chalcopirite et la bentonite.

En ce qui concerne les galets (348 cm de profondeur), on relève de fortes variations de magnétisme, avec des pics allant jusqu'à $0,2 \cdot 10^{-6} \text{m}^3/\text{kg}$. Des minéraux ont été identifiés dans les niveaux supérieurs de la séquence CSJS-I et dans la séquence SCJS-II. On citera l'illite, la vermiculite, la prochlorite et l'amphibole.

L'observation des courbes de pourcentages de sables et de grain moyen souligne la concordance des pics de magnétisme. De ce constat, on peut rapporter que les variations de magnétisme correspondent à l'augmentation de la taille des grains, voire à l'accroissement de la proportion de sables dans les niveaux sédimentaires.

On peut alors suggérer des apports de sources différentes au fur et à mesure du colmatage de la galerie : d'un côté, la base de la séquence inférieure (CSJS-I) a connu un apport constant de minéraux magnétiques provenant essentiellement d'une même source, mais qu'on ne peut clairement identifier, à ce niveau-là et avec ce type d'analyses. Dans la séquence supérieure (CSJS-II), une tendance différente est identifiée. La relation entre l'augmentation du magnétisme et la taille des grains de sables révèle des sources différentes de sédiments, mobilisés en fonction de la puissance des écoulements.

Les mesures colorimétriques mettent en évidence différentes tendances de luminance et de couleur au sein des niveaux de remplissage. L'analyse de la courbe de la luminance (L^*) montre 2 ensembles

distincts (*Figure 8.21.*) dans les coupes CSJS-I et CSJS-II. Dans la coupe CSJS-I, l'ensemble « 1 » (de 403 à 315 cm de profondeur) se caractérise par des valeurs de luminance (L^*) variant entre 28 et 40 nm. Les variations des valeurs sont plus rapides entre les niveaux. Le deuxième ensemble « 2 » de la coupe CSJS-I (de 315 à 290 cm de profondeur) se caractérise par des variations de luminance moins rapides. Les valeurs se situent entre 25 et 30 nm. En ce qui concerne la teinte « a » de la couleur, mesure révélatrice d'oxydes ou d'argiles rouges, la courbe (*Figure 8.22.*) montre une valeur constante autour de 10 nm dans l'ensemble « 1 » ou la partie inférieure de la coupe CSJS-I. Une légère augmentation des valeurs de teinte (15 à 16 nm) est à signaler dans l'ensemble « 2 » ou la partie supérieure de la coupe. On signale la même tendance de variations de la teinte « b » de la couleur, qui renvoie à une part conséquente de carbonates contenus dans les dépôts. Les valeurs varient entre 5 et 25 nm dans l'ensemble « 1 », alors qu'elles sont élevées dans l'ensemble « 2 » avec des valeurs entre 25 et 45 nm.

Les valeurs de luminance de la coupe CSJS-II montrent également deux ensembles distincts :

D'un côté, l'ensemble « 3 » (de 140 à 120 cm de profondeur) se caractérise par des valeurs de luminance (L^*) faibles, variant entre 25 et 55 nm. Parallèlement, la courbe de la teinte « a » montre des valeurs entre 15 et 16 nm. La courbe de la teinte « b » montre également des valeurs élevées, variant entre 25 et 45 nm.

De l'autre, l'ensemble 4 de la coupe CSJS-II (de 120 cm de profondeur jusqu'à la surface) se caractérise par des valeurs élevées de luminance qui varient entre 40 et 45 nm. Un pic de valeur de luminance (55 nm) a été observé à 20 cm de profondeur. Cette tendance à des valeurs élevées de luminance dans l'ensemble « 4 » correspond aux niveaux sableux plus abondants et de couleur plus claire.

La courbe de la teinte « a » montre, par contre, des valeurs qui diminuent à nouveau, jusqu'à 10 nm. Cette même tendance s'observe aussi au niveau de la courbe de la teinte « b », où on remarque une diminution des valeurs, variant entre 20 et 24 nm.

Cette analyse met en avant certains points liés aux modifications des signaux spectro-colorimétriques :

- la coupe CSJS-I montre une diminution nette des valeurs de luminance à partir des niveaux situés à 315 cm de profondeur. Cette diminution des variations de la luminance (L) est accompagnée d'une augmentation des valeurs de la teinte « a » et de la teinte « b », avec des variations rapides entre les niveaux. Cette évolution de la tendance des trois courbes coïncide avec les premiers pics de sables qui apparaissent à partir de la même profondeur (315 cm).
- la coupe CSJS-II montre une tendance à l'augmentation des valeurs de luminance (L) à partir de 120 cm de profondeur et cela, jusqu'à la surface. Cette évolution correspond, inversement, à une diminution de valeurs de la teinte « a » et « b ». Cette évolution des valeurs de Luminance et de la teinte « a » et « b » coïnciderait avec la légère variation de la courbe de susceptibilité magnétique à partir de 117 cm de profondeur.

Ces variations spectro-colorimétriques coïncident tantôt avec un nouvel apport de particules sableuses dans la coupe CSJS-I, tantôt avec une légère diminution des minéraux magnétiques dans la coupe CSJS-II. Ces variations traduisent peut-être des modifications de sources différentes, mobilisées par les écoulements au cours du colmatage du drain.

En conclusion, les analyses spectro-colorimétriques et magnétiques mettent en avant deux ensembles de dépôts ayant des caractéristiques sédimentaires distinctes.

Les dépôts situés à la base de la coupe (de 403 à 310 cm) sont caractérisés par un apport constant de minéraux magnétiques provenant d'une même source. La luminance et la teinte « a » et « b » de ces niveaux varient légèrement. Elles traduisent une faible variation de la couleur et de l'apport en oxydes

et en carbonates. Cette tendance concorde bien avec la composition granulométrique de dépôts qui sont composées majoritairement d'argiles et de silts. Les sables sont quasi-absents dans ces niveaux.

A partir des premiers pics de sables (vers 311 et 301 cm de profondeur), on note des modifications des signaux granulométriques, magnétiques et colorimétriques. Ces courbes suggèrent une modification du régime des écoulements responsables d'un apport de minéraux magnétiques issus d'une autre source de matériel (extérieure et/ou endokarstique). La modification du régime des écoulements au sein du karst a dû mobiliser de nouvelles sources, probablement allochtones.

Les sources des niveaux inférieurs sont probablement autochtones (argiles résiduelles de dissolution de l'encaissant calcaire), mélangées à des argiles provenant des couches volcaniques (basaltes). Les dépôts des niveaux situés au centre et dans la partie sommitale du remplissage sont essentiellement composés de silts et de sables. On suggère alors une nouvelle source supplémentaire (grès du Néocomien) qui est drainée dans le système de Jeita, suite à une modification du régime d'alimentation au sein du karst.

2.4. LA SPELEOGENESE DE LA GALERIE SUPERIEURE DE JEITA

Suite à l'étude spéléogénique et sédimentaire de la « Galerie des Soutirages », couplée à l'analyse de sections détaillées de toute la galerie supérieure, deux évolutions spéléogéniques peuvent être avancées (Figure 8.28.). La première est particulière à la « Galerie des Soutirages », la seconde concerne l'évolution de la galerie supérieure en général. Les deux histoires spéléogéniques sont régies par les mêmes moteurs de creusement, mais les processus qui en résultent sont d'expression différente.

Les premières quatre étapes de l'évolution spéléogénique sont identiques pour toutes les galeries supérieures.

Etapes 1 et 2 : Le conduit supérieur correspond à un ancien drain d'une zone noyée du karst, liée à un niveau de base karstique plus élevé que l'actuel. La vitesse d'écoulement au sein du drain est lente. Les conditions de creusement de type paragénétique entraînent un colmatage argileux de la base du drain, ce qui favorise un creusement *per ascensum* du conduit. Le creusement du drain s'effectue essentiellement par aggradation.

Etape 3 : Abaissement du niveau de base karstique jusqu'aux alentours de 125 m d'altitude. Les galeries supérieures fonctionnent en régime vadose et sont drainées par des écoulements à surface libre qui décolmatent la partie supérieure du remplissage argileux jusqu'aux alentours de 125 m.

Etape 4 : Cette étape correspond à une fluctuation temporaire du niveau de base. Le régime d'écoulement ennoie régulièrement la galerie et accumule des dépôts sableux sur les dépôts détritiques argileux en place.

Les étapes 5, 6, 7 et 8 de l'évolution de la « Galerie des Soutirages » sont différentes de celles (Etapes 5 et 6) des autres galeries supérieures. En effet, l'écoulement fluvial abandonne la « Galerie des Soutirages » en faveur d'une concentration des flux dans les autres galeries.

La « Galerie des Soutirages » se transforme en un paléodrain abandonné totalement par les écoulements. Le suintement le long des parois traverse les dépôts et élargit les fissures sous la galerie. Les dépôts sous le plancher sont soutirés, entraînant des ruptures du plancher. Ce processus de soutirage est l'expression indirecte de la verticalisation des écoulements au sein du karst.

Ce même processus s'exprime différemment dans les autres galeries : le recreusement des dépôts argileux par la rivière souterraine est suivi par le surcreusement d'un canyon étroit dans l'encaissant calcaire. Le reste des dépôts non évacués recouvre les rebords des parois de la galerie supérieure et sont actuellement scellés par des concrétions, draperies et coulées stalagmitiques.

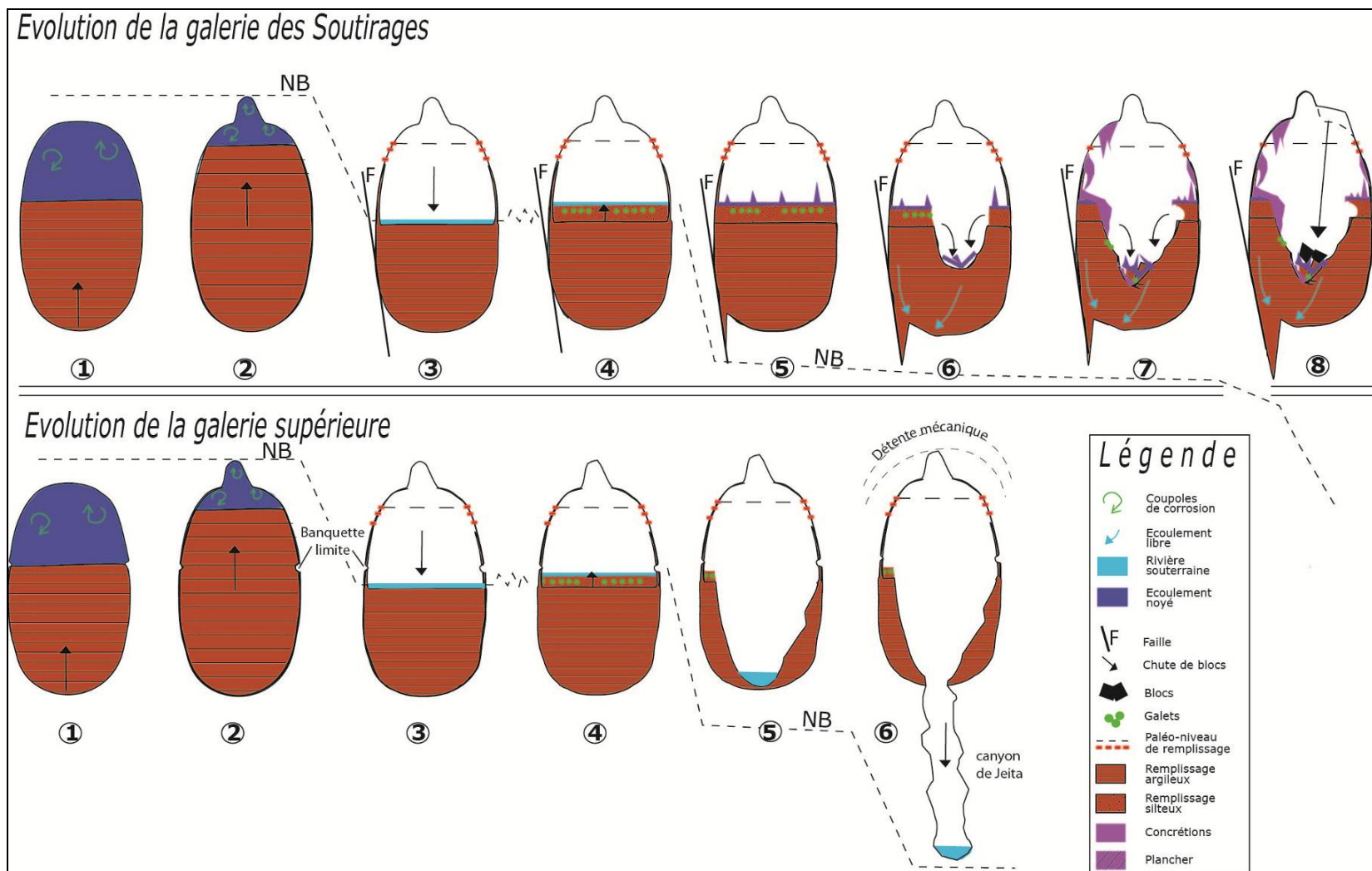


Figure 8.28. Synthèse des étapes spéléogéniques proposées pour la galerie supérieure de Jeita et la « Galerie des Soutirages » en particulier.

III- LA RECONSTITUTION SPELEOGENIQUE DE LA GALERIE INFÉRIEURE DE JEITA

L'étude géomorphologique de la galerie supérieure a permis de poser les principales étapes de son évolution. Différents témoins morphogéniques renvoient à un fonctionnement initial en régime noyé paragénétique. Le paysage actuel en canyon témoigne d'un tout autre contexte hydrogéologique, celui d'un creusement en zone vadose. Ce canyon de 75 m de hauteur a pour base la galerie active (réseau inférieur). L'étage inférieur drainé par la rivière souterraine présente une diversité de morphologies et de formations qui permettent de retracer l'histoire « récente » de la grotte.

Deux sites-clés situés en « aval » de la galerie inférieure ont été plus particulièrement étudiés (Figure 8.29). Il s'agit du cône d'éboulis et de l'entrée aménagée de la galerie, où est présent un cône de remplissage mêlé à un éboulis de blocs effondrés. Par souci de préservation du site, nous nous sommes contentés de décrire la séquence sédimentaire présente dans la zone aménagée de la galerie inférieure.

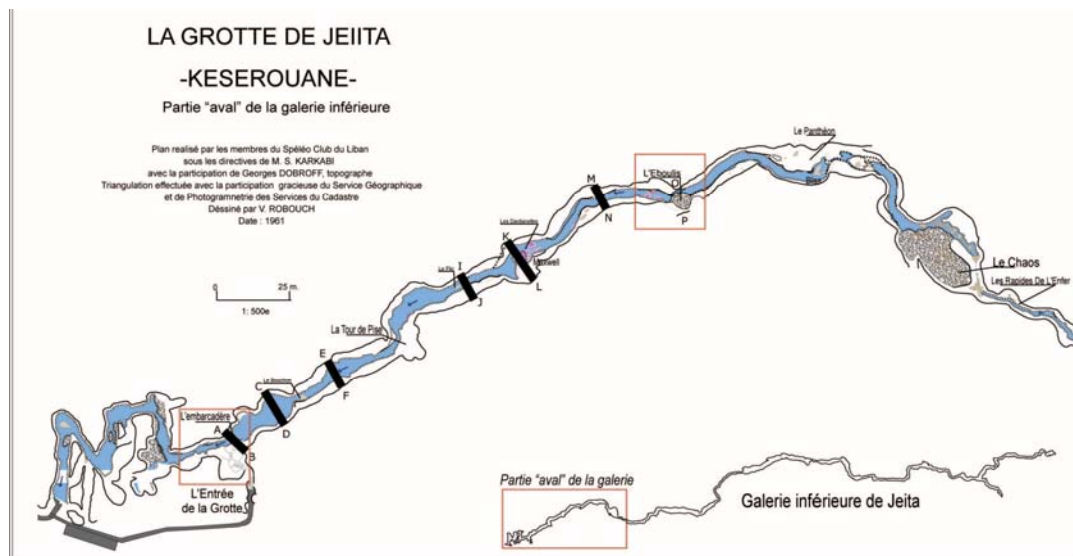


Figure 8.29. Localisation des sites d'études dans la galerie inférieure de Jeita.

3.1. ANALYSE SPELEOGENIQUE DE LA ZONE D'EFFONDREMENT DE LA GALERIE INFÉRIEURE

La zone étudiée se situe à 600 m en amont de l'exutoire karstique. Un relevé géomorphologique a été réalisé à partir de la topographie de la galerie (Karkabi S., 1963a). Le relevé géomorphologique détaillé inclut une galerie située à une quinzaine de mètres au-dessus du cône d'effondrement.

3.1.1. LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DU CONE D'ÉBOULIS

Le site se caractérise par un imposant talus de blocs issus de l'effondrement de la paroi et du plafond. Ce talus atteint plus de 10 m de hauteur et recouvre la paroi orientale (Figure 8.30.). Il est formé de gros blocs couverts de matériel sablo-argileux et de gravats.

On relève à quelques mètres au dessus de la rivière, dont le niveau a été relevé pour faciliter la navigation touristique, des galets incrustés entre les blocs. Il en est de même pour la plage de sable

qui s'agence sur les blocs situés au premier plan de la section : des rides parallèles au plan d'eau sont visibles le long de la rive sableuse. Ces dépôts alluviaux témoignent de la fluctuation du niveau de l'eau lors des périodes de crues et de l'effet barrage et « entonnoir » dû au matériel écroulé (rétrécissement de la zone d'écoulement).



Figure 8.30. La section détaillée du cône d'éboulis. On remarque la plate-forme qui figure au premier plan de la section. Elle est partiellement couverte de blocs éboulés.

Photo ci-dessous : une vue sur le cône d'éboulis. Celui-ci couvre le plancher stalagmitique déjà en place. On distingue la continuité du plancher à gauche de la photo. (Cliché B. Jabbour-Gédéon)



De part et d'autre du talus d'éboulis, une « plateforme » longitudinale est recouverte de planchers stalagmitiques et de concrétions. A certains endroits, la coulée couvre la totalité des rebords et masque le bedrock. Situé 2 à 3 m au-dessus du plan d'eau, ce replat est également visible derrière le cône d'éboulis. L'observation du contact entre les blocs effondrés et le plancher stalagmitique suggère une antériorité du dépôt carbonaté par rapport à la masse écroulée (Figure 8.30.).

L'ampleur de la masse écroulée pousse à rechercher les témoins morphologiques de l'effondrement du plafond de la galerie. La carte géomorphologique de l'effondrement (cf. Planche 6. Pochette) met en évidence, dans la partie sud-est, une large coulée couverte de concrétions intactes et cassées et de blocs effondrés (Figure 8.31.). Ils proviennent probablement d'un effondrement des strates calcaires du toit de ce secteur. Toutefois, ce processus ne peut être généralisé à toute la paroi orientale (Section OP), car nous n'avons retrouvé nulle part de traces de foudroyage du plafond justifiant un tel amas de blocs entassé sur la plateforme, déjà en place.



Figure 8.31. La plate-forme élevée (70 m d'altitude) donne sur le chenal de la rivière souterraine (à gauche). Les blocs qui scellent les planchers stalagmitiques proviennent de l'effondrement des strates calcaires du plafond. (Cliché B. Jabbour Gédéon).

L'hypothèse que l'on peut avancer pour expliquer la présence d'un tel remplissage qui ne s'insère pas avec les morphologies « en canyon » des parois de la galerie est le fait qu'il proviendrait de l'effondrement de la voûte de la galerie supérieure. Cet effondrement ne peut être que postérieur au creusement de la galerie inférieure et à une connexion physique déjà en place entre les galeries supérieure et inférieure de Jeita.

Deux points principaux restent posés :

- Comment la connexion entre les galeries supérieure et inférieure s'est-elle effectuée et quel est le processus responsable d'une telle jonction entre ces deux galeries étagées ?
- Comment la galerie inférieure s'est-elle mise en place ?

a- Comment la connexion entre la galerie supérieure et inférieure s'est-elle effectuée ?

Les parois de la galerie de la section OP (Figures 8.30., 8.32. et 8.33.) s'apparentent à des morphologies méandriformes et à un creusement en canyon, visible dans la partie sommitale (Figure 8.32.). La base du canyon, quant à elle, a été modifiée par les processus qui sont intervenus dans le fonctionnement de la galerie inférieure.

La Figure 8.32 est une prise de vue depuis la base du grand soutirage, surplombant la galerie élargie de la rivière souterraine et donnant vers le canyon. Ce canyon qui se développe sous l'ancien drain paragénétique (galerie supérieure) est rapporté à des écoulements à surface libre qui ont participé au recusement des formations paragénétiques et au surcreusement dans l'encaissant calcaire : cette évolution n'a pu se faire qu'en régime vadose et en présence d'une accentuation du gradient hydraulique lié à un abaissement du niveau de base karstique.



Figure 8.32. La galerie inférieure vue depuis le grand soutirage. La photo a été prise du rebord du talus détritique (à droite de la photo) reposant sur le socle rocheux incisé (Cliché J. Safi).

b- Comment la galerie inférieure a-t-elle été creusée ?

Le lever de la carte géomorphologique du secteur (*carte hors-texte et Figure 8.33.*) a permis de mettre en avant la présence d'une galerie perchée à une quinzaine de mètres au-dessus du cône d'éboulis. De 20 m de développement, ce conduit non actif se caractérise par une morphologie elliptique. Des coulées stalagmitiques et de gours masquent partiellement le remplissage détritique présent au sol de cette galerie.



Figure 8.33. La galerie perchée 15 m au-dessus du sommet du talus d'éboulis (Cliché J. Safi).

La section XW (carte géomorphologique de l'effondrement, hors texte) met en avant quelques coupoles de plafond et des traces de remplissage visibles dans la partie supérieure du conduit. Au

même niveau altitudinal que la galerie perchée, on relève sur la paroi occidentale (*section OP ; Figure 8.30.*) une demi-voûte circulaire encore intacte (*Figure 8.34.*). Les morphologies de la galerie perchée et la demi-voûte renvoient, probablement, à une étape de fonctionnement en régime noyé. Le site ayant peu d'autres indices morphogéniques de cette nature, des observations complémentaires ont été menées dans d'autres secteurs du réseau inférieur.

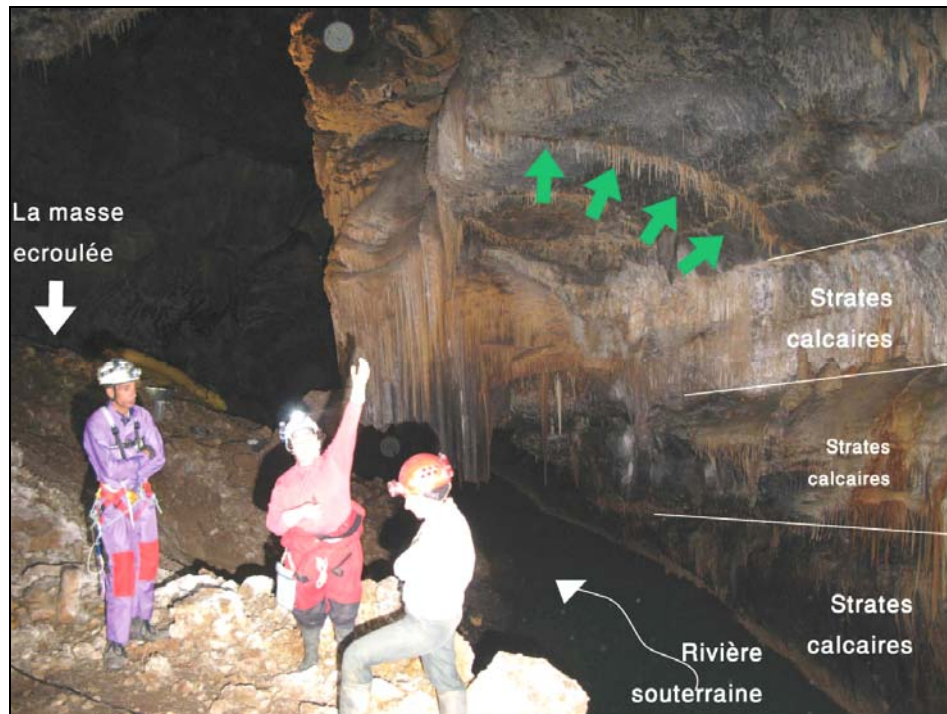


Figure 8.34. La photo prise depuis une des plates-formes sur la rive droite de la rivière donne une vue sur le chenal (en bas à droite). On aperçoit, en haut à droite, la forme semi-elliptique du toit de la galerie inférieure, soulignée par les stalactites qui poussent le long de la voûte (Cliché M. Mawla).

3.1.2. PREMIERS APPORTS DE L'ETUDE MORPHOGENIQUE DE LA GALERIE INFÉRIEURE

L'analyse géomorphologique du talus d'effondrement, croisée avec celle de la galerie supérieure, a révélé différents épisodes morphogéniques de la galerie inférieure. Elle a mis l'accent sur le creusement du canyon méandrique, connectant ainsi morphologiquement les deux galeries étagées du réseau de Jeita. Reste à mener des observations complémentaires dans d'autres secteurs de la galerie de la rivière, afin de cerner la morphogénèse du réseau inférieur.

Le relevé morphologique des différentes sections de la galerie depuis l'embarcadère jusqu'au talus d'effondrement (*Figure 8.34*) souligne de nombreux témoins d'un ancien fonctionnement en régime noyé (cf. sections CD, EF, IJ et MN). Dans les secteurs EF et IJ, on a relevé la présence d'un chenal de voûte. La section MN révèle une morphologie de drain semi-elliptique et la présence de larges coupes emboîtées.

L'ensemble de ces témoins suggère un creusement en régime noyé (épinoyé) du réseau inférieur.

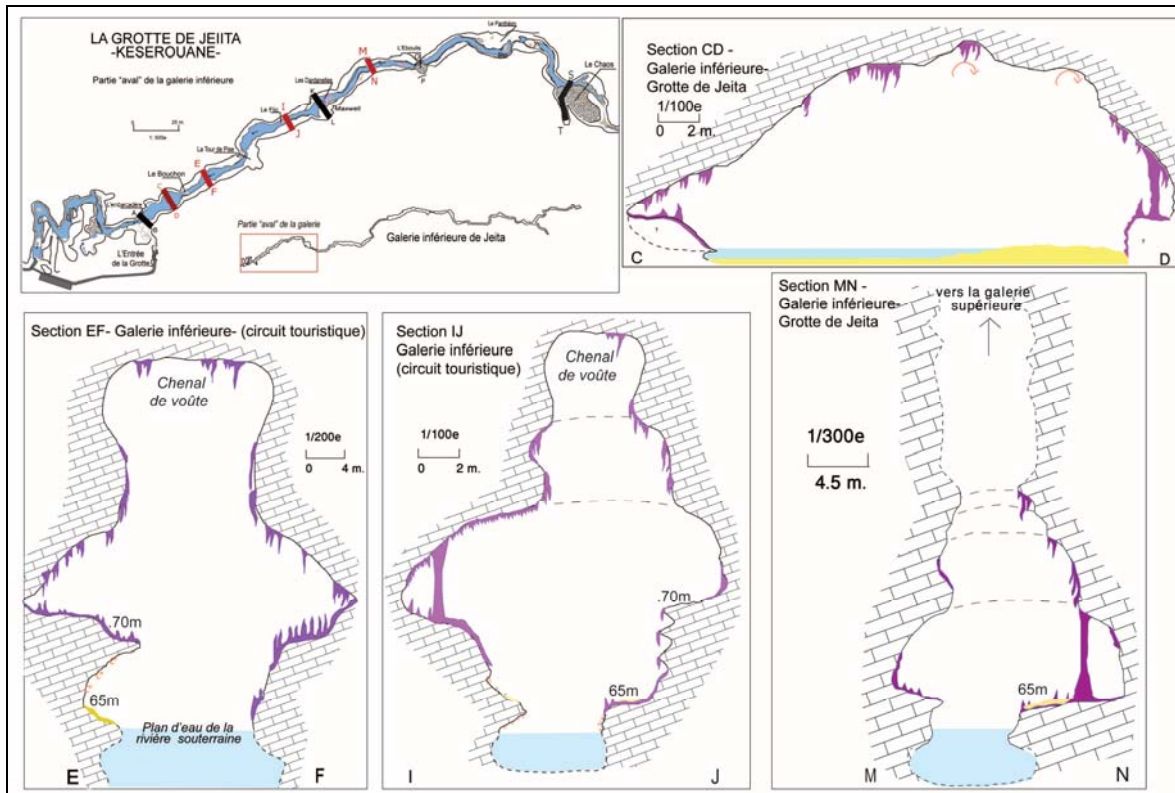


Figure 8.35. Les sections clés du réseau inférieur de la grotte de Jeita.

La galerie inférieure est aujourd'hui parcourue par une rivière à surface libre. On relève de part et d'autre du conduit, à 2-4 m au-dessus du lit actuel de la rivière, la présence d'un replat. Celui-ci se lit bien dans le paysage, car il est souligné par les nombreux édifices stalagmitiques (stalagmites, coulées stalagmitiques, etc...) qui s'y développent. Ce replat n'est pas d'origine litho-structurale. Son origine peut être double : il peut correspondre (i) à un ancien trottoir de dissolution, témoin d'un ancien niveau d'écoulement ou (ii) à un ancien niveau de remplissage détritique (terrasses alluviales).

On repère, par ailleurs, la présence de dépôts sableux au-dessus des niveaux stalagmitiques. Ces sables sont associés aux hautes eaux, voire à des crues exceptionnelles qui affectent régulièrement la galerie inférieure de Jeita, notamment en période de fusion nivale.

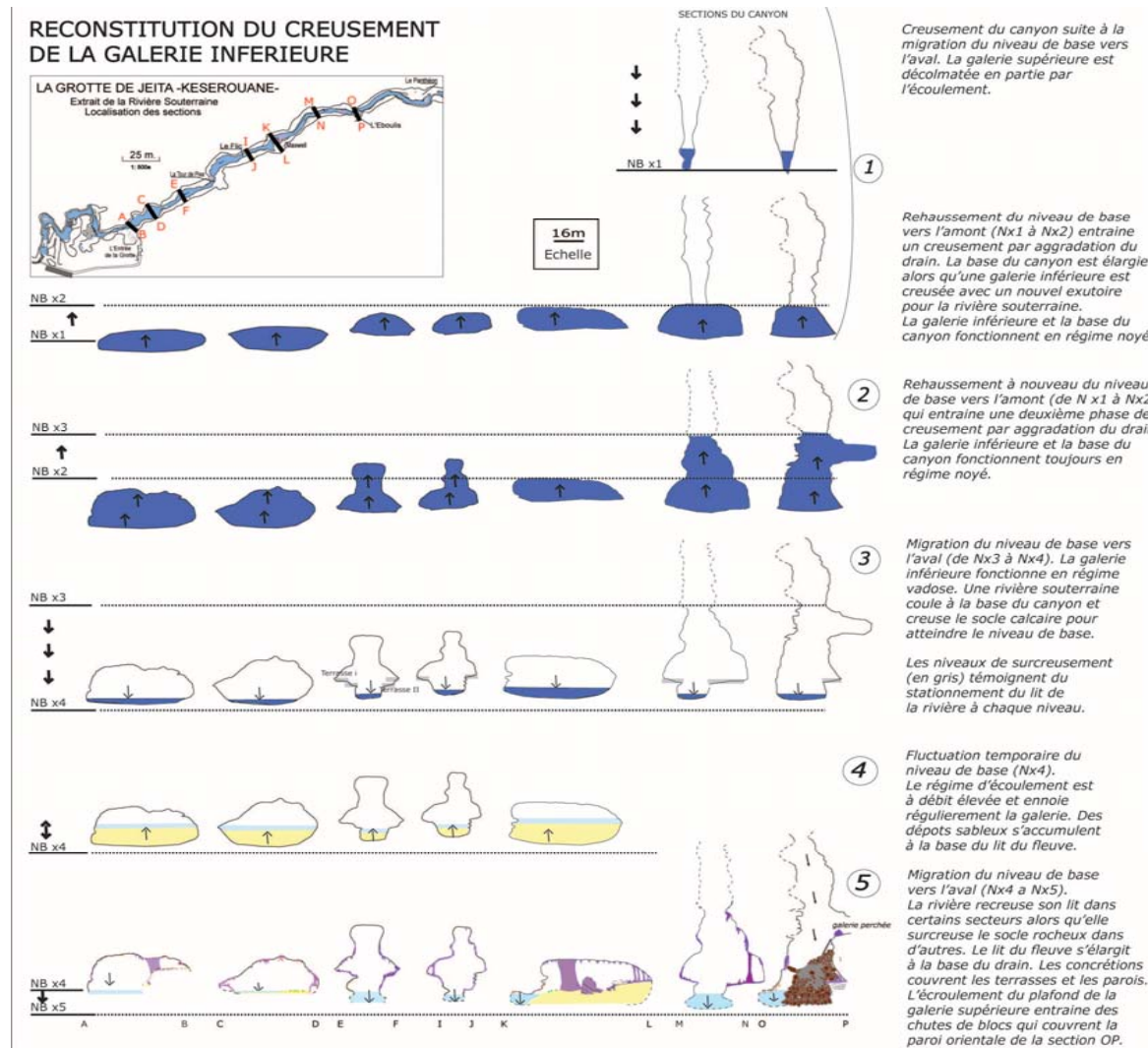


Figure 8.35. Schéma synthétique de l'évolution spéléogénique de la galerie inférieure de Jeita. Pour la légende, cf. carte géomorphologique hors texte.

Différents niveaux-repères hydrologiques ont été relevés. Les deux premiers correspondent à d'anciennes terrasses alluviales ; le premier se situe 8 m au-dessus du niveau actuel de la rivière (70 m d'altitude ; cf. Section EF et IJ ; Figure 8.34.), le second à 2 à 3 m au-dessus de la rivière (65 m d'altitude ; cf. section EF, IJ et MN). La rivière s'écoule sur le bedrock calcaire, la profondeur de l'eau varie de quelques mètres jusqu'à atteindre 10 m à certains endroits par rapport au niveau artificiel du plan d'eau (embarcadère – 62,5 m). L'exutoire karstique se situe quant à lui à 59 m. Il est légèrement perché par rapport au niveau du talweg du Nahr el Kalb, situé à 55 m d'altitude.

Ces différents niveaux-repères permettent de proposer l'évolution hydro-morphologique suivante :

- creusement du canyon lié à la migration de l'exutoire karstique et des écoulements de l'étage supérieur à l'étage inférieur. Cette dynamique se réalise en régime vadose.
- le réseau inférieur connaît une phase d'ennoiement qui a pour effet d'élargir la base du conduit et de favoriser le développement de drains annexes en conduite forcée. Cet ennoiement peut être relié soit à une remontée du niveau de base, soit à un effet de site lié à un obstacle hydrologique en aval du réseau (écroulement, etc...).
- le creusement passe de nouveau en régime vadose et recreuse le bedrock jusqu'au moins 70 m d'altitude. Les écoulements déposent du matériel alluvial (terrasse).
- nouvelle phase d'incision jusqu'à 65 m d'altitude et nouveau dépôt alluvial.
- incision du bedrock jusqu'à son niveau actuel.

Ces différentes étapes spéléogéniques sont rapportées dans la Figure 8.35.

3.2. LE PIEGE A SEDIMENTS DE LA GALERIE DE LA RIVIERE

L'étude géomorphologique de la galerie inférieure a permis de faire ressortir (i) des formes initiales de creusement, (ii) des morphologies de remplissage (terrasses) et de surcreusement (le lit incisé). Peu de dépôts, liés aux phases de creusement initial de cet étage et au fonctionnement en régime vadose antérieur à l'actuel, ont été observés, hormis les deux terrasses alluviales. Ces dépôts ont été, vraisemblablement, remobilisés par les écoulements postérieurs. Dans la partie aval du réseau (au niveau de « l'Entrée Aménagée »), une accumulation importante de dépôts fins, sableux et grossiers est encore visible et dont la conservation peut être liée à deux paramètres : la présence d'un écroulement des gros blocs qui ralentit la vitesse des écoulements et l'encroûtement stalagmitique. Ces dépôts sont-ils récents par rapport à la genèse du réseau inférieur ? Le remplissage s'est-il accumulé dans une phase antérieure ou postérieure à l'écroulement des blocs ?

Le relevé géomorphologique détaillé de ce secteur a été réalisé, afin de répondre à ces questions.

3.2.1. LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ENTREE AMENAGEE

L'entrée touristique de la galerie inférieure se situe à 72 m d'altitude. Ce site a été aménagé en 1956 pour rejoindre la galerie inférieure, située plus bas à 61 m d'altitude. L'accès a été creusé dans un matériel détritique ; ce creusement artificiel offre une coupe stratigraphique particulièrement riche.

La morphologie elliptique (section AB ; cf. *Planche 7. Pochette*) témoigne d'un fonctionnement du drain en régime noyé, avec des encoches couvertes de cupules d'érosion (*Figure 8.36.*). La section AB révèle une encoche à 63 m d'altitude, identifiée sur la paroi nord de la galerie. Une deuxième, visible le long de la paroi sud-est, se situe à 69 m d'altitude environ.

On relève dans cette partie du réseau des témoins de morphologies pariétales qui rappellent celles issues de creusement en régime noyé. La proximité de l'exutoire, avec un labyrinthe de galeries plus étroites, et la présence d'une importante masse écroulée entre la salle de l'embarcadère et l'exutoire proprement dit, laissent envisager une mise en charge localisée du conduit, plutôt qu'un fonctionnement *sensu stricto* en régime noyé.



Figure 8.36. Sur la paroi sud-est de la galerie de l'entrée, une encoche pariétale témoigne d'un ancien remplissage contemporain du creusement du drain. Cette encoche longue de 4 m serait le seul témoin d'un tel type de creusement siphonnant de la galerie inférieure de Jeita (Cliché C. Nehme).

On relève au-dessus de l'embarcadère une accumulation de matériel alluvial (galets, sables) atteignant près de 10 m de hauteur (section AB ; cf. *Planche 7. Pochette*). Cette accumulation détritique est scellée par un épais plancher stalagmitique. Au-dessus de ce dernier, on note la présence de dépôts sableux mêlés à des galets.



Figure 8.37. A gauche, on observe que le plancher qui recouvre la terrasse fluviale est interrompu, probablement par la chute des blocs provenant de l'effondrement de la voûte (à droite de la photo) (Cliché J. Safi).

La section AB (cf. *Planche 7. Pochette*) montre que ce remplissage atteint près de 10 m de hauteur, tout matériel confondu. Par dessus le plancher stalagmitique qui nappe le remplissage alluvial, on note la présence de dépôts sableux mêlés à des galets.

Cette accumulation alluviale a poussé la rivière à circuler jusqu'au ras du plafond qui, dans ce secteur, se situe à quelques mètres du sommet du remplissage. Au fur et à mesure du colmatage alluvial dont les causes restent à rechercher, ce secteur s'est transformé en un piège à sédiments qui a gêné l'écoulement de la rivière. Cette réorganisation de l'écoulement en fonction du piégeage sédimentaire s'est effectuée, non seulement en fonction de l'accumulation successive de dépôts, mais d'autres processus sont également intervenus et ont engendré de nouvelles phases de remplissage : il s'agit d'un matériel d'éboulis, formé de blocs plurimétriques. La hauteur de ce cône de débris dépasse le plafond originel de la galerie. Les blocs proviennent de l'effondrement d'une partie du toit de la galerie inférieure, vraisemblablement en connexion avec le réseau supérieur de la cavité (non connu sur le plan spéléologique). La hauteur de l'effondrement atteint plus de 20 m. Les conséquences d'un tel effondrement se sont répercutées sur les formations déjà présentes dans le secteur et ont largement amplifié l'effet de site de type « piège sédimentaire ». La masse écroulée a eu pour effet, sinon de barrer, tout au moins de fortement réduire le conduit d'évacuation des eaux vers l'exutoire naturel.

L'observation du secteur ouest de la galerie met en évidence la présence de blocs effondrés sur l'un des planchers scellant le remplissage alluvial (*Figure 8.37.*), plancher qui porte des traces de rupture liées vraisemblablement à la chute des blocs. La présence de ces blocs signifie qu'au moins en partie, l'écroulement s'est poursuivi suite au scellement du dépôt alluvial. Malheureusement, les travaux réalisés dans ce secteur pour aménager l'accès et l'embarcadère ont gommé de nombreux indices qui auraient pu nous renseigner sur l'étendue du cône d'écroulement et sur son emboîtement spatial avec la formation alluviale : ceux-ci sont-ils synchrones ou non ? Il est difficile de répondre à cette question dans l'état actuel des indices morphologiques. Par contre, ce qui est certain, c'est que la masse écroulée a fortement contraint et modifié l'évacuation des écoulements. La réduction de la surface d'écoulement par le matériel écroulé a poussé les eaux à recreuser le lit entre le bedrock et l'écroulement (*Figure 8.38.b*). Ceci a engendré une phase de réadaptation hydrologique qui s'est traduite par une remontée du

niveau de base (effet de site) et un fonctionnement localisé en régime d'écoulement de type siphon. Les morphologies liées à cette réorganisation des écoulements se manifestent par la présence de cupules et des vagues d'érosion (*Figure 8.38.a*) sur la paroi nord du secteur. Ces microformes s'étendent jusqu'au plafond.



Figure 8.38. (a) La paroi nord de la galerie de l'entrée, couverte de cupules et de vagues d'érosion. (b) Le chenal étroit de la rivière souterraine, creusé le long de la paroi nord de la galerie (Clichés J. Safi).

3.2.1. LE PIEGE A SEDIMENTS DE LA GALERIE DE LA RIVIERE : OBSERVATION DE LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE

L'histoire complexe du piégeage sédimentaire montre une réorganisation des écoulements en fonction des épisodes de colmatage du drain, intercalés d'épisodes d'écroulement du plafond. Ces dépôts accumulés ont contraint le régime d'écoulement de la rivière et engendré des réajustements de son parcours.

Le site de « l'Entrée Aménagée » comprend un remplissage alluvial qui s'étale jusqu'au porche d'accès. Les niveaux de ce remplissage résument un ensemble d'évènements sédimentaires différents et complexes (*Figure 8.39.*).



Figure 8.39. Le remplissage de la partie droite de l'entrée touristique de la galerie inférieure. On aperçoit, à gauche de la photo, une matrice silteuse et sableuse contenant des galets de longueur centimétriques (N1). Le pendage du niveau est vers la grotte (située à droite de la photo). Ce niveau repose sur un plancher stalagmitique (N2) qui serait le niveau-repère scellant les terrasses est et ouest dans la galerie de l'entrée (à l'intérieur de la grotte). Au dessous du plancher, on relève un autre niveau de galets qui est clairement visible à l'entrée de la galerie inférieure (Cliché J. Safi).

La Figure 8.40 du remplissage des terrasses ouest et est montre, de haut en bas, les niveaux successifs suivants :

- N1 : 1,5 m de galets de longueur centimétrique, avec un pendage d'orientation NO, vers l'intérieur de la grotte.
- N2 : Plancher stalagmitique sommital (50-70 cm d'épaisseur). Son pendage est d'orientation NO, vers l'intérieur de la grotte.
- N3 : 3 m de galets et de cailloutis (10 cm de longueur en moyenne).
- N4 : Plancher stalagmitique (30 cm d'épaisseur) avec un pendage horizontal.
- N5 : Niveau limoneux et argileux rouge (quelques centimètres).
- N6 : 50 à 60 cm de galets de dimensions centimétriques.
- N7 : 10 à 15 cm de galets et cailloutis (quelques centimètres de longueur).

SEQUENCE INFERIEURE DU CONE DE REMPLISSAGE
TERRASSE OUEST ET EST DE LA GALERIE
RIVE DROITE DE LA RIVIERE DE JEITA

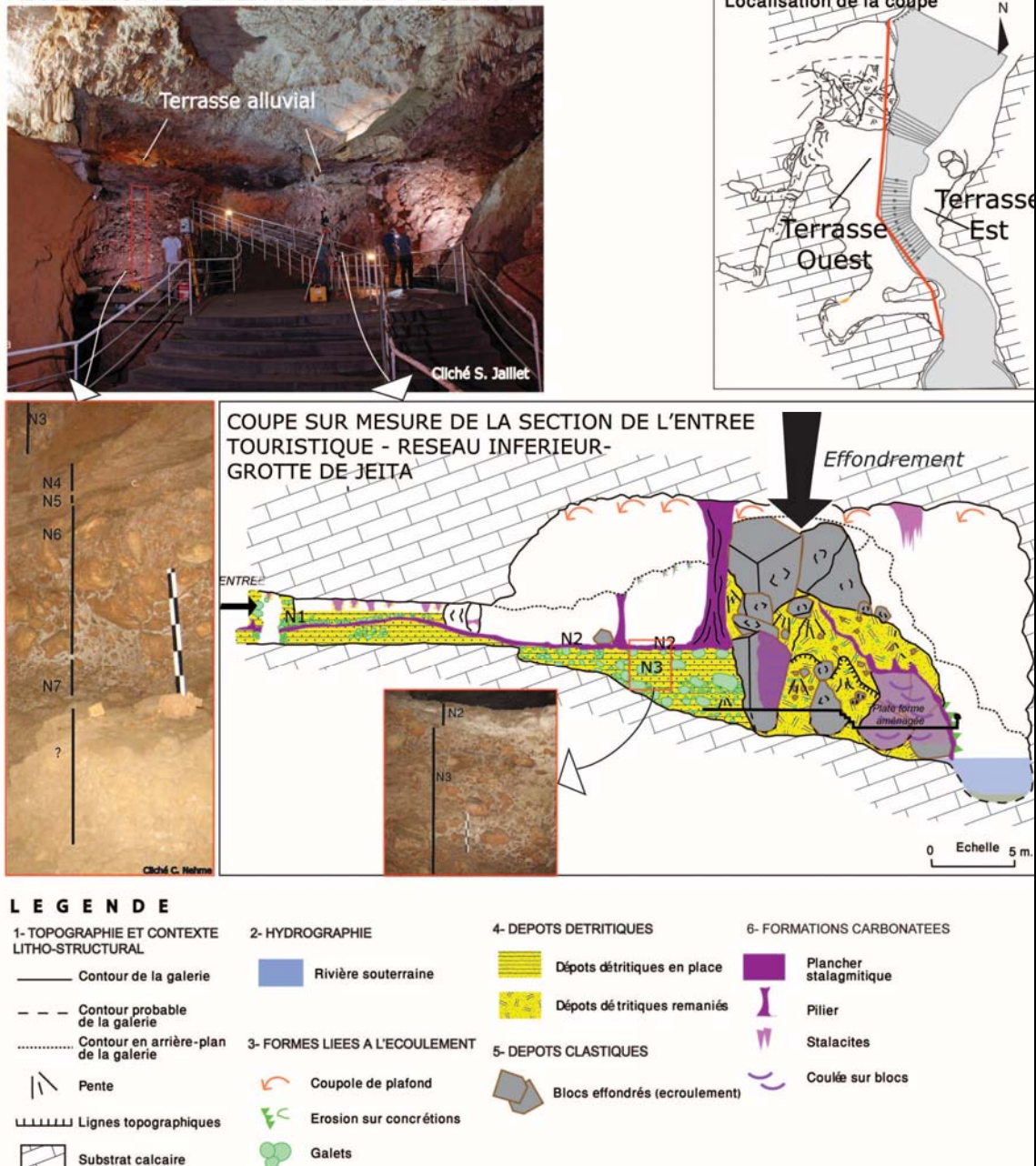


Figure 8.40. La séquence inférieure du cône de remplissage. Les photos montrent les niveaux sédimentaires de la terrasse de la rive droite de la rivière (sud-est de la galerie de l'entrée).

La succession de ces niveaux sédimentaires suggère au moins deux périodes (N6 et N3) d'accumulation de galets, caractérisés par leurs dimensions centimétriques (10 cm en moyenne). La disposition chaotique et non subhorizontale suggère des événements sédimentaires brefs et rapides. La dimension des galets rappelle celle du niveau sommital (N1) (Figure 8.40.). Ce niveau N1 pourrait être amené et déposé par un écoulement à forte compétence. Les dimensions des galets des niveaux N3 et N6 sont également proches de celles des galets du niveau N1. Ces niveaux sont situés, par contre, à l'intérieur de la cavité.

Sur la base de ces quelques indices, on peut supposer que l'accumulation des deux niveaux N3 et N6 proviendrait de crues exceptionnelles de la rivière souterraine. Ces niveaux ont contribué au colmatage progressif du site, jusqu'à l'entrée touristique actuelle.

Quant à l'origine du niveau N1 observé à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité, au niveau du porche d'entrée (*Figure 8.39.*), on suggère que cette accumulation proviendrait d'écoulements à forte compétence. Ces écoulements sont-ils strictement endokarstiques (rivière souterraine) ou proviendraient-ils également du Nahr el Kalb ? Pour le moment, on ne peut pas répondre à cette question et trancher en faveur d'un évènement sédimentaire (niveau N1) résultant ou non d'un écoulement extérieur à la cavité (perte). Des analyses pétrographiques (lithologie) et morphométriques (longueur, largeur, émoussé, sphéricité) ont été réalisées, afin de définir leur source sédimentaire et la dynamique à l'origine de leur dépôt.

L'étude spéléogénique croisée avec l'observation de la séquence sédimentaire du site permet, à ce stade de l'étude, de proposer une mise en place du site en 9 étapes (*Figure 8.41.*).

Etape 1 : fonctionnement en régime vadose de la galerie inférieure, en lien avec la position de l'exutoire karstique, lui même commandé par l'incision du Nahr el Kalb. Ce fonctionnement en régime vadose est rythmé par des phases de creusement et de sédimentation alluviale (*cf. évolution de la salle inférieure, supra*).

Etape 2 à 6 : accumulation de dépôts alluviaux à la base de la galerie, dans une configuration proche de l'actuelle. Cette accumulation est rythmée par des phases incrustantes (planchers stalagmitiques plus ou moins épais au sein de la formation alluviale).

Etape 7 : cette accumulation alluviale a été (conditionnée) renforcée par l'écroulement d'une masse importante d'un pan de plafond de la galerie inférieure (effet de détente mécanique liée à la proximité du versant). Il est vraisemblable que les processus gravitaires et mécaniques se soient prolongés dans le temps, comme le souligne la présence de blocs écroulés sur un des planchers stalagmitiques qui scellent la formation alluviale.

Etape 8 : le barrage clastique accentue l'accumulation des dépôts alluviaux sur le plancher stalagmitique et entre les blocs effondrés. Cette accumulation se réalise à l'arrière du barrage d'écroulement. On retrouve des dépôts de galets et de cailloutis piégés entre les blocs. Le barrage de blocs et l'accumulation alluviale créent un effet de site qui entraîne une remontée locale du niveau de base et la genèse de formes pariétales associées à des réseaux ennoyés (siphonnants).

Etape 9 : la rivière souterraine recreuse des conduits entre ces dépôts et la paroi calcaire (la paroi nord). Ce nouveau chenal conduit les écoulements vers l'exutoire.

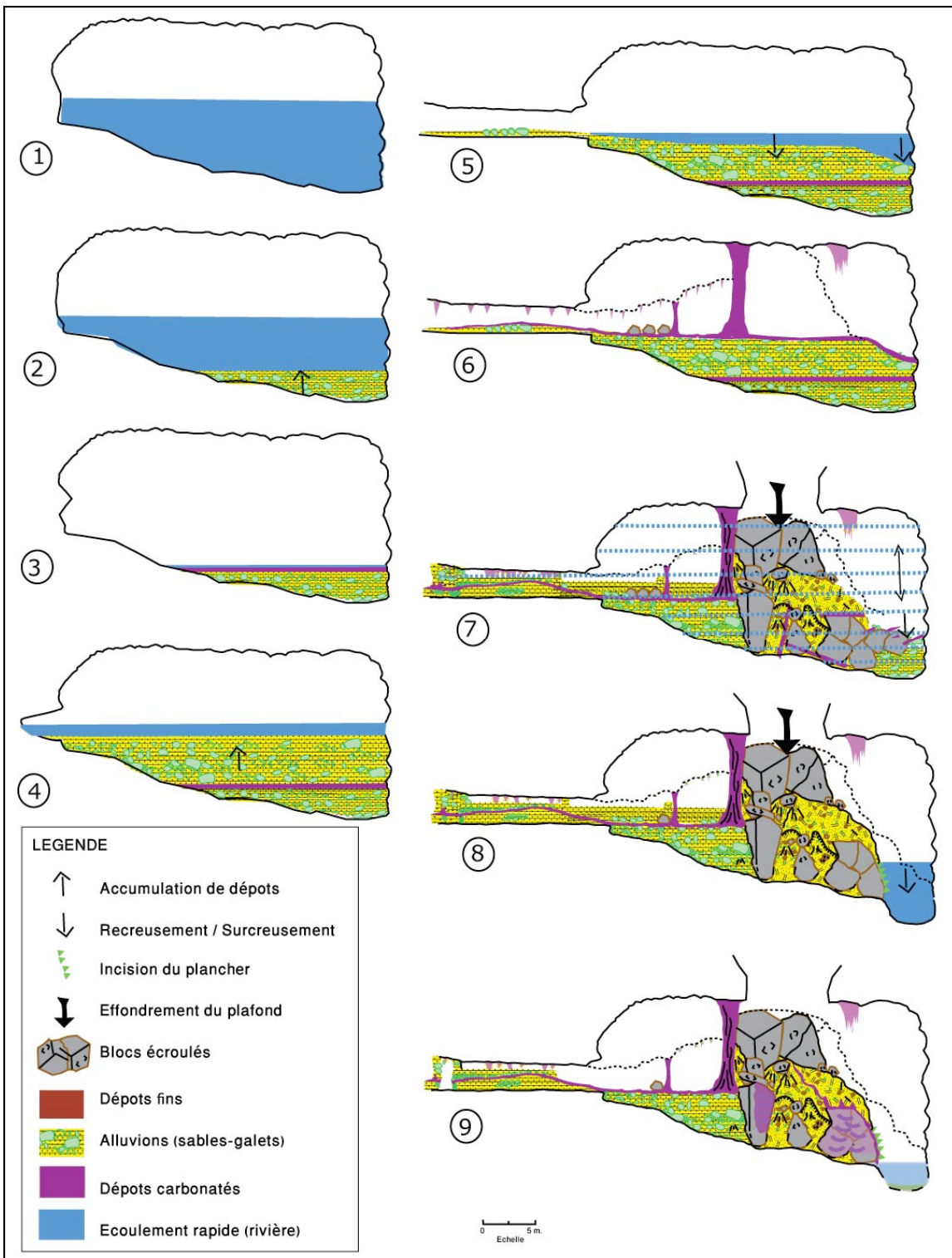


Figure 8.41. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique et sédimentaire du paléo-exutoire de la rivière de Jeita.

IV- APPORTS DE LA GROTTTE DE JEITA DANS LA RECONSTITUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA BASSE VALLEE DE NAHR EL KALB

L'étude spéléogénique des réseaux supérieur et inférieur de la grotte de Jeita, intégrée dans leur contexte géomorphologique (*Figure 8.42.*), permet d'apporter de nouveaux enseignements morphogéniques dans le creusement de la vallée du Nahr el Kalb.

4.1. IDENTIFICATION DE DEUX ANCIENS DRAINS NOYES

L'identification de niveaux de drains noyés dans la grotte de Jeita est essentielle pour la reconstitution paléo-hydrographique de la vallée du Nahr el Kalb. En l'absence de contraintes litho-structurales, l'étagement des réseaux de Jeita révèle au moins deux phases de régime noyé.

Le creusement d'un premier drain en régime noyé a été identifié dans la galerie supérieure. Plusieurs témoins permettent d'avancer cette hypothèse : des coupoles de dissolution au toit du paléodrain (jusqu'à 136 m d'altitude) et des banquettes-limites (96 m). Ce fonctionnement en régime noyé (paragénétique) suppose que le talweg du Nahr el Kalb se situait alors légèrement au-dessus de ces repères altitudinaux dans la galerie supérieure. Le système karstique contemporain du creusement de la galerie supérieure était conditionné par un ancien niveau d'enfoncement de la vallée du Nahr el Kalb, qui se situait à environ 75 m au-dessus de son talweg actuel, c'est-à-dire aux alentours de 150 m au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée. Il est probable que le paléo-exutoire de cet ancien fonctionnement karstique se situait au droit de la vallée du Nahr el Kalb et non pas vers le contact lithologique calcaires/couverture imperméable située à l'ouest. Cela reste du domaine de l'hypothèse, compte tenu de l'absence de témoins visibles dans le reste de l'endokarst. Par contre, ce que nous pouvons affirmer, c'est que le stationnement relativement long de ce niveau de drainage karstique et le fonctionnement paragénétique du paléo-drain ont conduit à une distribution altitudinale de près de 60 m des formes d'enneigement (creusement *per ascensum*).

Le deuxième témoin du fonctionnement noyé dans la galerie inférieure est plus délicat à interpréter, compte tenu du fonctionnement antérieur en régime vadose à l'origine du creusement du canyon et du transfert des écoulements de l'étage supérieur vers l'étage inférieur. La présence vers 70 m d'altitude de formes liées à un creusement en régime noyé est manifeste. Ce fonctionnement noyé peut avoir trois origines possibles :

- des mises en charge régulières du conduit, liées à un drainage souterrain en aval non optimal. Le système karstique serait alors dans une phase d'ajustement du calibrage du drainage karstique ;
- l'effet de site lié au barrage de blocs, dû à l'effondrement d'un pan important de la galerie à proximité de l'exutoire karstique ;
- le remblaiement alluvial du talweg de la vallée du Nahr el Kalb qui aurait entraîné une remontée du niveau de base karstique et l'enneigement de la base du canyon.

Ces hypothèses doivent être confrontées à l'évolution géomorphologique du massif et mises en regard avec ce qui a été observé dans la vallée d'Antélias.

Quoiqu'il en soit, la grotte de Jeita est le témoin d'anciennes structures de drainage karstique des massifs du Jabal Sannine et du Kesrouane (Mont Liban central), dont les écoulements étaient orientés

en direction de la vallée du Nahr el Kalb. Cette orientation est importante dans le raisonnement paléogéographique, car elle n'est conforme, ni au pendage généralisé vers l'ouest (*cf. Chapitre 7, Figure 7.1.*), ni au niveau de base marin tout proche qu'est la Méditerranée, également située à l'ouest. La grotte de Jeita correspondrait probablement au drain majeur du système karstique du Nahr el Kalb, lui-même conditionné par l'enfoncement du réseau hydrographique et par le 'toit' imperméable engendré par la flexure et le contact calcaires/assises imperméables.

4.2. ENFONCEMENT POSTERIEUR DE LA VALLEE DU NAHR EL KALB

Ces deux anciens niveaux noyés sont séparés par des morphologies de creusement vadose qu'on peut rapporter à des périodes d'abaissement du niveau de base et, par conséquent, à l'encaissement de la vallée du Nahr el Kalb.

4.2.1. VERTICALISATION DU DRAINAGE

Les premières expressions de cet enfoncement sont, d'une part, le recreusement et l'évacuation des dépôts paragénetiques dans la galerie supérieure et surtout, d'autre part, le surcreusement du bedrock en profondes gorges souterraines et ce, jusqu'à la cote 70 m. Ce surcreusement s'exprime dans le paysage actuel par le canyon situé à la base du drain (morphologie en trou de serrure). Cette phase de verticalisation peut être associée à un important enfoncement, en une ou plusieurs phases, du talweg du fleuve, entre 150 et 75 m d'altitude.

4.2.2. UNE SECONDE PHASE D'ENFONCEMENT

Cette deuxième phase de verticalisation du drainage est visible dans l'étage inférieur ; elle est postérieure à la phase de stationnement du niveau de base à 70 m. Cette phase de verticalisation doit être mise en regard avec les trois hypothèses émises sur la seconde phase de fonctionnement en régime noyé. Selon ces hypothèses, la verticalisation peut être associée à : (i) un abaissement des écoulements, suite à un meilleur ajustement du calibrage des conduits alimentant l'exutoire karstique ; (ii) un abaissement consécutif au contournement de l'effet de site, lié à un barrage de blocs (effondrement) et à l'accumulation alluviale en arrière de ce barrage ; (iii) un recreusement des alluvions de la vallée du Nahr el Kalb, dont la sédimentation avait entraîné une remontée du niveau de base karstique.

Quels que soient les moteurs en jeu, cette deuxième phase se traduit par un surcreusement de la base inférieure du drain. La terrasse rocheuse à 70 m témoignerait alors d'un paléo-lit de la rivière souterraine.

4.2.3. PHASE TRANSITOIRE DU SYSTEME ACTUEL DE JEITA

Les phases d'enfoncement postérieur du talweg du fleuve se manifestent plus en aval, au niveau de l'exutoire actuel situé à 59 m d'altitude, avec le talweg du Nahr el Kalb à 55 m d'altitude. Les morphologies de la galerie inférieure, sous le niveau-repère (deuxième terrasse) à 65 m, montrent un élargissement du chenal avec un remplissage à la base élargie du drain. On considère que la profondeur du chenal de la rivière varie entre 6 à 10 m de profondeur, et que le remplissage sableux dans ce chenal ne dépasse pas les 6 m d'épaisseur, selon les témoignages des spéléologues qui ont pu plonger dans le chenal (Hakim B. et Karkabi S., 1988). Donc, on suggère que la base rocheuse du drain est située entre

12 et 16 m tout au plus, sous le niveau repère situé à 65 m. Cet enfoncement postérieur du talweg entraîne un creusement par érosion régressive du conduit karstique. Les mises en charges importantes ennoient la base du drain inférieure de Jeita (inférieur à 65 m) qui s'élargit. Ces mises en charges maintiennent un niveau d'écoulement de la rivière légèrement plus élevé que la cote du talweg. L'exemple le plus démonstratif de ce processus serait l'altitude de l'exutoire actuel (60 m), qui est plus élevé que le talweg du Nahr el Kalb (55 m).

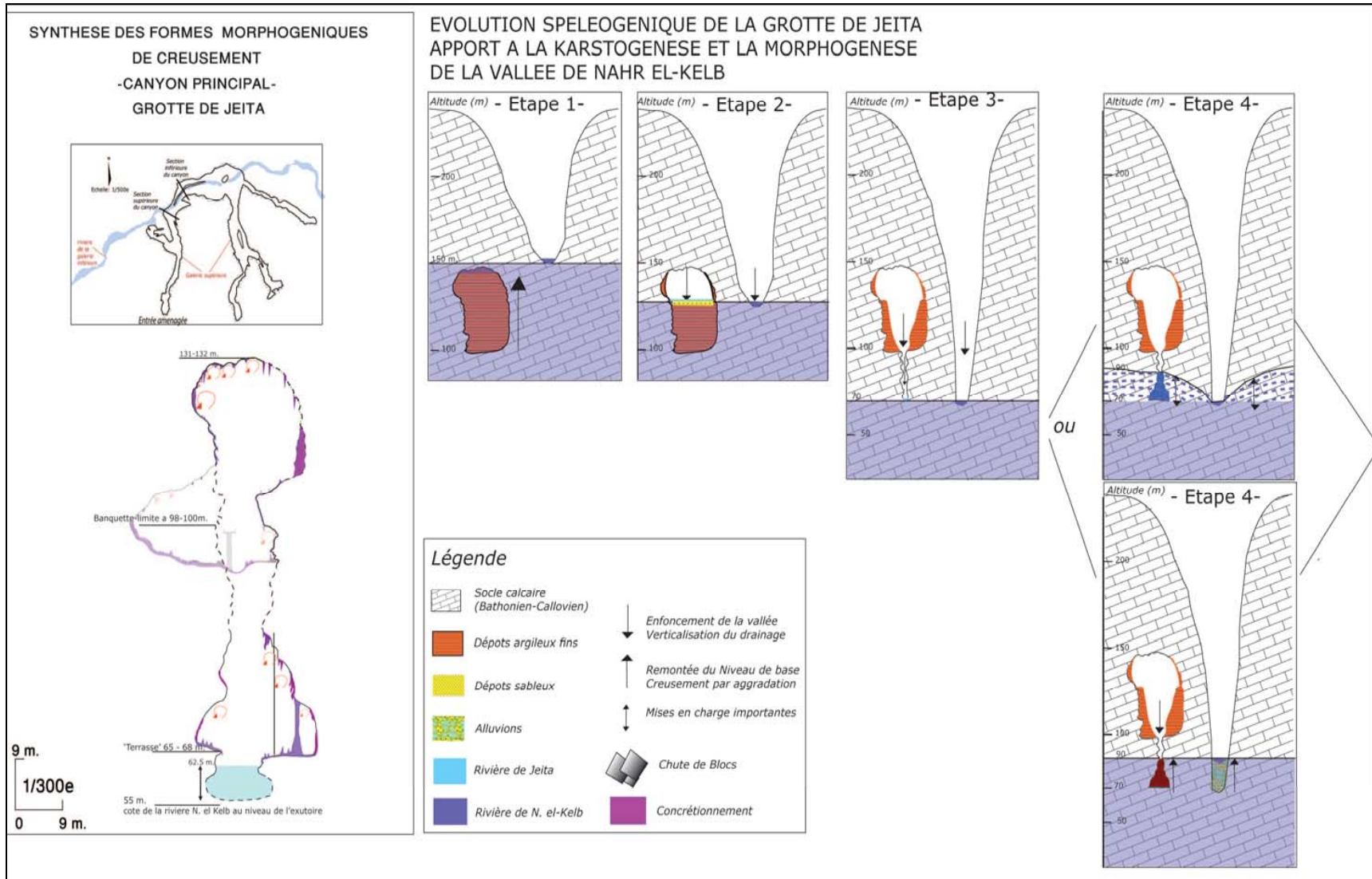


Figure 8.42. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique complète du réseau de Jeita.

EVOLUTION SPELEOGENIQUE DE LA GROTTE DE JEITA
 APPORT A LA KARSTOGENESE ET LA MORPHOGENESE
 DE LA VALLEE DE NAHR EL-KELB (suite)

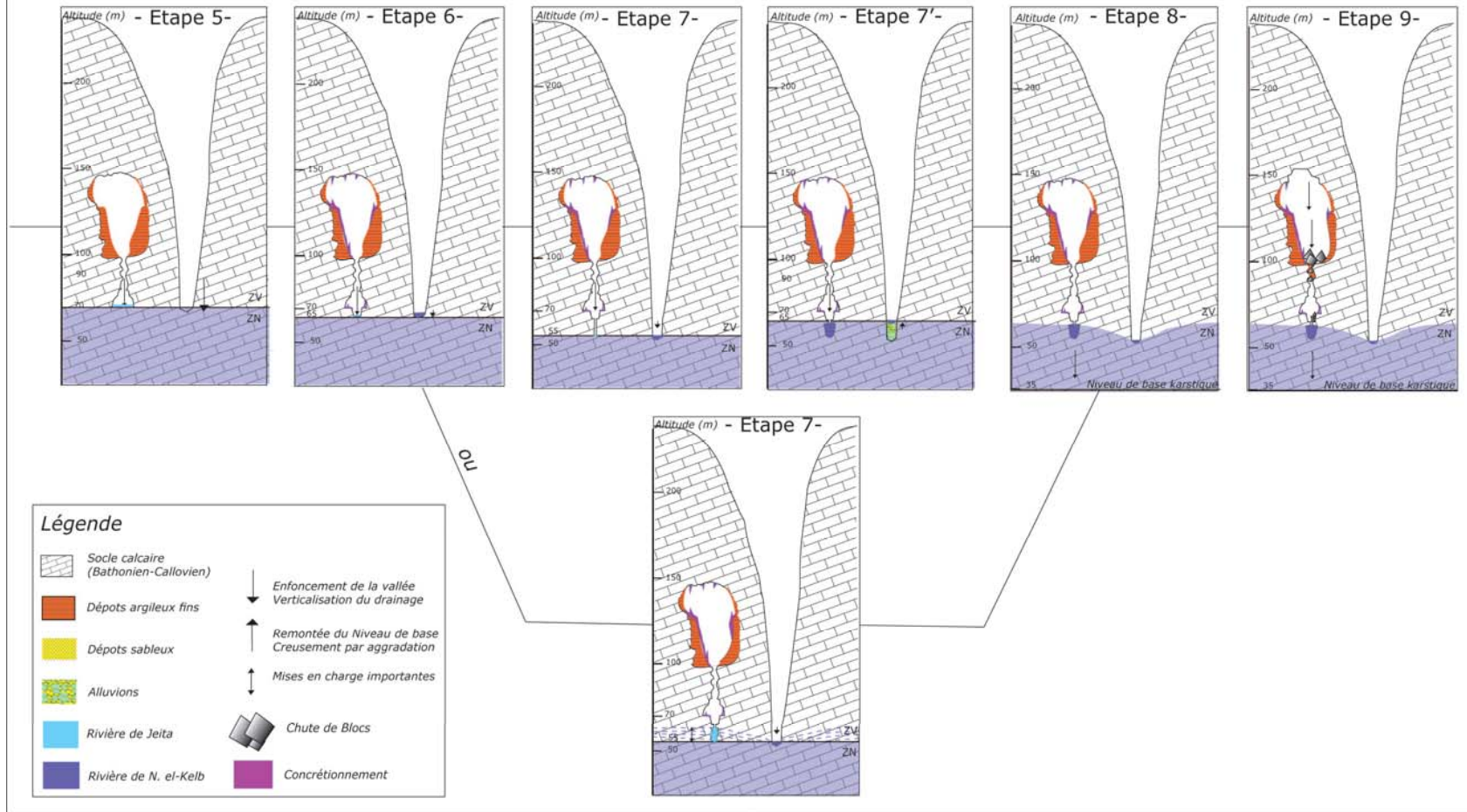


Figure 8.42. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique complète du réseau de Jeita.

CONCLUSION

Les réseaux karstiques de la grotte de Jeita se sont développés parallèlement à la vallée du Nahr el Kalb. Ce réseau est formé de différents réseaux étagés : les galeries supérieures, aujourd'hui non actives, et le réseau inférieur, drainé par une rivière souterraine conséquente. Ils sont connectés entre eux par un canyon de réajustement. La grotte est un excellent témoin morphogénique de l'évolution du système karstique du Nahr el Kalb.

L'étude spéléogénique entamée dans plusieurs secteurs-clés du réseau supérieur a mis en avant une phase de fonctionnement du drain en régime noyé avec un écoulement à faible vitesse. Les morphologies et dépôts originels, encore présents dans la galerie supérieure, renvoient à des conditions de fonctionnement de type « paragénétique ». De ce fait, on considère que la mise en place du drain à cette altitude (96 à 150 m) suppose qu'à une période donnée, le talweg du Nahr el Kalb se situait au moins 75 m au-dessus de son niveau présent, c'est-à-dire aux alentours de 150 m au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée.

L'étude spéléogénique du réseau inférieur (paléo-exutoire et cône de l'éboulis) révèle des morphologies liées à un fonctionnement en régime noyé. Ce deuxième paléodrain noyé situé à 70 m d'altitude nous laisse supposer qu'à une période donnée, le talweg du Nahr el Kalb était stationné à un niveau proche (~70 m).

Entre ces deux anciens niveaux noyés liés à d'anciens talwegs du Nahr el Kalb, un canyon relie les deux paléo-drains. Ce canyon est l'expression d'une verticalisation des écoulements engendrée par un abaissement du niveau de base. Cette morphologie endokarstique témoigne d'une phase d'enfoncement du talweg de la vallée du Nahr el Kalb, entre 100 m (sommets du canyon) et 70 m d'altitude (terrasse de la galerie inférieure).

Enfin, les morphologies successives de surcreusement situées sous le niveau de stationnement (70 m) expriment plusieurs phases d'enfoncement des écoulements karstiques.

En somme, le réseau de Jeita détient un ensemble de morphologies de stationnement du niveau de base et des formes de creusement, liées à une verticalisation des écoulements suite à l'abaissement du niveau de base karstique. Le réseau endokarstique de Jeita est alors un enregistreur complet de l'histoire morphogénique de la vallée du Nahr el Kalb, et ceci entre 150 et 50 m d'altitude.

L'étude spéléogénique de la grotte de Jetia a mis en avant la connexion entre l'évolution du système karstique et l'enfoncement de la basse vallée du Nahr el Kalb.

Reste à mieux appréhender la relation entre le niveau de base karstique (contact lithologique entre les niveaux imperméables et calcaires) qui conditionne l'évolution du drainage souterrain avec l'enfoncement du talweg des vallées du Mont Liban central. Cette relation peut être mieux appréhendée *via* l'étude morphogénique des deux vallées d'Antélias et du Nahr el Kalb, insérée dans l'histoire géologique du Mont Liban.

C O N C L U S I O N

La troisième partie de notre recherche est centrée sur la vallée du Nahr el Kalb et l'étude spéléogénique et sédimentaire du réseau de Jeita.

Le chapitre 7 a permis de mettre en avant les traits topographiques de la vallée et de décrire les quelques témoins morphogéniques de surface encore présents dans le secteur de Dbäiyé-Nahr el Kalb. Le système karstique de la vallée, barré par les assises du Crétacé inférieur, comprend diverses morphologies exo et endokarstiques. Parmi ces formes, le réseau de Jeita se développe parallèlement au talweg de la vallée. L'étagement des galeries sèches et actives entre 46 m (exurgence de Qashqoush) et 140 m (hauteur maximale des galeries supérieures de Jeita) d'altitude permet d'avoir un regard sur le système endokarstique de la vallée et son évolution dans le temps.

Vu l'immensité du système qui s'étend sur plus de 10 km de galeries sèches et actives, plusieurs sites-clés ont été identifiés. Les critères de choix se sont portés tout d'abord, sur le potentiel informationnel révélé par la diversité et l'emboîtement spatial et temporel des morphologies de creusement et des remplissages endokarstiques. Ensuite, la localisation altitudinale des sites doit permettre une lecture complète du canyon endokarstique. Enfin, c'est l'accessibilité des morphologies et des formations qui s'impose pour mener à bien l'observation géomorphologique détaillée dans un cadre temporel restreint.

Le chapitre 8 a mis en avant l'apport spéléogénique et sédimentaire des réseaux karstiques de la grotte de Jeita. Ce réseau, formé de différents niveaux étagés connectés entre eux par un canyon de réajustement, est excellent témoin morphogénique de l'évolution du système karstique du Nahr el Kalb. L'étude spéléogénique menée dans plusieurs secteurs-clés du réseau supérieur a permis de faire ressortir les éléments suivants :

- une phase de fonctionnement du drain en régime noyé avec un écoulement à faible vitesse entre 96 et 150 m. Les morphologies et dépôts originels, encore présents dans la galerie supérieure, renvoient à des conditions de fonctionnement de type « paragenétique ». La mise en place du drain à cette altitude (96 à 150 m) suppose qu'à une période donnée, le talweg du Nahr el Kalb se situait au moins à 75 m au-dessus de son talweg actuel, c'est à dire aux alentours de 150 m au moins au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée.

- une phase de fonctionnement en régime noyé, située à 70 m d'altitude. Ce deuxième paléodrain noyé, identifié par les morphologies liées à un fonctionnement en régime noyé, suppose qu'à une période donnée, le talweg du Nahr el Kalb ait stationné au même niveau (70 m).

- une phase de verticalisation des écoulements engendrée par un abaissement du niveau de base. Cette verticalisation se manifeste par un canyon qui relie les deux paléo-drains. Cette morphologie endokarstique témoigne d'une phase d'enfoncement du talweg de la vallée du Nahr el Kalb, entre 100 m (sommets du canyon) et 70 m d'altitude (terrasse de la galerie inférieure).

- une phase de verticalisation actuelle des écoulements, située sous le niveau de stationnement (70 m).

En somme, le réseau de Jeita montre un ensemble de morphologies de stationnement du niveau de base et des formes de creusement, liées à une verticalisation des écoulements suite à un enfoncement du niveau de base. Le réseau endokarstique de Jeita est alors un enregistreur complet de l'histoire morphogénique de la vallée du Nahr el Kalb, et ceci entre 150 et 50 mètres d'altitude.

- P A R T I E I V -

SYNTHESE GENERALE

INTRODUCTION

Les études morphogéniques menées sur plusieurs cavités du Mont Liban ont mis en avant le rôle de l'endokarst, en tant qu'archive naturelle permettant des reconstitutions paléogéographiques et géomorphologiques, en l'absence de témoins conservés et/ou visibles dans le relief superficiel. Les reconstitutions spéléogéniques pour chaque réseau endokarstique n'ont d'intérêt et de valeur ajoutée que lorsque les cavités sont replacées dans leur contexte géologique et géomorphologique. Cette mise en contexte permet de souligner que les morphologies et formations souterraines constituent des enregistreurs performants d'événements paléogéographiques, géomorphologiques et environnementaux, à l'origine de la structuration à la fois de l'endokarst et du relief. L'endokarst a la faculté de conserver les informations au fur et à mesure qu'elles s'inscrivent dans le relief souterrain, ce qui permet de disposer d'une épaisseur temporelle peu commune aux autres enregistreurs géomorphologiques (hormis les pièges sédimentaires lacustres et marins). Les caractéristiques morphogéniques endokarstiques remises dans leur contexte géologique donnent ainsi aux informations et aux interprétations une portée karstogénique et, par-delà, paléogéographique. C'est autour de cette démarche que nous avons abordé la morphogénèse des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias.

L'étude des systèmes de Jeita-Qashqouch et d'el Kassarat-Kanaan-Fouar Antélias a permis de poser les principales étapes de mise en place et d'évolution du karst (*cf.* Chapitres 5, 6 et 8). Cette partie de synthèse a pour objectif de confronter les résultats issus de l'étude des réseaux de Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita et de souligner leurs apports respectifs et communs dans la reconstitution paléogéographique des vallées littorales du Mont Liban central. Utiliser un réseau endokarstique en tant que vecteur d'informations paléogéographiques, cela induit de poser l'ensemble des moteurs de creusement qui ont influencé la morphogénèse du Mont Liban. C'est pourquoi nous interrogerons de nouveau les événements qui ont pu marquer la mise en place et l'enfoncement du réseau hydrographique : une attention particulière sera portée au Mio-Pliocène.

Nous exposerons, dans un premier temps, les différents enseignements karstogéniques issus des études respectives des grottes Kanaan, el Kassarat et de Jeita. Ces informations concernent l'identification de niveaux de karstification caractérisés par la reconnaissance de morphologies associées, d'une part, à d'anciennes zones noyées du karst (dépendant du niveau de base hydrographique) et, d'autre part, à des phases de verticalisation du drainage souterrain, liées à l'abaissement du niveau de base karstique, à l'enfoncement du réseau hydrographique et, par incidence, à des événements eustatiques et/ou isostatiques.

Sur la base de ces données, des modèles morphogéniques sont proposés pour les vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb.

Cette analyse est accompagnée par des calages chronologiques à partir de datations U/Th effectuées sur des spéléothèmes prélevés dans ces cavités, ainsi qu'au recueil des calages chronologiques, malheureusement peu nombreux, effectués sur des terrasses marines et des vestiges préhistoriques présents dans ces deux vallées. L'insertion du modèle morphogénique proposé (Nahr Antélias et Nahr el Kalb), dans le temps et dans le contexte géologique et spatial, permet de mettre en évidence les diachronismes entre des stades de stabilité du niveau de base (marin et karstique) et des phases d'enfoncement fluvial et de surrection tectonique du Mont Liban.

I- SYNTHÈSE DES APPORTS KARSTOGÉNIQUES POUR LES VALLÉES DU NAHR ANTÉLIAS ET DU NAHR EL KALB

L'étude géomorphologique des grottes Kanaan, el Kassarat et de Jeita apporte de nouveaux enseignements sur l'évolution morphogénique des vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb. Cette partie propose une relecture des apports karstogéniques de chaque vallée, en insistant sur l'identification des niveaux de karstification (anciennes zones noyées) et des zones de verticalisation du drainage karstique.

1.1. LES APPORTS KARSTOGÉNIQUES DE L'ÉVOLUTION DU DRAINAGE SOUTERRAIN D'ANTELIAS

Deux cavités-clés ont été retenues pour notre recherche : Mgharet Kanaan et Mgharet el Kassarat-Nabay. Leur étude spéléogénique a permis de distinguer différentes phases de structuration du drainage karstique. Ces phases de (re)structuration du drainage endokarstique résultent de l'évolution (migration ou rehaussement) du niveau de base karstique, qui se marque dans le paysage souterrain par des morphologies facilement identifiables et caractéristiques d'un creusement en régime noyé (conduite forcée, coupoles, banquettes-limites, etc...).

1.1.1. IDENTIFICATION D'UNE ANCIENNE ZONE NOYÉE VERS 100 M

L'étude de la grotte Kanaan, perchée à 100 m d'altitude, soit à 70 m au-dessus du talweg actuel, a mis en évidence des morphologies de creusement en régime noyé. D'autres drains noyés (drains elliptiques et horizontaux) qui se développent à une altitude proche de celle de la grotte Kanaan, ont été repérés et étudiés. Le réseau de Mgharet el Kassarat-Nabay contient également des morphologies liées à un creusement en zone noyée proche de 100 m d'altitude (cf. Galerie des Présidents, galerie supérieure et galerie sèche, situées entre 90 et 96 m d'altitude).

L'étude de ces conduits a montré qu'ils ont évolué en fonctionnement 'paragénétique'. Les données issues de ces différents anciens drains karstiques permettent de relever les éléments suivants :

- ceux-ci appartiennent à une même zone noyée karstique qui se développait vers 100 m d'altitude (actuelle), soit 70 m au-dessus du niveau actuel (33 m) de la zone noyée qui alimente la source du Fouar Antélias.
- la morphogenèse de ces drains par aggradation « paragénétique » suppose deux hypothèses de creusement : (i) soit les conduits mis en place dans la zone noyée profonde du karst ont connu une aggradation jusqu'à 100 m ; (ii) soit ils ont initié leur creusement à un niveau proche de 100 m (interface entre la zone noyée et la zone vadose du système karstique). Dans les deux cas de figure, on considère que la limite de la zone noyée du karst se situait au maximum vers 100 m d'altitude, lors du creusement des drains de Kanaan et d'el Kassarat (galeries supérieures).
- ces paléo-conduits noyés appartenaient à même structure de drainage karstique, dont le drain majeur rejoignait un paléo-exutoire du Fouar Antélias, situé vers une centaine de mètres d'altitude (actuelle).

L'identification de cet ancien niveau de drainage karstique est essentielle pour la reconstitution paléohydrographique de la vallée d'Antélias. En l'absence de contraintes litho-structurales, ces anciens drains témoignent qu'à une période donnée, le talweg du Nahr Antélias se situait à une trentaine de mètres au-dessus de celui que l'on connaît actuellement, c'est-à-dire aux alentours d'une centaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée.

1.1.2. VERTICALISATION DU DRAINAGE KARSTIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

Le développement de la zone noyée est conditionné par le niveau de base karstique qui est lui-même dépendant du niveau de base régional (hydrographique). Son évolution (abaissement ou rehaussement) engendre une (re)structuration des conditions de drainage karstique. La verticalisation du karst est l'expression d'un abaissement du niveau de base karstique. Il s'ensuit un abandon des anciens drains noyés qui se retrouve perchée au-dessus des nouveaux axes de circulations souterraines ; cette restructuration se traduit également par le creusement de conduits verticaux (puits, canyon, galeries méandriques de raccordement). Partant de ces constats, les études spéléogéniques de la grotte Kanaan et d'el Kassarat-Nabay, ont permis de relever des morphologies particulières à ce type de processus :

- en premier lieu, la situation perchée de la grotte Kanaan par rapport au drainage actuel est un témoignage du passage du drain d'un fonctionnement en régime noyé à la zone vadose du karst. Cette cavité a été déconnectée du drainage karstique, qui s'est réorganisé en fonction de l'abaissement du niveau de base.
- en second lieu, les paléo-siphons subverticaux que l'on observe sur le front de la carrière (cf. *Chap. 4 ; Fig. 4.34*) sont situés au-dessous du niveau altitudinal de Mgharet Kanaan (100 m). Leur gamme d'altitude correspond à celle du canyon du réseau d'el Kassarat qui se développe entre 90 et 57 m. Ces drains subverticaux et le développement du canyon (surcreusement dans le massif rocheux ou décolmatage du drain et recreusement vers l'aval du système) laissent supposer que le système karstique d'Antélias a connu une phase de verticalisation du drainage souterrain.

La délimitation de la phase de verticalisation des écoulements au sein du karst est intéressante du point de vue hydrographique. Ce processus est le résultat de l'abaissement du niveau de base karstique, suite à un enfoncement du talweg du Nahr Antélias dans la masse karstique, enfoncement dont on va définir les causes dans les parties qui suivent.

1.1.3. IDENTIFICATION D'UN ANCIEN DRAIN NOYÉ VERS 60-70 M

Un conduit de forme semi-elliptique a été relevé à la base du canyon de Mgharet el Kassarat. Il se situe entre 60 et 70 m d'altitude. Cette morphologie renvoie à un agencement en régime (épi)noyé, durant lequel la permanence des écoulements a conduit à l'élargissement de la base de la galerie. Ce fonctionnement n'a pu avoir lieu sans un stationnement du niveau de base karstique à un niveau altitudinal proche. Cette morphologie est le témoin d'une ancienne zone noyée vers 60-70 m : elle révèle une nouvelle phase de structuration du drainage karstique. Cette restructuration est postérieure à la phase de verticalisation du drainage du karst d'Antélias et antérieure au niveau de drainage actuel.

1.2. L'ÉVOLUTION MORPHOGENIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

L'identification de ces deux paléo-drains pose des jalons dans la reconstitution des étapes d'encaissement de la vallée. Ces paléo-zones noyées peuvent être corrélées à deux anciens talwegs du Nahr Antélias, le premier niveau se situant entre 90-100 m et le second vers 60-70 m.

Ces niveaux de paléo-drainage karstique sont intercalés de morphologies traduisant une verticalisation du drainage. Celles-ci sont liées à un encaissement du talweg de la vallée dans une première étape, entre 90 et 70 m, et dans une seconde, entre 60 et 30 m.

Ces niveaux de drainage et de verticalisation du karst ayant pu être définis, nous avons posé les bases d'un modèle synthétique d'évolution morphogénique de la vallée, tout en intégrant celui-ci dans son contexte géologique. Nous proposons également une évolution du profil en long du fleuve en fonction des moteurs de creusement.

Ensuite, les datations U/Th effectuées sur les spéléothèmes des grottes Kanaan et d'el Kassarat seront insérées dans le modèle morphogénique, pour essayer de caler dans le temps géologique les niveaux de stationnement et d'encaissement du talweg de la vallée d'Antélias.

1.2.1. MODELE MORPHOGENIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

La relation entre le système karst et le réseau hydrographique réside dans le contrôle de leur évolution en fonction de deux moteurs de creusement. Ces moteurs sont (i) la surrection (orogénèse) du Mont Liban et (ii) les oscillations eustatiques de la mer Méditerranée. Etant donné que le réseau hydrographique est directement conditionné par le niveau de base général de la Méditerranée, les variations liées à l'un et/ou à l'autre moteur amorcent le creusement du talweg.

Le dispositif géologique de la retombée occidentale du Mont Liban est particulier, car il sépare les roches carbonatées dans lesquelles se développe le karst, du trait de côte, par les assises semi-perméables à imperméables du Crétacé.

La réponse du karst aux moteurs de creusement est, par conséquent, retardée du fait que le niveau de base karstique est lié au niveau de base géomorphologique, représenté dans notre secteur d'étude, par le talweg du fleuve.

La Figure 9.1 résume les principales étapes de l'évolution de la vallée d'Antélias. Le soulèvement orogénique engendre un enfoncement du réseau hydrographique par érosion régressive du talweg depuis le littoral à l'ouest, vers l'est. Le système karstique répond à cette modification en restructurant son drainage souterrain, suite à la migration de l'exutoire karstique dépendant du talweg du Nahr el Kalb.

L'oscillation eustatique engendre, pour sa part, deux types de réponse du système karstique et du réseau hydrographique :

- Les régressions marines entraînent un enfoncement du réseau hydrographique également par érosion régressive. Une fois que le nouveau talweg a atteint le contact lithologique Crétacé/Jurassique, il s'ensuit alors une migration de l'exutoire karstique vers l'aval.
- Les remontées du niveau marin ennoient la vallée, engendrant selon le niveau de transgression une remontée possible du niveau de base karstique. Le profil en long du fleuve se réajuste suite au colmatage alluvial du talweg. Le talweg est aussi porté à une altitude plus élevée, ce qui entraîne une remontée du niveau de base karstique. Les systèmes endokarstiques liés à l'ancien niveau de base se retrouvent alors ennoyés.

La Figure 9.1 résume les étapes de l'encaissement de la vallée d'Antélias. On propose trois phases d'évolution du talweg du Nahr Antélias, en fonction de chaque étape de l'organisation du drainage karstique.

a- LA 'PREMIERE' ETAPE : PHASE D'EQUILIBRE

L'évolution karstogénique proposée montre que la *première*²⁴ étape de l'histoire de la vallée (*Figure 9.1. ; étape 1*) commence par une phase d'équilibre entre les systèmes karstique et fluvial. Le talweg hypothétique du Nahr Antélias, au niveau des assises crétacées, concorde avec l'altitude de la zone noyée du karst. Celle-ci stationne aux alentours de 100 m. Ce stationnement se traduit par un niveau de karstification préférentiel, auquel on attribue la formation des drains de Mgharet Kanaan et d'el Kassarat-Nabay. Ces drains ont évolué par aggradation du conduit (creusement du type paragénétique). La genèse de ces drains noyés suppose une phase d'équilibre des systèmes karstique et fluvial : on considère que les moteurs de creusement (oscillation eustatique et/ou orogénèse du Mont Liban) étaient alors peu actifs. En effet, dans le cas contraire, on aurait relevé un moindre développement du drain karstique.

b- LA 'DEUXIEME' ETAPE : ENCAISSEMENT DE LA VALLEE ET REPONSE DU KARST

Une phase d'orogénèse du Mont Liban et/ou une régression du niveau marin entraîne l'incision du réseau hydrographique et un réajustement du drainage karstique.

Le Nahr Antélias réajuste son profil en long par érosion régressive (*Figure 9.1. ; étape 2 - incision du talweg*). Le Nahr Antélias érode les assises du Crétacé jusqu'à atteindre le massif calcaire. La réponse du karst (*Figure 9.1. ; étape 2 - réponse du karst*) se manifeste par la migration de l'exutoire vers 60-70 m, amorçant ainsi une verticalisation du drainage jusqu'à la nouvelle zone noyée. Les dépôts de Mgharet Kanaan sont décolmatés et le drain inférieur d'el Kassarat-Nabay se met en place. La zone noyée de ce nouveau système de drainage karstique stationne vers 60-70 m. La réorganisation des écoulements se manifeste, au final, par l'abandon des drains de Kanaan (grotte fossile) et d'el Kassarat (galerie des Présidents) et le creusement du canyon par la rivière souterraine d'el Kassarat, jusqu'à atteindre le nouveau niveau de karstification (interface ZN/ZV à 60-70 m).

On considère que la réponse du karst aux moteurs de creusement (orogénèse et/ou abaissement du niveau de base marin) est plus rapide que le réajustement du profil en long du Nahr Antélias, malgré son retard dans le temps géologique vis-à-vis de l'élément perturbateur (moteurs de creusement). L'érosion karstique a été retardée par rapport aux moteurs orogénique et/ou eustatique, par l'effet de la 'barrière hydrogéologique' des assises du Crétacé qui renaient la zone noyée à un niveau de 100 m. Mais, ce n'est que lorsque le talweg du Nahr Antélias a atteint la roche calcaire, que l'érosion karstique est devenue plus rapide que l'érosion fluviale. De ce fait, la verticalisation du drainage souterrain est plus rapide que le réajustement du profil en long du Nahr Antélias, dans l'arrière-pays calcaire.

c- LA 'TROISIEME' ETAPE : DEUXIEME ENCAISSEMENT DE LA VALLEE ET REPONSE DU KARST

Une nouvelle surrection tectonique du Mont Liban et/ou une régression du niveau marin engendre une nouvelle phase d'encaissement de la vallée d'Antélias (*Figure 9.1. ; étape 3 - incision du talweg*). L'érosion régressive du Nahr Antélias entaille les assises du Crétacé jusqu'à atteindre le massif calcaire. Le talweg creusé atteint 30 m au niveau du contact lithologique entre les assises du Crétacé et celles du Jurassique. La réponse du karst (*Figure 9.1. ; étape 3 - réponse du karst*) se manifeste par la migration de l'exutoire vers 30 m, amorçant une érosion karstique différente de l'étape précédente. La migration de

²⁴ On définit cette 'première étape' en référence à l'histoire morphogénique proposée et non pas par rapport à l'histoire géologique de la vallée. L'histoire de l'encaissement du Nahr Antélias a démarré bien avant l'histoire morphogénique qu'on propose dans la Figure 9.1.

la zone noyée vers 30 m s'est traduite par le creusement par érosion régressive du drain connectant l'exutoire actuel (Fouar Antélias) à la rivière souterraine (57 m d'altitude). Ce type de processus est lié à deux hypothèses :

- la migration de l'exutoire vers 30 m était beaucoup plus rapide que la phase précédente, empêchant ainsi le drainage karstique de creuser graduellement un canyon endokarstique en fonction de l'abaissement progressif du niveau de base karstique.
- le rabattement de la zone noyée lors des périodes de hautes-eaux est suffisamment important (remontée jusqu'à 20 à 30 m, avec une recharge hydrique importante dans le karst) pour amorcer un creusement de l'aval (nouvel exutoire) vers l'amont (niveau de la rivière souterraine).

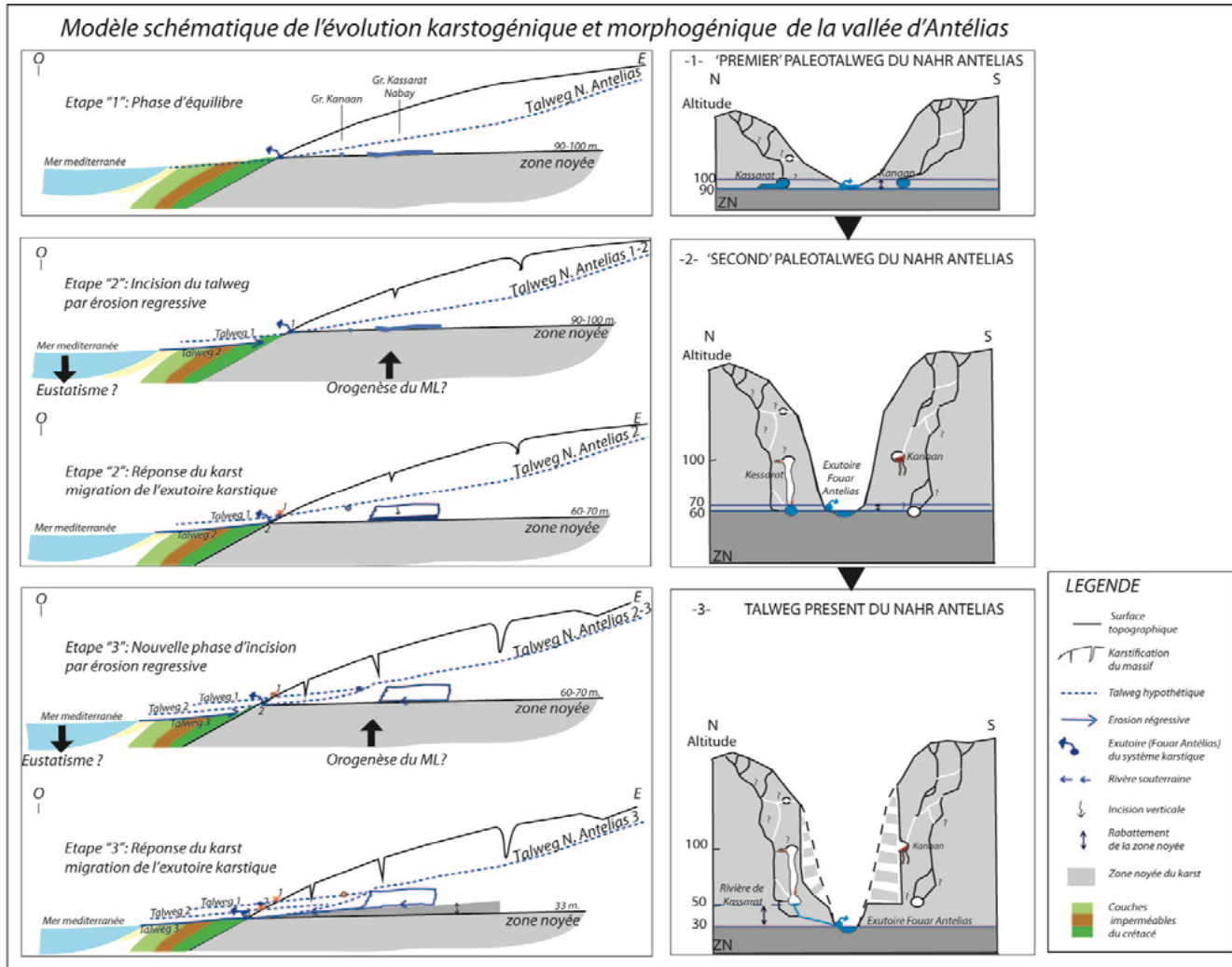


Figure 9.1. Les différentes étapes de l'évolution du talweg de la vallée du Nahr Antélias.

1.2.2. EVOLUTION GEOLOGIQUE DE LA VALLEE D'ANTELIAS

Peu de témoins morphogéniques de surface (terrasses alluviales, terrasses fluvi-marines) sont présents dans la vallée d'Antélias et à son débouché. Cette contrainte est de plus en plus accentuée à cause de la forte extension urbaine (Sanlaville P., 1977).

Pour caler ces phases dans le temps géologique, nous avons eu recours à des datations de spéléothèmes prélevés dans les grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay, tout en sachant que les dates obtenues ne permettraient pas de préciser les plus anciennes étapes morphogéniques.

Dans la grotte Kanaan, le premier spéléothème (K1-2010) est situé sur une dalle effondrée dans la grande « Salle d'Effondrement-II ». Le deuxième spéléothème (K2-2010) est localisé sur le remplissage argileux de la même salle.

Deux autres spéléothèmes ont été également prélevés dans la « Salle de Jonction » de la grotte d'el Kassarat-Nabay : le premier (KtE22011), localisé au niveau des blocs effondrés et le deuxième (KtJ12011), situé sur les dépôts sableux de la salle.

Les datations Uranium/Thorium de ces spéléothèmes, effectuées par John Hellstrom de l'Université de Melbourne (Australie), ont permis de caler chronologiquement les derniers épisodes de karstification (Figure 9.2.). Ce calage offre un repère chronologique pour l'enfoncement progressif de la partie aval de la vallée d'Antélias (0-100 m). Les datations des spéléothèmes de la grotte Kanaan donnent les résultats suivants : la stalagmite (K2-2010) a un âge autour de 194 ka \pm 0,98 ; la stalagmite (K1-2010), développée durant le soutirage vertical, a un âge autour de 127 ka \pm 0,74.

La stalagmite (KtJ12011), qui scelle les dépôts sableux de la « Salle de Jonction » d'el Kassarat-Nabay, donne un âge autour de 37,5 ka \pm 0,8, la stalagmite (KtE22011), 339 ka \pm 1.09. Ces deux dernières concrétions sont attribuées à une phase postérieure à la phase de karstification rapportée au niveau 60-70 m et contemporaine de la structuration actuelle du système karstique.

Ces calages chronologiques permettent de faire ressortir les éléments suivants. Dès la seconde moitié du Pléistocène moyen, la grotte Kanaan se développait dans la zone vadose, puisqu'elle était soumise à du concrétionnement (cf. K22010 à 194 ka \pm 0,98). Cela signifie que l'enfoncement du réseau hydrographique de la vallée d'Antélias, qui a conduit à la restructuration du drainage karstique (abandon du drain karstique de Kanaan et mise en place du drain d'el Kassarat), est antérieur à cette date. Le degré d'antériorité ne peut être, néanmoins, précisé sur la base de ce seul calage chronologique. Les deux datations (cf. K22010 et K12010) réalisées dans la grotte Kanaan permettent d'encadrer chronologiquement le soutirage de la « Salle d'Effondrement-II » entre 192 ka et 127 ka. Ce soutirage est l'expression de la verticalisation du drainage karstique, liée à l'enfoncement du réseau hydrographique et à la restructuration du drainage karstique (cf. paléodrain inférieur d'el Kassarat-Antélias). La dynamique de soutirage n'est pas forcément synchrone de la verticalisation karstique, mais témoigne de l'existence de réseaux sub-verticaux bien établis et susceptibles d'évacuer le matériel argileux. Ce phénomène signifie également la présence d'« écoulements » favorisant l'évacuation du matériel, écoulements qui sont aujourd'hui absents dans la cavité. Le soutirage de Kanaan a donc une double signification :

- (i) la verticalisation du karst était sinon réalisée et effective, tout au moins déjà fortement engagée.

- (ii) la grotte était encore affectée par des infiltrations qui ont nourri le concrétionnement. Celles-ci ont pu être également un des agents d'évacuation et du soutirage du matériel argileux ; cette phase d'activité peut être aussi reliée à une phase plus humide de la fin du Pléistocène moyen.

Les deux datations de la grotte d'el Kassarat-Nabay permettent de situer chronologiquement la deuxième phase de karstification, liée au stationnement de la zone noyée vers 60-70 m d'altitude. En effet, les datations concernent des stalagmites prélevées sur le cône d'éboulis effondrés, ainsi que sur le remplissage de la « Salle de Jonction ». L'analyse spéléogénique de la grotte d'el Kassarat-Nabay a montré que ces deux événements (foudroyage de la voûte et piégeage sédimentaire de la « Salle de Jonction ») sont postérieurs à l'élargissement de la base du canyon du drain d'el Kassarat (*cf Chapitre 6 ; Fig. 6.17.*). L'ennoiement postérieur du canyon du réseau est lié au stationnement de la zone noyée à cette altitude. Ainsi, on en peut déduire que la mise en place des spéléothèmes sur le cône d'éboulis ($37,5 \text{ ka} \pm 0,8$) et sur les dépôts détritiques ($33,9 \text{ ka} \pm 1,09$) est bien postérieure au deuxième niveau de karstification, qui s'est manifesté par l'ennoiement et le réajustement de la base du canyon de Mgharet el Kassarat-Nabay.

De ce fait, on peut suggérer avec beaucoup de prudence que le deuxième stationnement de la zone noyée se situe entre la fin du Pléistocène moyen (127 ka) et le Pléistocène supérieur (33 et 37 ka). On attribue à ce calage le stationnement du talweg du Nahr Antélias à une altitude proche de 60-70 m et ceci, après la phase d'enfoncement du réseau hydrographique du Nahr Antélias. Le concrétionnement daté dans les Salles « d'Effondrement » et « de Jonction » de Mgharet el Kassarat-Nabay remonte à la fin du Pléistocène supérieur. Ce stade d'activité peut être également relié à une phase plus humide durant cette période.

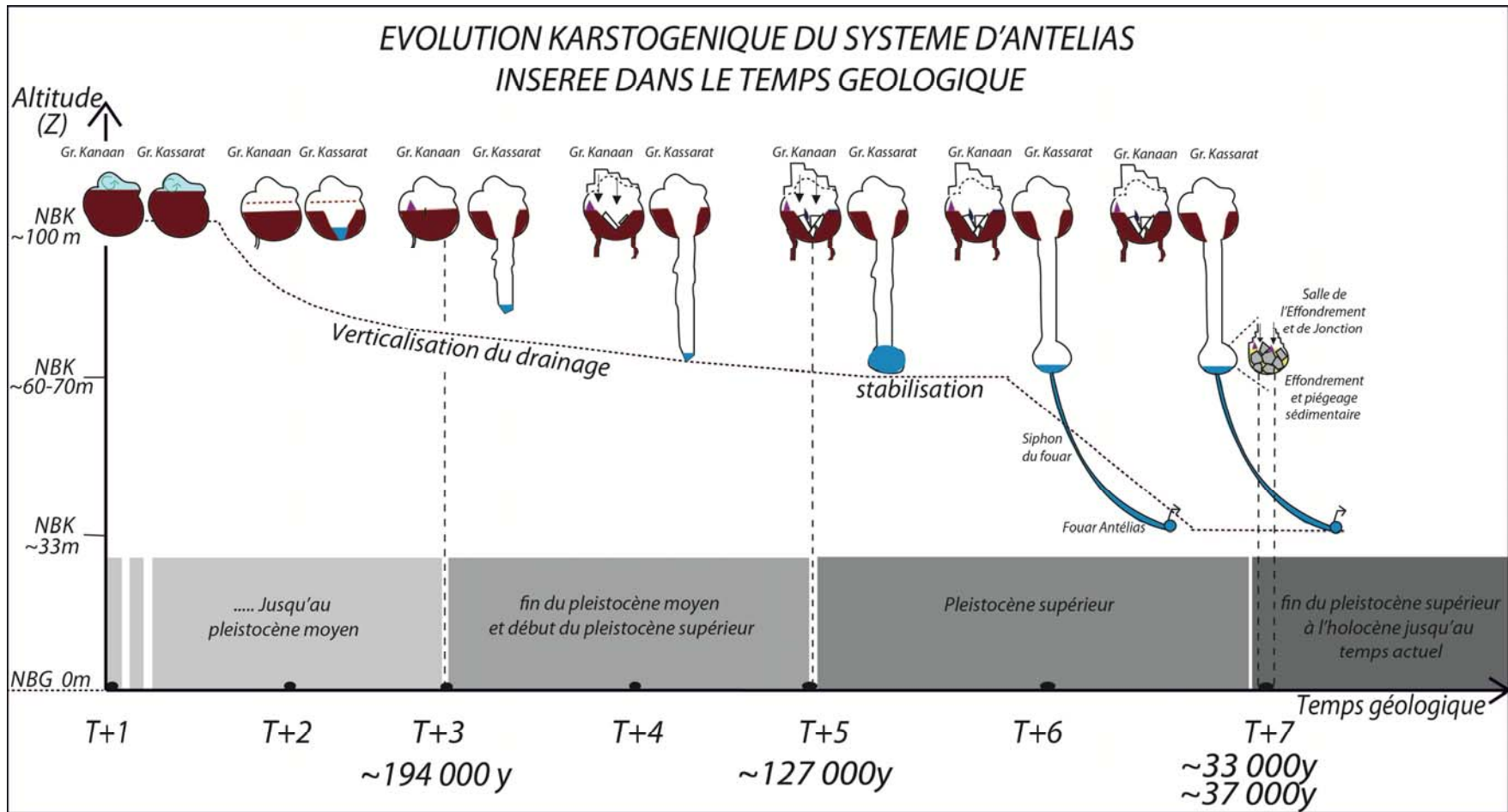


Figure 9.2. L'évolution des grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay dans le temps géologique : apport des datations U/Th des stalagmites prélevées dans les deux cavités.

1.3. LA VALLEE DU NAHR EL KALB

L'étude spéléogénique des réseaux supérieurs et inférieurs de la grotte de Jeita dans leur contexte géomorphologique a également permis de tirer des enseignements paléogéographiques concernant l'enfoncement du Nahr el Kalb et l'organisation du drainage karstique en direction de cette vallée.

1.3.1. IDENTIFICATION DE DEUX PALEO-DRAINS LIES A UN PALEO-TALWEG DU NAHR EL KALB

L'identification d'un ancien niveau de drainage karstique dans la grotte de Jeita est essentielle pour la reconstitution paléo-hydrographique de la vallée du Nahr el Kalb. Cette cavité étagée possède des témoins de deux étapes de fonctionnement en régime noyé :

- la première étape correspond au creusement des drains noyés repérés dans la galerie supérieure. Situés à 96 m (altitude de l'entrée), les drains atteignent 40 m de hauteur (le toit du drain noyé est à 136 m d'altitude dans la galerie du canyon et des soutirages). Le développement des drains noyés entre 96 et 136 m d'altitude suppose qu'à une période donnée la zone noyée du karst se situait jusqu'aux alentours de 140 m d'altitude, c'est à dire à au moins, 65 m au-dessus du talweg actuel du Nahr el Kalb.

- La deuxième phase correspond au creusement de la galerie inférieure. Développée entre 70 et 90 m, cette galerie comprend des morphologies typiques d'un écoulement (épi)noyé. Le développement de ce drain noyé suppose que le niveau de base du système karstique ait stationné jusqu'à 90 m. Ce paléo-niveau de drainage karstique suppose que le talweg se situe à une altitude proche, soit 25 m plus haut que son niveau actuel.

1.3.2. ENFONCEMENT POSTERIEUR DE LA VALLEE DU NAHR EL KALB

Entre ces deux niveaux de drains noyés liés à différentes phases d'enfoncement du Nahr el Kalb, on a relevé des morphologies spécifiques à la zone vadose du karst et plus précisément à une verticalisation du drainage souterrain. Cette verticalisation peut être, ici, associée à l'encaissement du talweg du Nahr el Kalb.

a- PREMIERE PHASE D'ENFONCEMENT

La première expression de l'enfoncement du réseau hydrographique correspond au recreusement des dépôts « paragénétiques » de la galerie supérieure suivi par le surcreusement du bedrock calcaire en canyon qui atteint 70 m d'énergie.

b- DEUXIEME PHASE D'ENFONCEMENT

La seconde phase de verticalisation karstique répond à un nouvel encaissement du talweg du fleuve. Il se traduit dans l'endokart par, le surcreusement du bedrock calcaire sous le niveau de 70 m. Les terrasses rocheuses à 70 et 65 m sont les principaux témoins d'un paléo-lit de la rivière souterraine qui coule aujourd'hui plus bas à 60 m d'altitude.

1.3.3. EVOLUTION MORPHOGENIQUE DE LA VALLEE

Les étapes d'encaissement de la vallée du Nahr el Kalb, synthétisées dans la Figure 9.3., résument trois scénarios qui intègrent l'évolution du drainage karstique en fonction de l'encaissement du talweg du fleuve. Le talweg auquel on fait référence ici est celui qui se situe au niveau du contact lithologique entre les assises du Crétacé et du Jurassique.

La « première phase » proposée de l'évolution morphogénique de la vallée de Nahr el Kalb débute avec un talweg situé vers 140 m d'altitude. Le drainage du karst se met en place entre 90 et 140 m. Le creusement des conduits noyés s'effectue par aggradation du conduit avec un fonctionnement du type « paragénétique ». Il faut considérer que le talweg du fleuve, au niveau des assises du Crétacé était égal ou inférieur à 140 m, alors qu'il est beaucoup plus tendu (supérieur à 140 m) dans l'arrière-pays calcaire.

La seconde phase comprend deux étapes :

- l'incision de la vallée suite à régression du niveau marin et/ou un soulèvement du massif. Le Nahr el Kalb creuse son talweg dans les assises crétacées par érosion régressive jusqu'à atteindre 70 m au niveau des calcaires du Jurassique.
- la réponse du karst se manifeste par la migration de la zone noyée. la verticalisation du drainage se traduit par le décolmatage progressif du drain supérieur du Jeita et le surcreusement du canyon jusqu'au nouveau niveau de base karstique (zone noyée à 70m). Etant donné que le profil du Nahr el Kalb n'est pas encore équilibré dans les assises du Jurassique, la rivière souterraine de Jeita se retrouve à un niveau plus bas. Dans ce contexte elle peut drainer les eaux de Nahr el Kalb par des pertes creusées tout le long du lit, notamment en périodes d'étiage.

La troisième phase de l'incision de la vallée se traduit par un encaissement du talweg jusqu'à 40 m au niveau du contact lithologique (Crétacé/Jurassique). Cette incision amorcée par les moteurs de creusement déclenche une nouvelle étape d'érosion endokarstique. Celle-ci se manifeste par le creusement du drain inférieur de Jeita jusqu'à 60 m. Le profil d'équilibre du fleuve, dans la partie aval de la vallée, atteint les assises du Jurassique par érosion régressive et le talweg se raccorde avec le niveau altitudinal de la rivière souterraine. Celle-ci rejoint le Nahr el Kalb situé à 55 m.

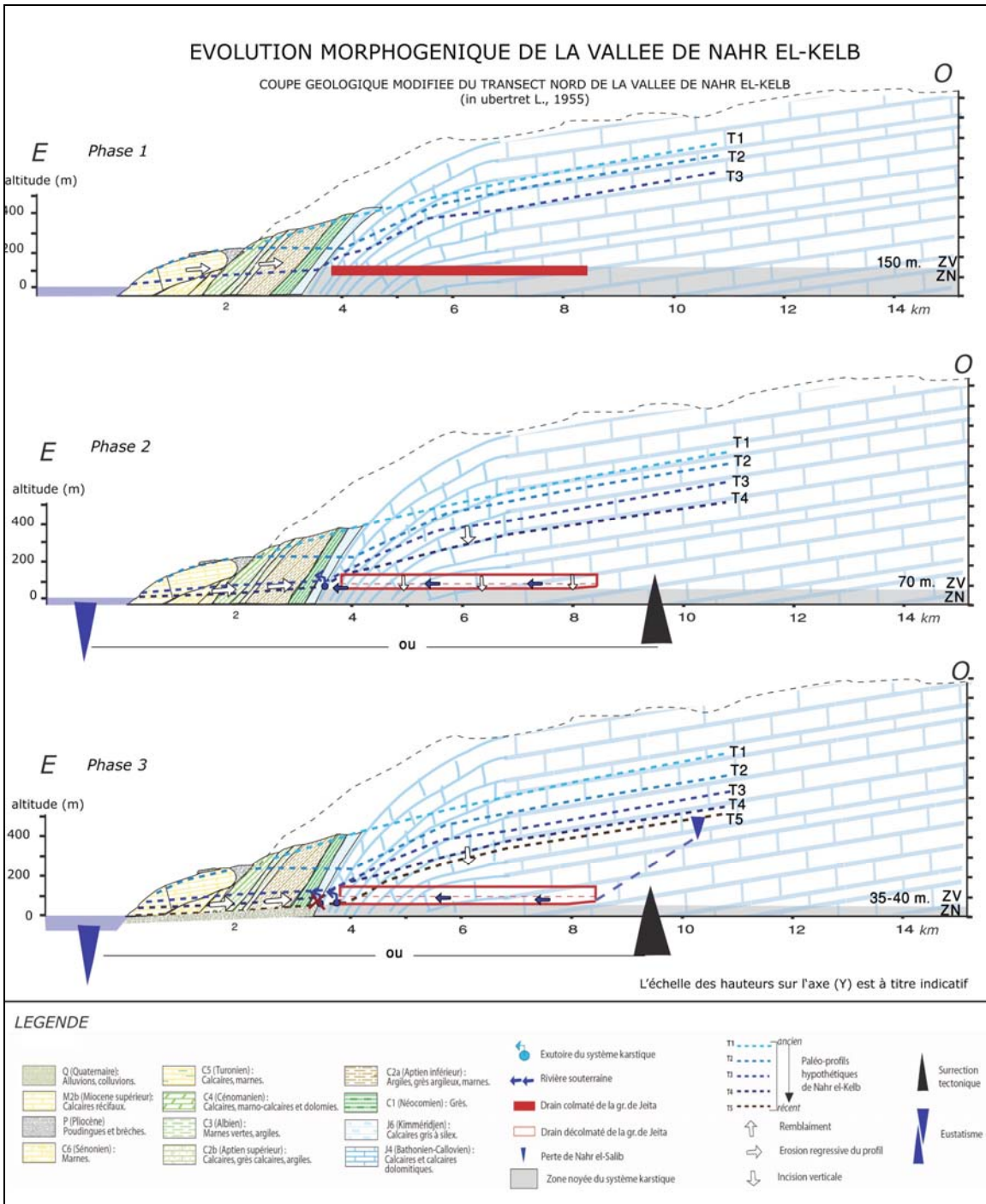


Figure 9.3. Les différentes phases d'évolution du réseau de Jeita et du talweg de la vallée du Nahr el Kalb.

§ § § § § § §

II- LES CONTROLES DU MODELE MORPHOGENIQUE

Les modèles morphogéniques des deux vallées reposent sur la reconnaissance d'anciens niveaux d'enfoncement du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb. Ces modèles reposent sur la relation entre le talweg du fleuve et la structuration du drainage karstique. Tout d'abord, le lien entre systèmes fluvial et karstique est décrit, afin de comprendre l'interaction et la réponse de chacun des deux vis-à-vis des moteurs de creusement. Ces moteurs s'expriment par les oscillations eustatiques de la Méditerranée (régression/transgression marine) et/ou par l'orogénèse du Mont Liban (surrection tectonique). Ensuite, les différentes modalités de réponse de chaque système aux moteurs de creusement sont abordées, suivant les éléments lithologiques et climatiques qui les contrôlent. Dans cette partie, ces différents éléments de contrôle des deux systèmes sont abordés selon une approche systémique.

2.1. LA RELATION ENTRE LE SYSTEME FLUVIAL ET KARSTIQUE

La réponse du karst aux moteurs de creusement est conditionnée par l'érosion régressive du talweg du fleuve. Or, peu d'études ont été réalisées et/ou publiées sur l'évolution des talwegs des fleuves littoraux libanais, notamment du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Les travaux d'I. Abd el Al (1967) sur le Nahr el Litani et de B. Hakim (1975) sur le Nahr el Kalb et le Nahr Adonis, d'A. El Hajj sur le Nahr el Aasfoûr (2005) se limitent, d'un point de vue géomorphologique, à une description et une cartographie du profil longitudinal²⁵ des fleuves (Figure 9.4.).

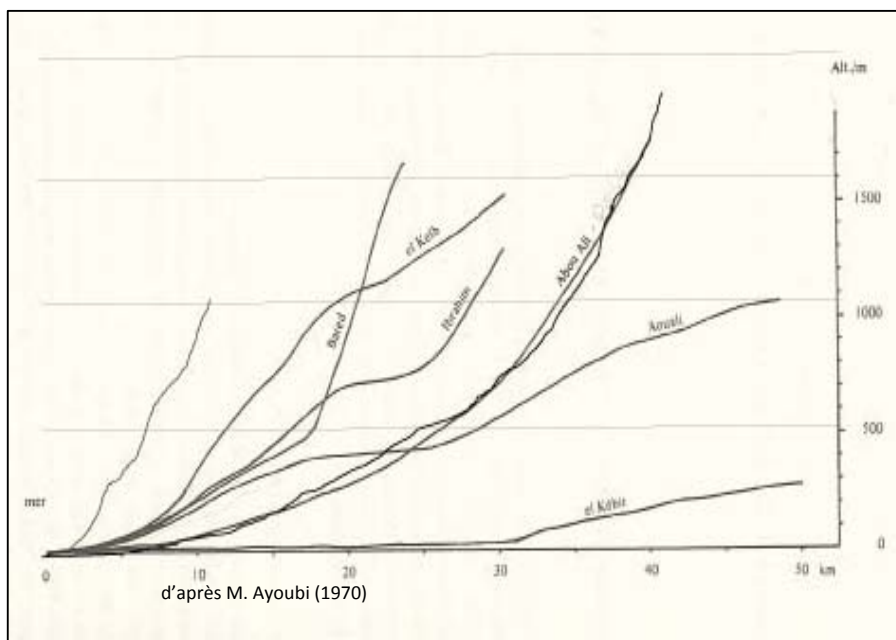


Figure 9.4. Les profils en long de quelques fleuves côtiers du Mont Liban selon M. Ayoubi (1970). On remarque des profils à l'équilibre (N. Abou Aali, N. Beyrouth) et d'autres déformés (N. Ibrâhîm, N el Kalb, N el Aouali). Les déformations des profils de certains fleuves, dont celui du Nahr el Kalb, peuvent être d'origine tectonique.

Seules les études géomorphologiques de Sanlaville P. et Besançon J. (1984) sur le Nahr el Kébir au Liban-Nord permettent de reconstituer des paléo-profil, grâce à l'identification de l'étendue et l'altitude des

²⁵ Représentation graphique de la variation altimétrique du lit du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire.

terrasses fluviales. Les vallées du Mont Liban central n'ont pu conserver que quelques terrasses qui remontent probablement à l'Holocène.

Dans la partie aval des bassins-versants des Nahr Antélias et el Kalb, l'étude morphogénique des cavités de Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita, ainsi que leur apport karstogénique, a permis de pallier la rareté des témoins morphogéniques de surface, afin de proposer un schéma de reconstitution de l'encaissement des vallées. De cette étude ressort, en premier, un modèle de reconstitution des systèmes de drainage karstique pour chaque vallée. Ce modèle est basé sur l'identification d'anciens niveaux de stationnement de la zone noyée, qui correspondent au contact lithologique entre les assises imperméables du Crétacé et les strates calcaires du Jurassique. Les couches imperméables du Crétacé correspondent à une « barrière hydrogéologique » qui joue le rôle de contrôle lithologique et de retardateur pour l'évolution des systèmes de drainage karstique. Mais ces assises elles-mêmes sont conditionnées par l'érosion fluviale du talweg. Partant de ce constat, on considère que l'identification des anciens niveaux de karstification permet de renvoyer à un « stationnement » du talweg du fleuve au niveau de cette 'barrière hydrogéologique'. C'est à partir de ce raccordement altitudinal entre les paléo-niveaux de la zone noyée et le talweg du fleuve, que l'on peut proposer des schémas de reconstitution des phases de stationnement et d'encaissement des deux vallées. L'étude spéléogénique et karstogénique menée propose trois niveaux de karstification correspondant à un talweg d'altitude proche, au niveau du contrôle lithologique :

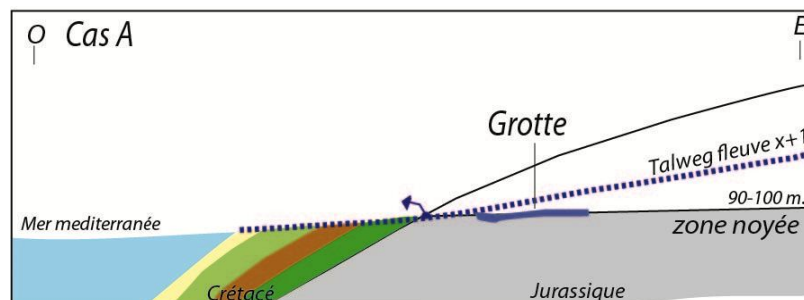
- paléo-niveau 130-150 m (vallée du Nahr el-Kalb),
- paléo-niveau 90-100 m (vallée d'Antélias),
- paléo-niveau 60-70 m (les deux vallées).

A partir de ces niveaux, des paléo-profil hypothétiques des fleuves ont été réalisés et portés sur les coupes géologiques des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Les modèles de reconstitution hypothétiques de ces vallées (*Figure 9.2 et 9.3.*) proposent des paléo-profil d'un talweg à l'état d'équilibre, avec une pente faible au niveau des assises crétacées.

2.2. LES ELEMENTS DE CONTROLE DES DEUX SYSTEMES KARSTIQUE ET FLUVIAL

Le talweg d'un fleuve peut avoir plusieurs morphologies pouvant traduire un état d'équilibre ou un état de déséquilibre (érosion du talweg ou accumulation de dépôts fluviaux). C'est le cas lorsque le talweg a une pente forte, présentant un profil longitudinal à morphologie accidentée, loin d'un profil d'équilibre hydrographique (*Figure 9.5.*).

Cette morphologie est dépendante de plusieurs facteurs qui la contrôlent. L'analyse de ces facteurs est intéressante quand le talweg relie le niveau de la mer aux paléo-niveaux de stationnement de la zone noyée et ceci pour la raison suivante :



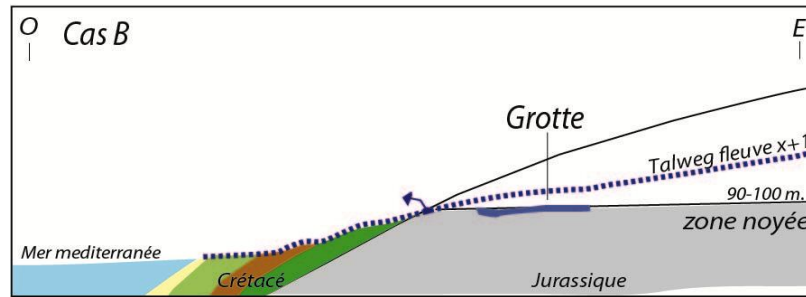


Figure 9.5. Les différents profils que peut présenter le talweg d'un fleuve côtier du Mont Liban central.

Les couches imperméables du Crétacé constituent un « barrage hydrogéologique » au drainage karstique. L'évolution de celui-ci dépend de l'érosion de ces assises. Les fleuves côtiers qui drainent les écoulements depuis l'arrière-pays calcaire jusqu'à la Méditerranée constituent alors le vecteur d'érosion de ces formations crétacées.

La morphologie du talweg creusé dans les assises crétacées (à l'aval de la vallée) serait alors la clef de lecture de l'évolution du drainage karstique. L'évolution de ce drainage s'opère en fonction de la migration du talweg du fleuve à l'aval de la vallée et, plus précisément, au niveau du point du talweg situé au contact entre les couches imperméables du crétacé et les calcaires jurassiques. Ce point du talweg correspond au niveau du NBK (*Niveau de Base Karstique*) qui s'exprime par l'exutoire karstique de la zone noyée du karst.

Le talweg (à l'aval de la vallée) peut alors se présenter sous plusieurs profils, car sa morphologie dépend essentiellement de l'érosion régressive.

Celle-ci est conditionnée par deux facteurs : les **moteurs de creusement** qui **déclenchent** le phénomène dans le temps géologique (*Figure 9.6.*) et la **vitesse** de l'érosion régressive qui conditionne la **durée** du phénomène (*Figure 9.7.*).

En premier, deux facteurs contribuent au contrôle de l'érosion régressive du talweg :

- i) les niveaux de régression et de transgression marins de la Méditerranée,
- ii) les phases d'orogénèse et la vitesse de surrection.

Ces deux facteurs sont les moteurs du creusement qui déclenchent l'érosion régressive du talweg. Ils sont assimilés à des éléments perturbateurs du réseau hydrographique subaérien et influencent la composante verticale du profil longitudinal d'un fleuve. Deux cas de figures peuvent alors se présenter et donneraient, par conséquent, une signification morphogénique différente au stationnement de la zone noyée du karst vis-à-vis de l'histoire du creusement des vallées littorales.

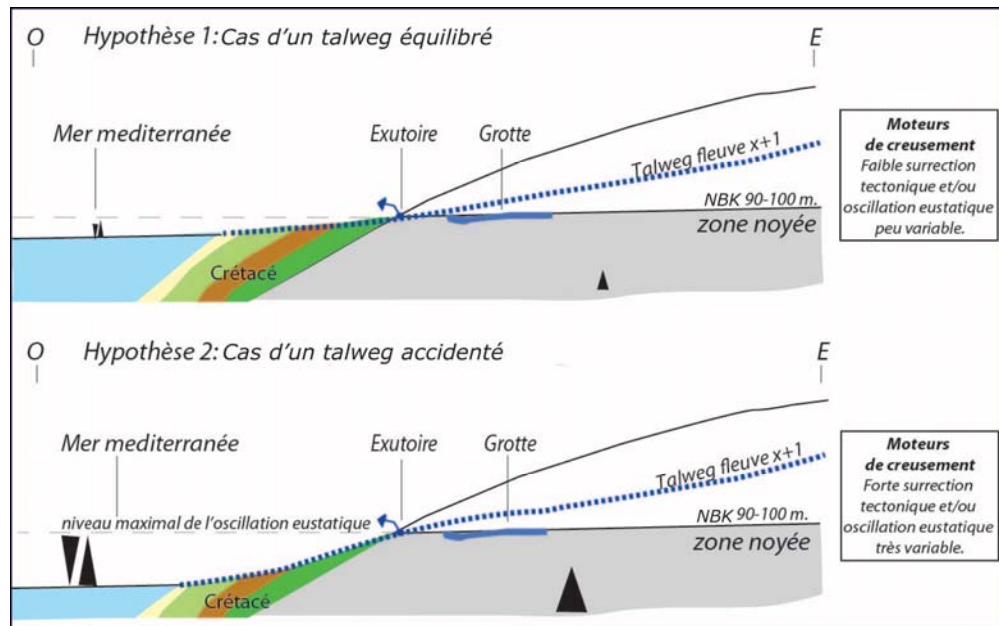


Figure 9.6. Les différentes interprétations morphogéniques des profils que peut présenter le talweg d'un fleuve côtier du Mont Liban central.

La première hypothèse présente une phase d'équilibre entre les systèmes karstique, fluvial et marin. Le NBK (*Niveau de Base Karstique*) concorde avec le niveau du talweg équilibré, situé à l'aval de la vallée. A pente faible, le talweg, au niveau des assises crétacées, relie morphologiquement le niveau de stationnement de la ZN (*Zone noyée*) avec la Méditerranée. Le stationnement du NBK est alors en cohérence avec un stationnement du niveau marin d'altitude proche. Ce cas de figure n'est plausible que lorsque les moteurs de creusement ont un effet peu conséquent sur l'érosion du talweg : la vitesse de surrection du massif est alors très faible et/ou le niveau de la Méditerranée n'est pas sujet à des oscillations importantes.

La seconde hypothèse présente également une phase d'équilibre entre les systèmes karstiques et fluvial, mais avec un stationnement du NBK qui surplombe un talweg à profil accidenté au niveau des couches crétacées. La pente du talweg est forte dans ce cas et, par conséquent, la différence altimétrique serait importante entre le niveau de stationnement de la zone noyée et celui de la Méditerranée situé plus bas. Le niveau de stationnement de la ZN ne concorde pas avec un niveau marin d'altitude proche, mais limiterait le niveau maximal que peuvent atteindre les oscillations de la Méditerranée, dans ce cas de figure. La morphologie accidentée du talweg proposée dans la deuxième hypothèse serait le résultat de l'érosion régressive, amorcée suite à une orogénèse importante du Mont Liban et/ou d'une régression marine conséquente.

Deux autres facteurs conditionnent la vitesse de l'érosion régressive :

- i) le **débit du fleuve** : parmi les facteurs qui le conditionnent (occupation du sol, ruissellement, forme du réseau hydrographique, forme du bassin-versant, topographie...), le climat et la surface du bassin-versant hydrographique constitueraient les facteurs les plus influents. Plus les facteurs climatiques sont favorables (climat chaud et humide) et le bassin hydrographique étendu, plus élevé serait le débit du fleuve. Par conséquent, la vitesse de l'érosion régressive serait rapide.
- ii) la **masse de débris** à éroder et à transporter : il s'agit là des assises du Crétacé (du Cénomanién-C4 jusqu'au Néocomien-C1). Ces strates s'étalent le long du cours du fleuve d'Antélias sur 1.400 m de distance. Dans le cas du Nahr el Kalb, les assises du Néogène et du Crétacé s'étendent sur une

plus grande distance, soit 4.500 m. Plus la masse à éroder est importante, moins rapide serait l'érosion régressive du fleuve.

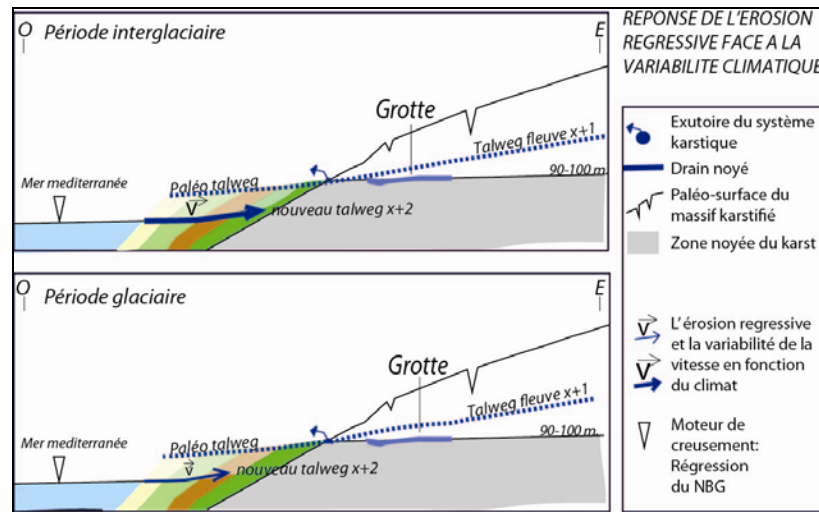


Figure 9.7. Réponse de l'érosion régressive face à la variabilité climatique.

Ces deux facteurs conditionnent la « période de latence » entre le début de l'élément perturbateur qui déstabilise le réseau hydrographique et le commencement de l'érosion endokarstique. La variabilité climatique et le volume lithologique à éroder contribuent à ajuster le retard de la réponse du karst dans le temps géologique, suite au déclenchement des moteurs de creusement. Un schéma systémique (Figure 9.8.) résume l'action des moteurs de creusement, l'influence des éléments retardateurs et/ou accélérateurs et le temps et les modalités de réponse des systèmes fluvial et karstique.

On considère donc que les deux systèmes d'érosion (fluviale et karstique) sont étroitement liés dans le temps et l'espace. Malgré la proximité des systèmes de drainage karstique de la Méditerranée, le système fluvial contribue à retarder plus ou moins la réponse du karst face à l'action des moteurs de creusement. La Figure 9.8 résume la relation entre les deux systèmes d'érosion et l'insère dans le temps géologique, afin de mieux saisir le temps de réaction du karst face à un événement géologique perturbateur (eustatisme et/ou orogénèse).

Au moment du déclenchement de l'**événement perturbateur** (eustatisme/orogénèse), un **potentiel de creusement**²⁶ est créé et le système fluvial répond en premier. La réponse se traduit par l'**érosion régressive**²⁷ du talweg X1. La réaction du système fluvial s'inscrit dans la durée (longue ou courte), dans la mesure où la **vitesse de l'érosion** est plus ou moins importante.

²⁶ C'est la capacité de l'écoulement à éroder son propre lit. L'énergie gravitaire est produite suite à l'abaissement du niveau marin et/ou de la surrection d'un massif, ce qui amène à rompre l'équilibre du profil du cours d'eau.

²⁷ La différence d'altitude entre le point le plus haut du talweg et le niveau de base général augmente. La pente devient plus forte et donne alors au cours d'eau une plus forte puissance érosive. La vitesse de l'écoulement augmente dans la section aval du talweg, ce qui provoque un surcreusement de la section et un entraînement des sédiments. Le recul de la section érodée se propage progressivement vers l'amont.

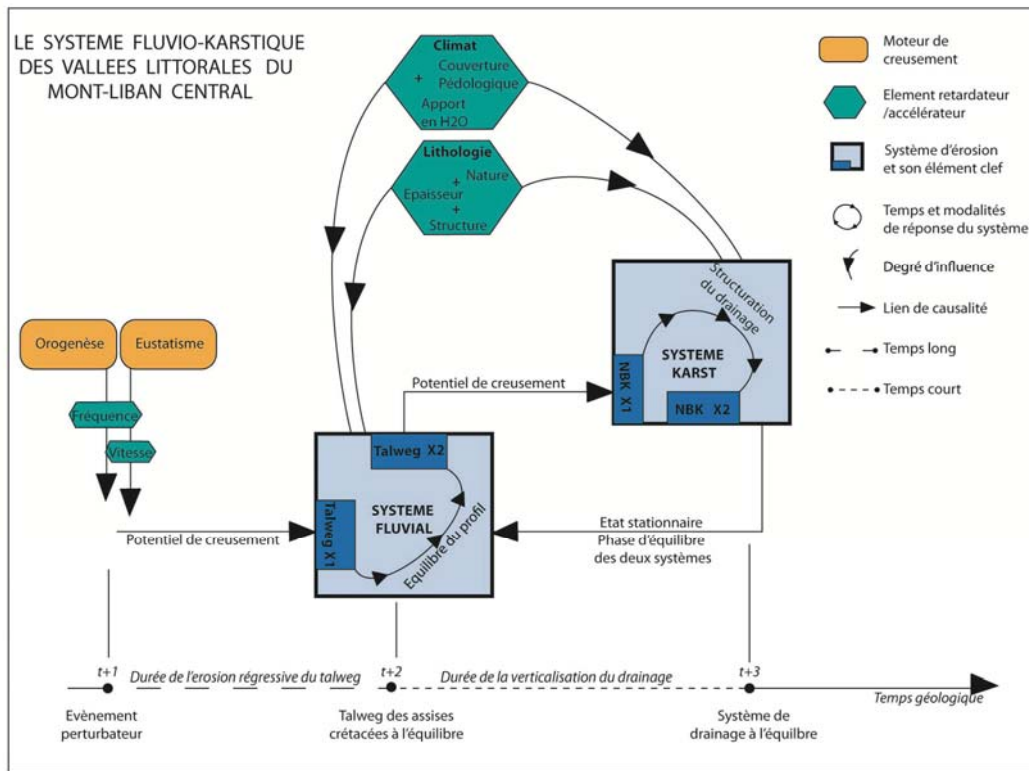


Figure 9.8. Les systèmes fluvial et karstique du Mont Liban central et leur interaction dans le temps géologique.

La variabilité du temps de réponse du système dépend des **éléments régulateurs** (accélérateur ou retardant), tels que le climat et la lithologie du lit. Le talweg X2 finit par s'équilibrer morphologiquement (pente moins forte ou talweg à seuils) en « t + 2 ». La morphologie du talweg X2, plus encaissée que celle du premier, crée également un **potentiel de creusement** pour le système karstique. Le NBK+1 stationné au niveau du talweg X1 est conditionné par un nouveau talweg X2 situé plus bas que le niveau du talweg X1. Un nouveau potentiel de creusement est produit et s'exprime par l'abandon, par les écoulements, du niveau NBK+1 pour un nouveau NBK+2 stationnant au niveau du talweg X2. Le NBK+2 entraîne une nouvelle **structuration du drainage** par la verticalisation des écoulements qui s'organisent en fonction du nouveau stationnement du NBK+2. La réaction du karst face à un encaissement du talweg est conditionnée par la **vitesse de verticalisation** des écoulements. Cette vitesse est contrôlée par les **éléments régulateurs** (climat et/ou lithologie du massif). La fin de la réponse du karst en « t + 3 » se traduit par un état stationnaire ou une phase d'équilibre des deux systèmes d'érosion.

Le schéma de la Figure 9.8 définit le temps de latence ou le délai de la réponse du karst, face à un événement perturbateur extérieur au système (moteurs de creusement). Ce **délai** est composé de la **durée de l'érosion régressive du talweg** et de la **durée de verticalisation du drainage souterrain**. Le délai de la réponse du karst peut se raccourcir ou s'allonger vis-à-vis de l'événement perturbateur, car il est aussi conditionné par les éléments régulateurs (climat, lithologie...) qui augmentent ou réduisent la vitesse de l'érosion. Cette réflexion met en avant la notion d'hystérèse²⁸ du système karstique dans le temps géologique.

²⁸ L'**hystérésis** (ou **hystérèse**) est la propriété présentée par un système dont les propriétés à un instant donné dépendent de tout son évolution antérieure et pas seulement des paramètres décrivant le système à cet instant. C'est le retard de l'effet sur la cause. (Dictionnaire Larousse)

Cette notion est à prendre en considération quand il s'agit d'interpréter la réponse du karst d'une part, vis-à-vis du creusement des vallées et d'autre part, vis-à-vis de l'événement perturbateur (moteurs de creusement).

Cette réponse n'est autre que la structuration du drainage karstique : les morphologies d'anciens drains noyés, dus à un stationnement du NBK, renvoient à un stationnement du talweg de la vallée, alors qu'une morphologie vadose traduit un encaissement progressif du talweg. Cependant, l'archivage de la réponse du karst n'est pas immédiate, mais postérieure à un stationnement ou à un encaissement du talweg déjà engagé dans le temps. Ce délai de réponse comprend la durée de l'érosion régressive qui affecte les talwegs des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias dans les assises du Crétacé.

Si l'on veut attribuer une signification d'ordre géologique à la structuration d'un drainage karstique, il faut considérer que le délai entre le déclenchement de l'événement perturbateur et le retour du karst à son état stationnaire (fin de la réponse du karst ; cf. Figure 9.7.) comprend la durée de l'érosion régressive du talweg, ainsi que la durée de verticalisation du drainage karstique. Par conséquent, l'enregistrement de la réponse du karst (stationnement du NBK ou son abaissement vers l'aval) qui correspond à l'événement perturbateur (orogénèse/eustatisme) est un peu plus décalé dans le temps par rapport à la réponse du système fluvial (stationnement/encaissement du talweg).

Par conséquent, attribuer une signification d'ordre géologique à la structuration d'un drainage karstique passe par trois points :

- 1- On considère que le stationnement d'un NBK à une altitude donnée et le creusement de drains noyés de même niveau renvoient à une phase stationnaire du système karstique. Celle-ci est conditionnée par un stade d'équilibre du système fluvial où le talweg est affecté par des mouvements d'oscillations eustatiques et/ou des mouvements de surrection tectonique peu conséquents. Dès lors, on considère que les niveaux de karstification identifiés vers 100 m, 130 m et 60-70 m dans les deux vallées traduisent des cycles de stabilité tectonique et/ou eustatiques. Dans ce cas, ces niveaux peuvent correspondre à des niveaux de stationnement marin à une altitude proche.

Mais, si on prend en considération la notion d'hystérèse du système karstique, le début d'un événement perturbateur (moteurs de creusement) peut avoir lieu, alors que le système karstique est encore dans son état stationnaire. Par conséquent, les niveaux de karstification seront à un niveau altitudinal décalé par rapport au niveau marin situé plus en aval. Dans ce cas, les niveaux de karstification identifiés vers 100, 130 et 60-70 m sont les témoins d'un niveau limite maximal que peuvent atteindre les oscillations eustatiques de la Méditerranée durant et après le stationnement du NBK à l'altitude correspondante.

- 2- Un abaissement ou un rehaussement du NBK engendrent une phase de restructuration du drainage. Cette phase est le résultat d'un creusement ou d'un remblaiement du talweg. Le déséquilibre du système fluvial fait suite à une importante phase de surrection et/ou d'oscillation eustatique. La réponse du karst s'inscrit dans le temps géologique avec un certain délai par rapport à l'évènement perturbateur. Par conséquent, les morphologies karstiques, qui traduisent une verticalisation du drainage, remontent ainsi à des événements perturbateurs (moteurs de creusement) antérieurs.
- 3- Les deux points précédents mettent en avant le karst comme archive naturelle permettant de déceler des perturbations géologiques importantes qui ont affecté l'équilibre du système fluvio-karstique. Mais il s'agit là d'événements géologiques majeurs, qui s'inscrivent dans le temps long et qui peuvent entraîner une « brisure de la symétrie du temps » du système fluvio-

karstique, tels que la phase de surrection consécutive et/ou la phase de régression ou de transgression importante du niveau marin (Delannoy J.J., 1997). Les perturbations géologiques de courte durée (oscillation eustatique rapide), ainsi que leur vitesse et leurs fréquences, ne sont pas enregistrées durant la structuration du drainage karstique, vu le « laps de temps » plus ou moins long entre l'action des moteurs de creusement et l'enregistrement de leur effet dans le système karstique. Par conséquent, la réponse (morphologique) du système karstique renvoie à des périodes de stabilité ou de perturbation d'ordre géologique, dont le temps d'action serait long à l'échelle géologique.

En somme, des contrôles des modèles morphogéniques proposés pour les vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb ont été mis en avant dans cette partie. Il s'agit d'éléments et de processus qui conditionnent la réponse du talweg et, par suite, celle du karst vis-à-vis d'un événement perturbateur (moteurs de creusement). Les contrôles relèvent de la dimension spatiale, comme :

- (i) la longueur du talweg séparant le système karstique de la Méditerranée ;
- (ii) les strates calcaires et imperméables qui constituent le lit du fleuve dans les assises crétacées ;
- (iii) l'intervalle altitudinal entre le niveau de base général et le niveau de base karstique, créé par les oscillations eustatiques et les surrections tectoniques du Mont Liban. Cet intervalle est à l'origine de l'énergie gravitaire essentielle à l'encaissement du talweg et, par suite, au creusement des drains karstiques.

Les contrôles relèvent également de la dimension temporelle. On citera :

- (i) la durée de l'érosion fluviale, régie par les éléments régulateurs (climat et lithologie) ;
- (ii) la durée de la structuration du drainage karstique.

Partant de ces réflexions, une valeur d'ordre géologique est attribuée à la réponse du système karstique, tout en intégrant la notion d'**hystérèse** du système et de la **brisure de la symétrie** dans le temps (Delannoy J.J., 1997). Le karst enregistre, avec un certain délai, l'effet des moteurs de creusement dont le temps d'action est long dans la durée, à l'échelle géologique.

§ § § § § §

III- CADRE CHRONOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE DES MODELES MORPHOGENIQUES

L'insertion des modèles morphogéniques des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, dans l'histoire géologique du Mont Liban est intéressante, car elle permet de mieux appréhender un calage chronologique d'épisodes majeurs d'encaissement et de stationnement de leur talweg. Ce calage chronologique s'appuie sur deux supports : (i) la nouvelle lecture géologique du Liban, établie par certains auteurs (Elias A., 2006 ; Carton H. et *al.*, 2009 ; Homberg C. et *al.*, 2010) ; (ii) les témoins morphogéniques de surface et leurs datations absolues. Il s'agit, dans ce dernier point, des paléo-surfaces d'érosion, des surfaces d'abrasion et des terrasses marines.

Le calage chronologique qui s'appuie sur la lecture de la géologie locale (du Liban et, particulièrement, du Mont Liban) sera complété par une lecture géologique régionale qui fait référence à des études sur des sites-clés dans les pays adjacents (Syrie, Israël...).

3.1. RELECTURE DE L'HISTOIRE TECTONIQUE ET GEOLOGIQUE DU MONT LIBAN

L'histoire géologique du Liban est souvent résumée à des événements tectoniques qui ont donné lieu au graben de la 'plaine de la Béquaa', limité par deux horsts, le Mont Liban et l'Anti-Liban (Dubertret L., 1955, 1964, 1966, 1975). Quant à la genèse du relief libanais, elle a été reliée à la tectonogenèse de l'arc Syrien²⁹ (Figure 9.9.), liée à une ancienne marge passive du bassin levantin³⁰ (Garfunkel Z., 1998 ; Ben-Avraham Z. et al., 2002). Selon L. Dubertret (1955), suivi par C.D. Walley (1998), le début de l'émersion des horsts libanais se situe au Crétacé. Celle-ci est suivie par une deuxième phase d'émersion majeure rapportée à l'Eocène (à l'Oligocène, vers ~33 à 28 Ma), avec des phases de surrection postérieures du relief au Miocène et au Pliocène jusqu'au Quaternaire. A chaque phase d'émersion, on a attribué des stades de karstification du relief. Cette histoire de l'évolution géologique, qui se base sur le rôle de la tectonique des plaques (collision entre la plaque arabe et africaine), a été longtemps considérée comme référence des travaux de géologie et de géomorphologie. Elle considère que l'émersion du relief libanais est ancienne et s'est établie à plusieurs époques géologiques (Oligocène, Eocène, Miocène, Pliocène), tout en situant l'émersion majeure du massif à l'Eocène.

Les travaux de R.W.H Butler et al. (1997, 1999), H.M. Griffiths et al. (2000) ont mis en avant le rôle de la faille transformante du Levant qui, selon eux, est à l'origine de la formation du relief libanais (Figure 9.10.). Leurs constats rejoignent également ceux de C.D. Walley (1988, 1998, 2001) sur la complexité de l'histoire tectonique du Liban. En effet, des différences dans la synchronisation de mouvements tectoniques et la structure entre plusieurs régions du bassin levantin (Israël, Liban et Syrie) a poussé ce dernier auteur à réinterpréter certaines données. Certes, l'évolution tectonique du Liban est le résultat du mouvement entre les deux plaques arabe et africaine, mais sa structure orogénique actuelle dépend surtout de la dynamique de la faille transformante du Levant³¹ (Garfunkel Z., 1981 ; Ben Avraham Z., 1995 ; Vidal N. et al. 2000 ; Schattner U. et al., 2006a).

²⁹ L'arc syrien est considéré comme une structure formant un ensemble de faille de décrochement et de plis qui résultent de l'inversion de failles normales.

³⁰ Marge passive : zone de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. Une marge passive est généralement caractérisée par une subsidence thermique (refroidissement de la croûte océanique) et des failles normales.

³¹ La faille transformante du Levant est liée à l'ouverture de la mer Rouge, il y a 20 Ma. Cependant, elle devient beaucoup plus active dans le bassin levantin, surtout au niveau de la Mer Morte, il y a 14 Ma. La deuxième phase de l'extension de la mer Rouge, il y a 6 Ma, serait à l'origine d'une évolution tectonique majeure du Mont Liban, celle de sa surrection.

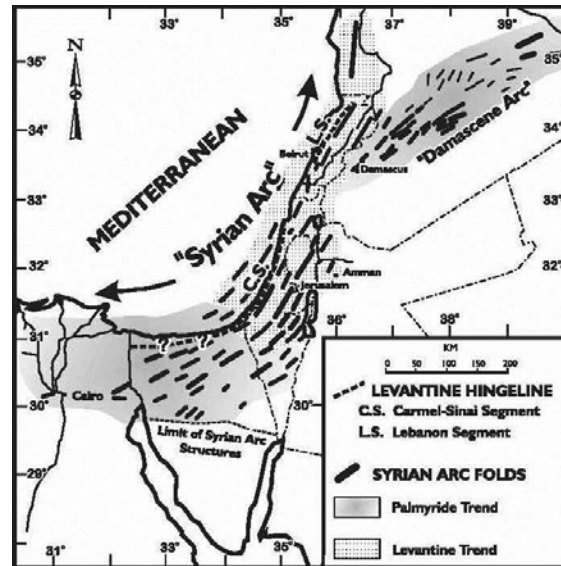


Figure 9.9. La structure de l'arc syrien (D'après Walley C.D., 1998).

Cette structure tectonique se subdivise en plusieurs failles, dont celle de Yammou'né, la faille décrochante qui sépare le Mont Liban de la Béqaa. C.D. Walley (1998) a noté des divergences tectoniques et structurales entre les deux horsts du Liban (Mont Liban et Anti-Liban). De ce fait, il relie l'évolution du Mont Liban à une structure tectonique particulière, liée aux systèmes de failles du Levant. L'auteur considère que l'orogénèse du Mont Liban s'est essentiellement faite, suite à une dynamique de transpression. Cette idée fait son chemin avec les nouveaux travaux de F. Gomez et *al.* (2003, 2006), de M. Daëron (2004, 2005) et d'A. Elias (2006, 2007) qui ont montré que l'évolution tectonique du Liban est relativement indépendante de la Syrie et des autres pays du Levant. Les recherches sur les structures géologiques et tectoniques en mer ont mis en évidence un élément structural qui expliquerait une dynamique de transpression responsable de la surrection du Mont Liban (Figure 9.10.). Le coude transpressif libanais se compose de la faille décrochante de Yammou'né et de la rampe de chevauchement de Tripoli-Beyrouth, dont une partie passe en mer (Tapponnier P., 2001, 2004 ; Carton H. et *al.*, 2009). Ces deux structures majeures et leur mouvement sont à l'origine de la poussée latérale du relief du Mont Liban (vers le NW). Selon les auteurs, cette dynamique tectonique est liée à la seconde phase de l'extension de la Mer Rouge et ne peut avoir eu lieu que depuis 5 à 6 Ma (Garfunkel Z., 1989). De ce fait, ils considèrent que l'orogénèse majeure du Mont Liban est récente et ne remonte qu'à la fin du Miocène (~7 Ma). Cette orogénèse serait continue (Morhange C. et *al.*, 2006 ; Nemer T. et Meghraoui M., 2006 ; Elias A., 2007) et les mouvements le long de ces deux grandes structures sont compensés par des mouvements de décrochement des failles latérales inverses (Gédéon M., 1999 ; Nemer T., 1999) sur le flanc occidental du Mont Liban (failles de Dbaiyé, Batrou'n, Ghazir,...). Cette structure se prolonge également en mer (Elias A., 2007 ; Carton H. et *al.*, 2009 ; Nader F., 2011).

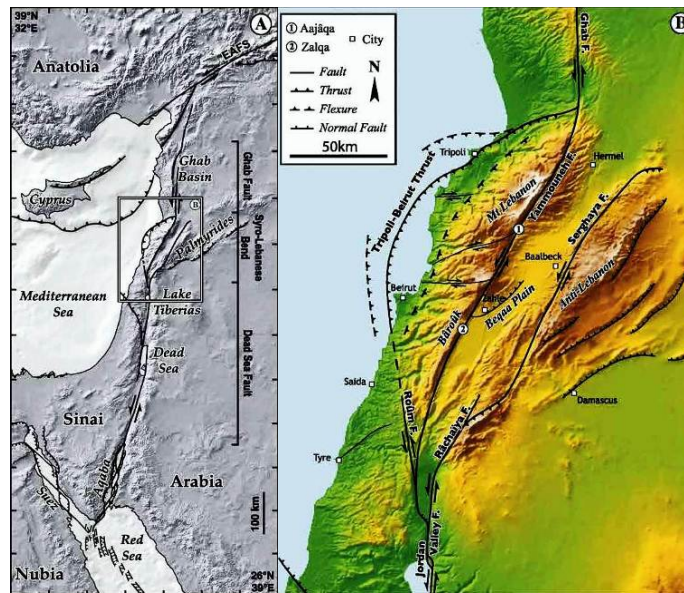


Figure 9.10. La structure de la faille levantine et le coude transpressif libanais (chevauchement de Beyrouth Tripoli - Faille de Yammoune (In Daëron M., 2004).

Par conséquent, l'évolution tectonique du Mont Liban se distingue de l'Anti-Liban par cette dynamique de transpression qui est toujours active. L'orogénèse majeure du Mont Liban s'avère récente selon ce modèle et ne remonterait qu'à la fin du Miocène (Daëron M., 2005 ; Elias A., 2007 ; Homberg C. *et al.*, 2010) ou au Pliocène (Quenell A.M., 1984). Les études précédentes avaient privilégié une surrection majeure du relief à l'Oligocène (~20 Ma).

Aujourd'hui, on considère que les deux hypothèses d'une surrection ancienne et continue du massif et/ou d'une orogénèse récente sont loin d'aboutir à un consentement général sur un schéma final et unique sur l'émergence du Liban dans les temps géologiques.

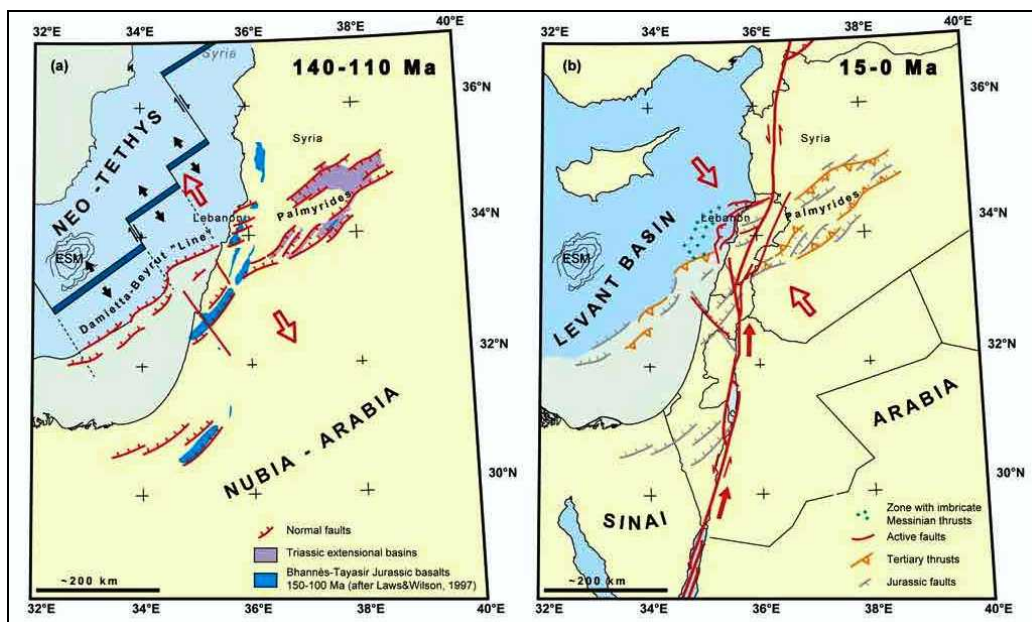


Figure 9.11. Un schéma de l'évolution tectonique du bassin levantin et les principaux traits de l'évolution tectonique du Liban (In Carton H. *et al.*, 2009 ; Tapponnier P. *et al.*, 2004).

Pour résumer le schéma tectonique général du massif (*Figure 9.11.*), il est admis de considérer que la surrection était liée, jusqu'à la fin de l'Oligocène, aux contraintes entre les plaques arabe, d'un côté, et africaine, de l'autre. Le massif semblait, à ce stade, déjà soulevé (Dubertret L., 1955 ; Hawie N. et *al.*, 2013) avec un début de structuration en pli dès l'Oligocène. La dynamique de la transpression mise en place dès le Miocène (~15 Ma) serait responsable de la surrection majeure du Mont Liban (fin du Miocène : ~7 Ma), amenant ainsi à sa structuration, telle qu'elle est connue actuellement.

3.2. INCISION DES VALLEES DU MONT LIBAN

Partant de ces différentes et nouvelles hypothèses, une lecture sur l'érosion du Mont Liban peut être proposée, en se basant sur les données acquises par l'analyse karstogénique. Trois phases peuvent être énoncées :

- 1- La première karstification remonterait à la fin du Jurassique (145 Ma) avec un Mont Liban qui était à l'état 'embryonnaire'. La discontinuité stratigraphique des couches du Jurassique supérieur confirme un stade d'érosion à cette période (Nader F., 2011). Les poches de Marjaba (*cf.* Chap. 7 ; Partie I ; 1.3.3.) témoignent probablement de cette très ancienne phase de karstification (Hakim B., 1985).
- 2- La deuxième phase remonterait à l'Eocène (~55 - 23 Ma), avec une érosion des assises de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (Hakim B. 1985 ; Nader F. 2011).
- 3- La troisième phase de karstification, la plus importante dans la structuration du relief, débiterait au Miocène moyen (~15 Ma), avec une accélération à la fin du Miocène (~7 Ma) due à la surrection majeure du relief (qui se prolonge jusqu'au Quaternaire) et aux effets combinés des oscillations eustatiques mio-pliocènes de la Méditerranée.

Ces « grandes » phases très probables de karstification permettent de s'interroger sur le creusement des vallées du Mont Liban. Z.H. Beydoun (1976) a décrit l'incision des vallées et la rapporte à la période anté-miocène, suite à l'étude morphologique des canyons sous-marins (Goedicke T.R., 1972 ; Elias et *al.*, 2005 ; Carton H. et *al.*, 2009) creusés dans la plate-forme continentale. P. Sanlaville (1977) propose une érosion majeure du relief à la fin du Miocène, à partir de l'analyse géomorphologique des fleuves côtiers : les conglomérats fluviaux les plus anciens, sur le flanc occidental du Mont-Liban, remontent au Pontien (7,2-5,3 Ma).

Si on considère qu'une deuxième phase d'érosion du massif ait pu avoir lieu à la fin de l'Eocène, il est probable que des systèmes de drainage étaient déjà mis en place et ce, dès l'Oligocène (Beydoun Z.H., 1976). En l'absence d'étude sédimentologique détaillée à l'heure actuelle, l'ancienneté de l'érosion du relief libanais et la mise en place de systèmes de drainage anté-miocènes demanderaient l'étude de profils sismiques le long de la marge continentale du Liban. Par ailleurs, les études de profils sismiques entamés le long du bassin sud-levantin d'Israël/Palestine (Gardosh et *al.*, 2009) montrent des dépôts oligo-miocènes sédimentés le long des canyons sous-marins. Ces canyons connectés morphologiquement aux vallées littorales renvoient à un drainage fluvial mis en place dès cette période (~20 Ma). Ce même cycle d'érosion peut être aussi valable pour les fleuves côtiers du Mont Liban, avec des dépôts oligo-miocènes déposés dans le bassin levantin nord (Robert G. et Peace D., 2007).

En somme, on considère que l'incision des gorges du Mont-Liban a probablement commencé dès l'Oligocène et a été marquée par une érosion importante à la fin du Miocène, suite à l'orogénèse importante du relief et à la crise de salinité messinienne. Cette incision s'est prolongée durant le Quaternaire avec les oscillations glacio-eustatiques, jusqu'à ce que le talweg des vallées ait pu atteindre les assises les plus profondes du Jurassique moyen.

3.3. CALAGE GEOLOGIQUE DES MODELES MORPHOGENIQUES DU N. ANTELIAS ET DU N. EL KALB

La reconstitution de la dynamique de structuration du drainage karstique et son insertion dans l'histoire paléogéographique permettent de proposer des précisions sur la période d'encaissement des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. A quelle période géologique remontent les premières phases de structuration du drainage karstique des deux vallées étudiées ? S'agit-il d'une karstification anté-miocène ou remonte-t-elle au maximum au Mio-Pliocène, voire au Plio-Quaternaire ?

Pour répondre à ces questionnements, on a eu recours à des éléments morphogéniques de surface, tels que les surfaces d'aplanissement, les terrasses marines et les vallées perchées, pour compléter notre analyse géologique des sites étudiés. Les paléo-surfaces du relief sont des marqueurs de la fin d'un cycle épirogénique du relief, alors que les terrasses marines sont des témoins d'un stationnement marin de la Méditerranée. Elles servent de repères altitudinaux à l'analyse morphogénique du façonnement d'un relief. Si ces surfaces sont datées, elles permettent de mieux cerner l'histoire de l'incision des vallées.

3.3.1. L'APPORT DES PALEO-SURFACES

a- LA SURFACE MIOCENE

Les « paléo-surfaces » proches de l'horizontale marquent le début du cycle de l'érosion d'un relief (Peulvast J.P. et *al.*, 2005). Elles ont été plus ou moins soulevées et déformées. Elles peuvent être érodées par d'anciens systèmes de drainage et prennent ainsi l'allure de topographies bosselées. Elles peuvent servir de marqueurs tectoniques d'un équilibre géodynamique qui renvoie à un équilibre dynamique entre les mouvements verticaux de surrection et l'érosion du relief.

Des surfaces d'aplanissement ont été identifiées par A.M. Quenell (1984) dans la région levantine. La plus intéressante est celle identifiée aux alentours de 800 m d'altitude. Dénommée la « paléo-surface arabique », elle a été cartographiée en Jordanie, Syrie et Israël. Elle correspond également aux plateaux de Tyr et de Nabatiyeh, au sud du Liban, et à certains plateaux situés à la même altitude au nord (Gomez F. et *al.*, 2006). A.M. Quenell attribue à ces surfaces un âge miocène. R.W.H Butler et *al.* (1998) précisent l'âge de ces surfaces, en se basant sur des datations radiométriques. Leur façonnement remonte au moins à la fin Miocène.

Etant donné qu'un âge miocène (< 23 Ma) est suggéré pour cette paléo-surface, celle-ci a été soulevée jusqu'à 800 m d'altitude par un ou plusieurs épisodes épirogéniques durant le Miocène moyen et supérieur, exposant ainsi les dépôts calcaires. En effet, les assises du Miocène supérieur (Pontien) ne dépassent pas cette altitude et se situent à plus de 650 m dans la région du Jabal Tourbol et de Sîr ed Dennîyé (Dubertret L., 1962). Les assises du Miocène moyen s'élèvent jusqu'à 681 m au Jabal Tourbol (Keller A., 1934), mais atteignent les 220 m au plus dans la région du Nahr el Kalb (Dubertret L., 1955). Elles sont portées jusqu'à 240 m à Hamat, près de Batroun et 382 m à Qalhat, près de Amioun au Liban-Nord.

Cette observation montre alors que le façonnement du relief libanais sous l'altitude repère (~800 m), se situe dans une phase de karstification qui remonte au Miocène moyen (~15 Ma). Le modèle morphogénique qu'on propose et qui est basé sur la structuration du drainage karstique se situe bien en

contrebas de ~800 m. Située dans la partie aval des vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, la structure du drainage karstique atteint maximum 150, voire 200 m, dans la première vallée et 100 m dans la seconde. Les modèles morphogéniques proposés pour les vallées du Nahr el-Kalb et du Nahr Antélias sont liés alors à la phase de karstification « Miocène » du Mont Liban.

b- PALEO-SURFACE MIO-PLIOCENE

S'agit-il alors d'une karstification qui remonte au Miocène supérieur ou serait-elle plus récente ? Depuis le Miocène moyen et supérieur, l'épirogenèse du Mont-Liban est conséquente. Elle s'est probablement effectuée à des amplitudes différentes à la fin du Miocène et au Pliocène, entre le Liban-Nord et le Mont Liban central³². Recentrant l'analyse géologique sur le Mont Liban central, on a eu recours à la coupe géologique de Nahr el Kalb, car elle est la plus complète. Elle comprend les assises du Crétacé supérieur et du Néogène (Miocène et Pliocène) et le remblaiement quaternaire de Makhadet Nahr el Kalb (plaine intérieure de la vallée).

Les couches du Paléogène (Eocène) n'ont pas été trouvées dans cette région. Les études récentes sur les assises du Miocène le long du promontoire rocheux de Nahr el Kalb ont amené des précisions sur l'âge de ces calcaires récifaux. L'analyse des microfossiles (Bou Dagher-Fadel M. et Clark J.N., 2006) reconstitue la stratigraphie complète de toute la séquence miocène de Nahr el Kalb (220 m d'épaisseur). Elle s'étend du Langhien (15 Ma) jusqu'au Tortonien-Messinien (11 à 7 Ma). Un paléo-rivage a été alors reconstitué, suite à l'analyse des escarpements rocheux miocènes du Jabal Tourbol, de Chekka, de Saïda et du port de Beyrouth (Figure 9.12.). Considérant qu'une tectonique différentielle s'est activée entre le Liban-Nord et le Liban central, le toit du Miocène supérieur est porté à 240 m. Dans le secteur du Mont Liban central (la région de Ras Chekka est considérée comme limite topographique du Mont Liban central). Au-delà de Chekka, le Miocène est situé à une altitude supérieure. Dans ce cas, on considère qu'à la fin du Miocène, le niveau marin atteignait au moins 250 m d'altitude et recouvrait les rivages actuels du Mont Liban central (Figure 9.12.).

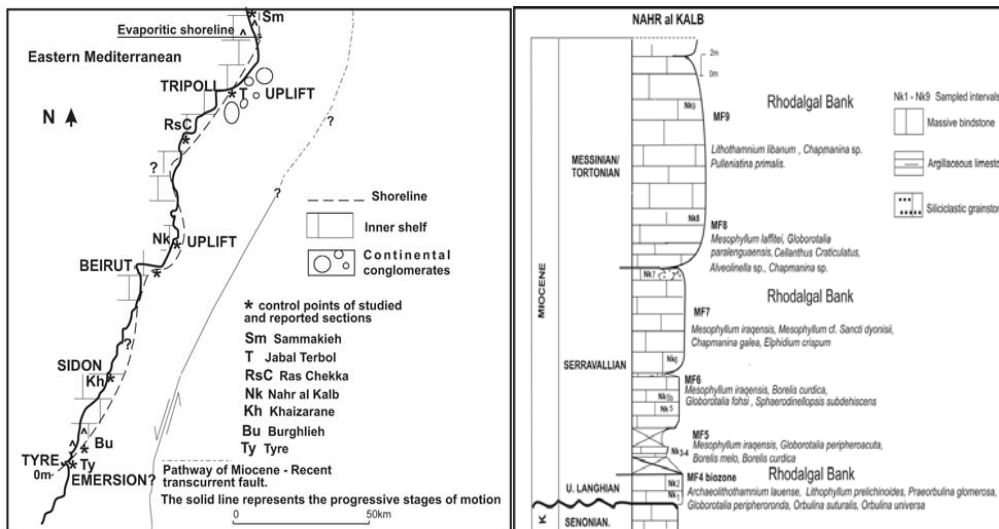


Figure 9.12. A gauche : Le paléo-rivage du Miocène supérieur le long du littoral libanais. A droite : la stratigraphie du Miocène de Nahr el Kalb (D'après Bou Dagher-Fadel M. et Clark N.J., 2006).

³² Les meilleures indications de cette tectonique différentielle s'inscrivent dans le décalage altitudinal du Miocène inférieur et moyen, entre la région de Nahr el Kalb-Ras Beyrouth et le Jabal Tourbol. Il en est de même pour le Pliocène marin et continental : il est soulevé jusqu'à 450 m. au nord (feuille de Sir el-Denieh), alors qu'il se situe jusqu'à 250 m à Nahr el Kalb. Le Pliocène inférieur se situe plus bas encore dans la région de Beyrouth et serait enfoui sous les dépôts quaternaires (Dubertret L., 1955).

A partir de la fin du Miocène, une régression majeure du niveau de la Méditerranée a probablement entraîné une érosion du massif par les réseaux hydrographiques. Si l'on considère que les réseaux hydrographiques se sont organisés et creusés dès l'Oligocène et ont pu persister jusqu'à la fin du Miocène, il est alors plausible de considérer que l'incision des vallées ait pu être affecté par la crise de salinité messinienne³³. L'abaissement du niveau de la Méditerranée sur les côtes du Liban a été peu étudié. L'étude d'A. El Hajj (2005) sur les caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère karstique côtier de Chekka fait une première allusion à cette hypothèse. Dans sa thèse, il montre un alignement des sources le long d'une paléo-vallée potentielle du Nahr el Aasfoûr qui se prolonge en mer. Il lie le positionnement de ces sources sous-marines à une karstification liée à un abaissement majeur du niveau marin durant la crise de salinité messinienne. Plusieurs sources marines existent le long de la côte libanaise (Shaaban A, 1999). La plus proche du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias se situe dans la baie de Jounié.

Par ailleurs, l'étude de H. Carton et *al.* (2009) sur les profils sismiques en mer, montre la présence d'évaporites rapportées au Messinien au bord de la marge continentale submergée du Mont-Liban et à 6 km de distance des rivages actuels du Mont Liban central (à Jounié). Ces évaporites sont situées entre 800 et 1300 m de profondeur (Ben-Gai et *al.*, 2005) dans le bassin levantin.

³³ Un évènement géologique majeur a affecté le bassin méditerranéen entre 5,8 et 5,32 Ma : c'est la fermeture et l'isolement de la Méditerranée qui a entraîné l'assèchement progressif de la mer. Ceci s'est traduit par un abaissement du niveau marin jusqu'à 1.500 m. de profondeur (Clauzon et *al.*, 1996). Sous des conditions climatiques tropicales, l'évaporation sur le plan d'eau méditerranéen était supérieure aux apports des fleuves. Ceci mène à un déficit hydrique et des fleuves tels que le Nil et le Rhône creusent de profondes vallées. Ce paroxysme géologique dure 500.000 ans, jusqu'à l'effondrement du détroit de Gibraltar il y a 5,32 Ma. La connexion avec l'Atlantique s'est rétablie quasi-instantanément à l'échelle géologique (Blanc J.J., 2002). Cet épisode est connu comme la transgression zancléene, qui engendre l'ennoisement d'anciennes gorges ou vallées creusées dans le bassin méditerranéen. Les vallées sont remplies de dépôts pliocènes marins (argiles et limons).

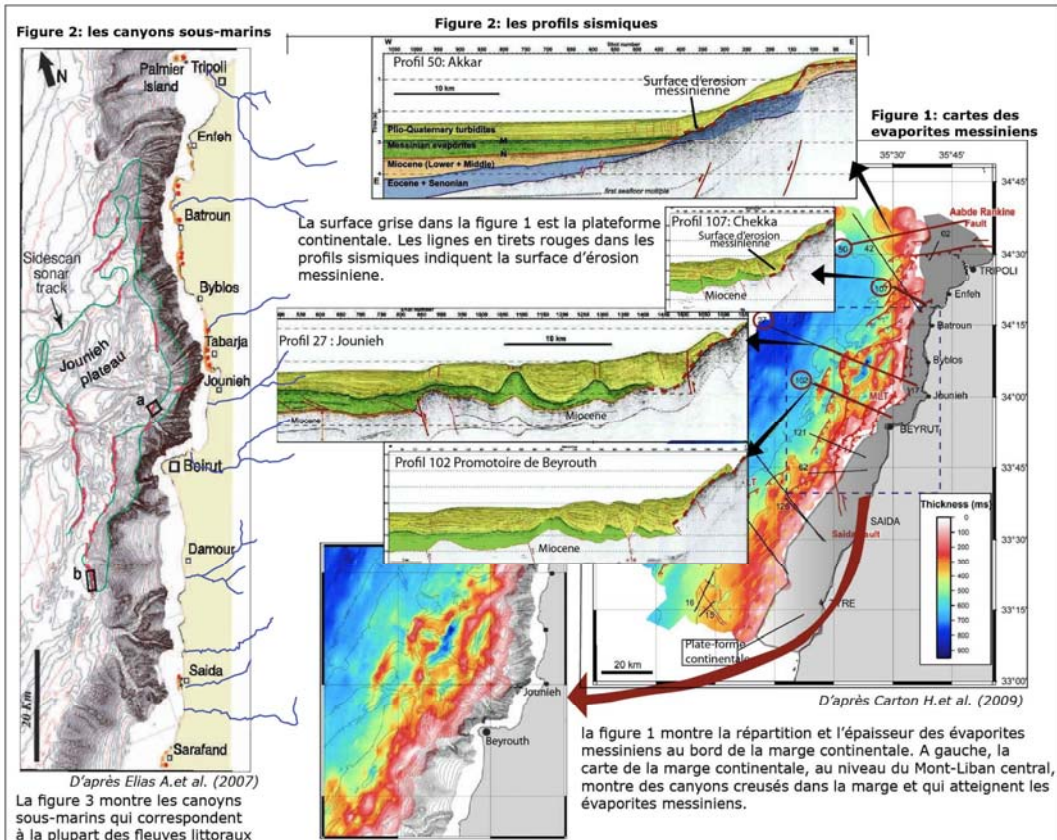


Figure 9.13. Les canyons sous-marins creusés dans la plate-forme continentale. On relève la surface d'érosion messinienne identifiée le long de la marge de la plate-forme continentale. La figure à gauche montre le prolongement de quelques fleuves littoraux avec les canyons sous-marins qu'on rapporte à des paléo-vallées messiniennes. (Carton H. et al. 2009 ; Elias A. et al. 2006)

La plate-forme continentale est creusée par des canyons sous-marins qui sont connectés à la plupart des vallées côtières au SE (Elias A. 2007 ; Carton H. et al., 2009), ainsi qu'aux évaporites les plus proches de la marge au NO (Figure 9.13). L'imagerie 2D montre des morphologies de creusement qui renvoient probablement à des vallées creusées au Messinien (Beydoun Z.R., 1976 ; Khawlie M.R., 1995). Les profils 2D montrent partiellement la surface d'érosion messinienne, au bord de la plateforme continentale (Figure 9.13.).

Toutefois, aucune étude n'a été encore publiée sur cette surface d'érosion près du littoral. Les seules données significatives proviennent des forages effectués à l'embouchure du Nahr el Kalb et dans sa plaine intérieure (Hakim B., 1985). Les 35 m de remplissage de cette plaine ont été attribués au Quaternaire et ne comprennent pas d'argiles pouvant être rapportées au Pliocène marin. Par conséquent, on considère que la surface d'érosion messinienne n'avait pas atteint l'altitude de cette vallée (30 m maximum) et qu'elle se situerait à une altitude plus élevée.

C. Homberg et al. (2010) ont montré des paléo-surfaces structurales au niveau de Nahr el Kalb. La coupe géologique de L. Dubertret (1955) modifiée montre une ancienne surface d'abrasion calée à 160 m environ (Figure 9.14.). Des conglomérats pliocènes (Müller C. et al., 2010) scellent cette surface et la séquence stratigraphique pliocène remonte, sur la rive nord du Nahr el Kalb, jusqu'à 250 m. La paléo-surface d'érosion sur laquelle repose le Pliocène marin et continental a été calée au Mio-Pliocène (Ibid., 2010). Cette surface se rapporterait-elle à la surface d'érosion messinienne ? Une étude plus détaillée

sur cette surface d'érosion (datations) devrait mieux cerner l'âge exact de son façonnement. Elle devrait être complétée par des études sur des profils géologiques complets entre le littoral et la marge continentale proche pour pouvoir définir la surface d'érosion messinienne.

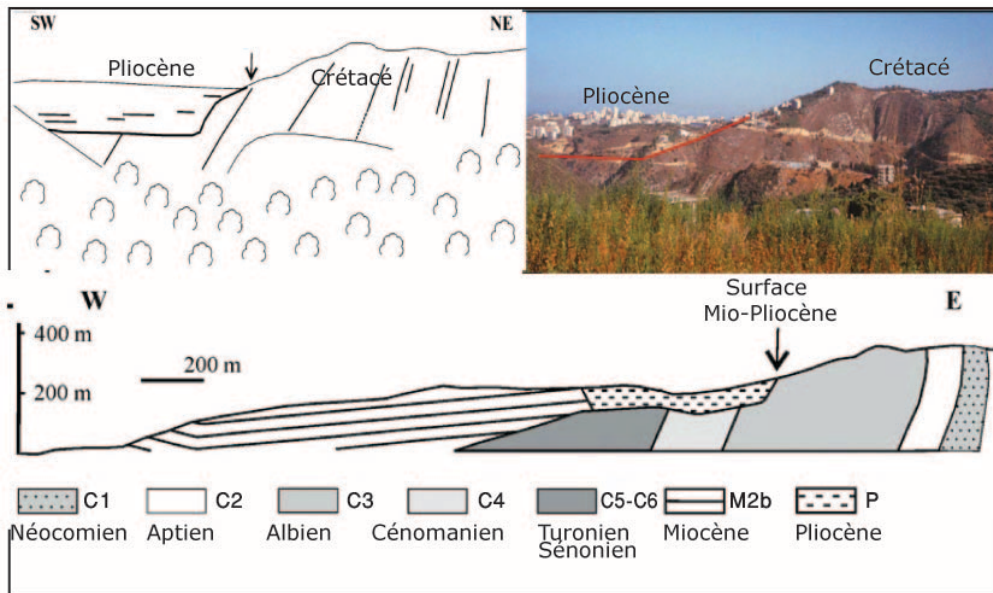


Figure 9.14. Identification de la surface d'érosion mio-pliocène de Nahr el Kalb (D'après Homberg C. et al., 2010).

Par ailleurs, l'identification de niveaux pliocènes marins dans cette séquence (Bou Jaoudeh I., 1999 ; Homberg C. et al., 2010) induit une remontée rapide du niveau marin. A Beyrouth, des dépôts pliocènes ont été identifiés (Dubertret L., 1955) sous la plaine quaternaire (46 m.) du Nahr Beyrouth. Il s'agit probablement d'une ancienne baie pliocène qui a dû border les rivages du Mont-Liban central. Le site de Nahr el Kalb est le seul à pouvoir nous fournir quelques éléments de réponses sur le pliocène marin, récemment daté au Mont Liban central (Müller C. et al., 2010). Le Pliocène marin au nord du Mont Liban s'élève jusqu'à 450 m environ. Considérons qu'une surrection différentielle entre le Mont Liban central et le Liban-Nord ait pu porter les argiles du pliocène marin jusqu'à 450 m d'altitude, les poudingues fluviatiles que l'on attribue au Pliocène continental ne s'élevant que jusqu'à 250 m à Nahr el Kalb. Aucun dépôt pliocène (marin ou continental) n'a été retrouvé au Mont Liban central au-delà de cette altitude. De ce fait, l'altitude maximale du Pliocène est située vers 250 m pour le Mont Liban central.

Par ailleurs, en Israël, les études de Z. Gvirtzman et al. (2011) basées sur les profils morpho-stratigraphiques ont conduit à la reconstitution des rivages pliocènes. L'étude montre un stationnement marin aux alentours de 250 m d'altitude en moyenne au sud du bassin levantin. Le calage altitudinal d'un rivage pliocène au sud du Levant n'est pas loin de l'altitude des dépôts pliocènes de Nahr el Kalb (jusqu'à 160 m).

3.1.2. LES HAUTES SURFACES D'ABRASION MARINE

Dans la région de Jounié, Zouq et Dbaiyé, des surfaces d'aplanissement locales ont été identifiées par P. Sanlaville (1977) (Figure 9.15.). La plupart sont des surfaces d'abrasion marine dépourvues de dépôts. Des paléo-rivages, plages à galets, falaises mortes et trottoirs à vermetes ont été également cartographiés. L'ensemble de ces morphologies est considéré comme terrasses marines. Elles remontent jusqu'à 300 m dans la baie de Jounié et à Dbaiyé. Du côté de Jounié, des plages à galets ont

été repérées à 300, 190, 175 et 100 m d'altitude. Selon P. Sanlaville, le façonnement des galets est lié à des processus marins, mais aucune datation n'a été effectuée sur ces dépôts. A Dbaiyé, les hautes terrasses marines sont dépourvues de dépôts marins. Elles sont assimilées à des surfaces d'abrasion : les replats de Deïr Tamich et de Dik el Mehdi sont aux alentours de 260 m, le replat de Mar Elias sur la rive gauche du Nahr el Kalb se trouve à 300 m. Ces surfaces tronquent les assises du Crétacé qui sont redressées à la verticale.

Les replats entre 100 et 200 m sont abondants dans le secteur et se répartissent le long des deux rives de la vallée du Nahr el Kalb, sur les hauts plateaux de Dbaiyé jusqu'à la rive gauche du Nahr Antélias. La plupart tronquent les assises du Crétacé et du Miocène. Aucune surface n'a été relevée sur les terrains du Jurassique. Ces surfaces sont regroupées selon leur altitude avoisinante : les replats de 90-110 m, 130-150 m, 170-180 m et 190-200 m. A partir de 110 m, des plages à galets sont observées. D'anciennes lignes de rivage sont identifiées également à 20, 40 et 60 m.

Des trottoirs à vermetts situés le long du littoral (jusqu'à +1,4 m) ont été datés et remontent à l'Holocène (Morhange C. et al., 2006). Les terrasses d'Enfé (+ 8-10 m) et de Naamé (+8,5 - 10,5 m) remontent, quant à elles, jusqu'à 90.000 +/- 20.000 ans. Au-delà de cette altitude, aucune terrasse n'a été datée au Liban. P. Sanlaville (1977) attribue aux terrasses de moyenne et haute altitude (jusqu'à 300 m) un âge quaternaire moyen.

Cette chronologie relative est contestée par des préhistoriens (Yazbeck C., 2004) qui considèrent que l'âge des moyennes et hautes terrasses marines serait plus ancien. Les datations d'A.E. Dodonov et al. (2008) sur les terrasses syriennes (près de Lattaqué), situées entre 20 et 30 m, révèlent un âge entre 180.000 et 130.000 ans. Cependant, les nouvelles fouilles dans la grotte Tabun au Mont Carmel (Israël) révèlent des données importantes concernant la surrection des paléo-rivages marins au Quaternaire moyen : la grotte est située à + 45 m et les fouilles archéologiques y trouvent de l'industrie lithique du Paléolithique inférieur (600.000 à 90.000 ans) (Mercier N. et al., 2000 ; Ronen A. et al., 2000). La grotte était alors habitée depuis le Pléistocène moyen et se situait à une altitude proche de la mer Méditerranée³⁴. Depuis, la grotte Tabun et les autres cavités³⁵ du Mont Carmel ont été portées jusqu'à leurs altitudes actuelles (Dov Zively Z et al., 2009). Par conséquent, on considère que le paléo-rivage de + 45 m date d'au moins du Pléistocène moyen. Subséquemment, les terrasses marines cartographiées dans cette région (Michelson H., 1970) et situées à une altitude supérieure seraient donc antérieures au Pléistocène moyen (Dov Zively Z. et al., 2009). Un site similaire à Ras Beyrouth, situé sur une plage soulevée à + 52m, contient le même type d'industrie lithique que celui identifié dans la grotte Tabun. Les fouilles de Ras Beyrouth ont mis à jour des silex taillés de l'Acheuléen moyen³⁶ (Fleish H. et Sanlaville P., 1974). Cette industrie n'a pas été datée avec exactitude. Pourtant P. Sanlaville s'est servi de ce site comme référence pour sa chronologie relative des terrasses marines du Liban. Cette chronologie est actuellement remise en question.

Les nouvelles découvertes de la grotte Tabun (+ 45 m), située à une altitude proche du site acheuléen de Ras Beyrouth (+ 52 m) et contenant le même type d'industrie lithique, mais remontant au Pléistocène moyen, induisent une nouvelle chronologie plus précise que celle de P. Sanlaville (1977) pour les rivages marins du Liban. Le façonnement de la plage située à « + 52 m » serait alors antérieur à 600.000 ans.

³⁴ Il y a 600.000 ans, le niveau marin serait à +10 m, selon Haq et al. (1987).

³⁵ Les grottes d'El Wad, Skhul, Kebara et Gamal sont situées entre 20 et 60 m, selon Weinstein-Evron M., 1998, 1999 ; Ronen A., 1976 ; Farrand W.R., 1979 ; Goldberg P. et Bar-Yosef D.A., 1998.

³⁶ L'Acheuléen moyen remonte à 415.000 ans.

Par conséquent, toutes les terrasses marines supérieures à cette altitude sont plus anciennes. Ce constat est fort intéressant pour la reconstitution des structures de drainage du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias, car les hautes terrasses marines (de 100 à 300 m.), considérées d'âge Pléistocène moyen par P. Sanlaville (1977), remontent probablement au Quaternaire moyen, inférieur et, voire même, au Pliocène.

3.1.3. LES VALLEES PERCHEES

Deux vallées perchées ont été identifiées dans le secteur aval du Nahr el-Kalb (Sanlaville P., 1977 ; Abou Jaoudeh I., 1999) (*cf. Chap. 7 ; I, 1.4.3., c*). La première, de Dbaiyé, calée à 90 m, est orientée SSO-NNE. La deuxième est celle de Mazraat Abi Nader. Elle comprend des conglomérats qui remontent au Pliocène. Elle se développe à 160 m et son orientation est N-S.

Les vallées perchées de Mazraat Abi Nader (+ 160m) et de Dbaiyé (+ 90 m) peuvent servir de repères altitudinaux pour reconstituer d'anciens réseaux hydrographiques du Nahr el Kalb. Leur abandon par le réseau hydrographique actuel du Nahr el Kalb met en avant le rôle de la surrection de compartiments tectoniques au Pliocène et au Quaternaire (Bou Jaoudeh I., 1999), engendrant ainsi une réorganisation du réseau hydrographique et l'abandon de ces vallées.

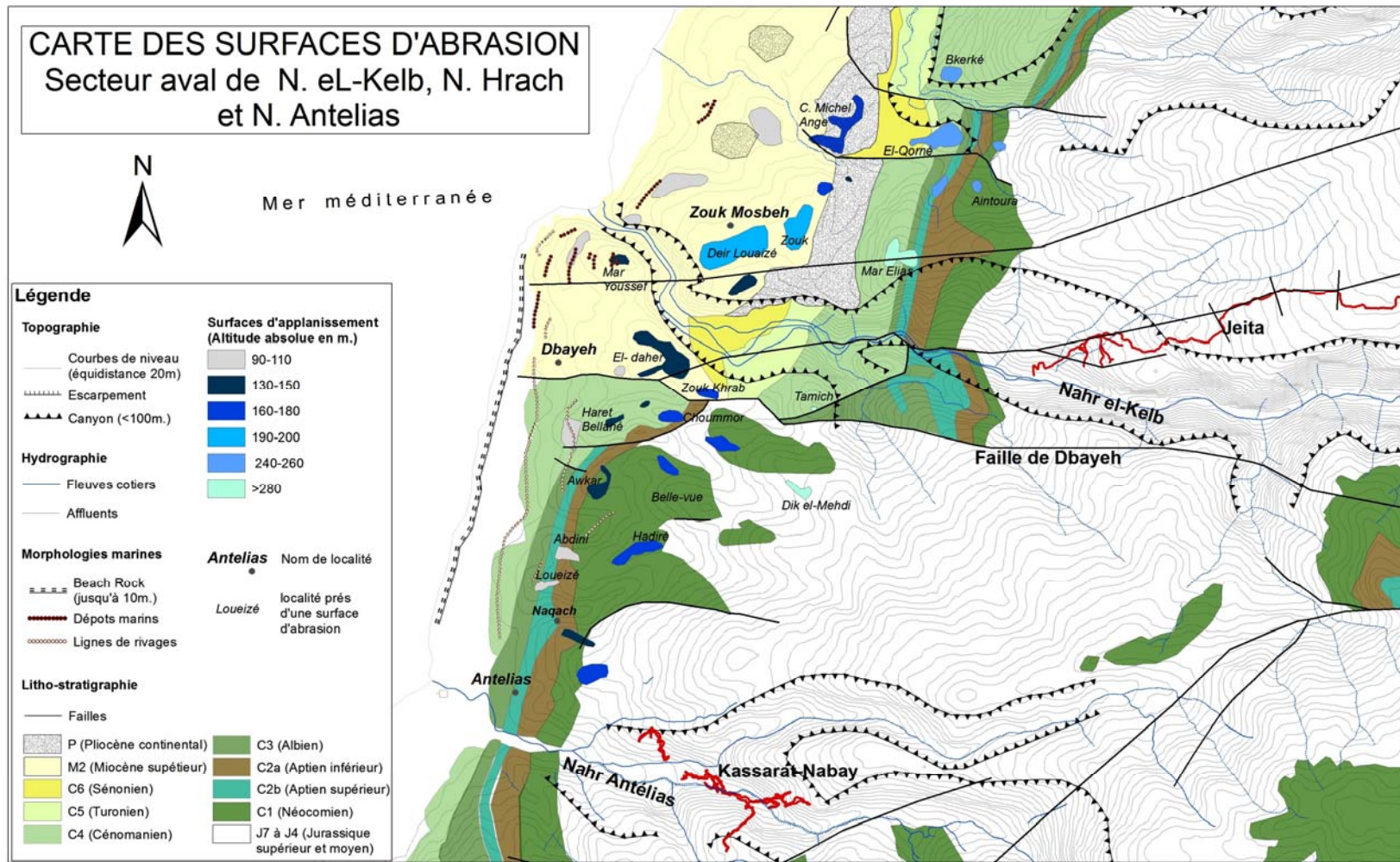


Figure 9.15. La carte des surfaces d'aplanissements et leurs altitudes (D'après P. Sanlaville, 1977).

IV- RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DES GORGES DU NAHR EL KALB ET DU NAHR ANTÉLIAS

L'analyse des morphologies de surface dans le secteur d'étude a permis de fournir d'autres éléments pour retracer les principales étapes d'évolution du relief. Malgré le manque de formes dûment datées, la relative concordance altitudinale entre les surfaces d'aplanissement et les paléo-zones noyées permettent de proposer différentes étapes dans la structuration du relief. Nous proposons ici une reconstitution simplifiée en quatre grandes étapes. Chaque étape traduit une phase de l'évolution du relief qui s'exprime dans le paysage par le façonnement des surfaces d'abrasion marine ou d'aplanissement localisées et par les vallées perchées. L'objectif est croiser les informations spéléogéniques, géologiques et géomorphologiques, afin de proposer une reconstitution paléogéographique des vallées littorales du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. L'apport des réseaux endokarstiques sera mieux décrit à partir de la troisième phase.

4.1. L'ÉVOLUTION DU RELIEF AU COURS DU MIOCÈNE

C'est au cours du Miocène que se serait développée la surface d'aplanissement dite régionale, calée à 800 m (Quenell A.M., 1984 ; Butler R.W.H et *al.*, 1998 ; Gomez F. et *al.*, 2006). Cette surface s'est agencée dans un contexte de faible énergie gravitaire et correspondrait à un paléo-relief d'un Mont Liban déjà bien érodé. C'est probablement après cette première phase d'émersion qu'une sédimentation calcaire récifale, rapportée au Miocène inférieur (à Saïda), moyen et supérieur (au centre et au nord du Liban), s'effectue sur les rebords du flanc occidental du Mont Liban. Les calcaires récifaux reposent en discordance sur les assises de l'Eocène et du Crétacé déjà redressées (Dubertret L., 1955).

Ce serait au cours du Langhien (~15 Ma) que la faille du Levant s'est activée. Son activité s'intensifie à la fin du Miocène et engendre une surrection du relief. Les calcaires miocènes sont érodés en partie et leur structuration est déformée.

Ce n'est qu'après le façonnement de la paléo-surface de 800 m et l'émersion continentale que des systèmes de drainage de surface se mettent alors en place vers la Méditerranée. Ces paléo-systèmes sont les précurseurs des fleuves côtiers qui s'organisent au fur et à mesure de la surrection du massif.

Au cours du Messinien, l'« assèchement » de la Méditerranée entraîne un abaissement du niveau marin jusqu'à - 1.500 m (Clauzon P., 1982). Les fleuves côtiers du Mont Liban creusent leurs vallées plus bas jusqu'à la plateforme continentale. La surface d'érosion mio-pliocène de Nahr el Kalb (Homberg C. et *al.*, 2010), calée aujourd'hui à + 160 m (niveau basal du paléo-vallon de Mazraat Abi Nader) pourrait correspondre à une surface locale d'érosion messinienne, avec un ancien talweg du Nahr el Kalb, calé à cette altitude.

C'est à cet épisode messinien que le Crétacé est recoupé et entaillé par l'érosion fluviale. Les conglomérats fluviaux du Nahr Abou Aali (Miocène continental) comprennent des galets calcaires, mais ne contiennent pas de grès ferrugineux, ni de basaltes. Ceci montre que le creusement linéaire entaille les assises du Crétacé supérieur, sans pour autant atteindre les assises de l'Aptien, l'Albien et du Néocomien (Sanlaville P., 1977). La karstification des calcaires du Jurassique couvert encore par les assises imperméables du Crétacé inférieur n'a probablement pas été encore initiée.

4.2. LA TRANSGRESSION PLIOCENE

C'est au cours du Pliocène inférieur que des modifications importantes s'inscrivent dans le paysage, à Nahr el Kalb et à Antélias. La remontée du niveau de base marin ennoie les canyons de la plateforme continentale et recouvre les rebords actuels du Mont Liban. Les talwegs des fleuves côtiers se réajustent en fonction de l'élévation du niveau marin. Une baie pliocène se forme au pied de la barrière hydrogéologique du Crétacé.

L'agencement du Pliocène inférieur dans le vallon de Mazraat Abi Nader (Homberg C. et *al.*, 2010 ; Müller C. et *al.*, 2010) signifie que la ria³⁷ pliocène était calée jusqu'à la cote 160 m et pas au delà de cette altitude. Il en est de même pour les conglomérats continentaux du Pliocène déposés dans ce vallon et qui recourent les assises du Crétacé supérieur et moyen. Ces dépôts sont calés entre 160 et 250 m. Au-delà de ces niveaux, aucun dépôt pliocène n'a été observé. Par conséquent, on considère que les assises redressées du Crétacé inférieur n'ont pas été affectées par l'érosion marine du Pliocène. Ces assises séparent la vallée côtière ennoyée du Nahr el Kalb du domaine continental.

Lors de la transgression pliocène et la formation d'une ria à 160 m, le fleuve coulait plus haut dans l'arrière-pays calcaire et n'avait pas encore entaillé en gorges les assises imperméables et redressées du Crétacé inférieur au niveau de la flexure. L'observation morphologique du secteur montre bon nombre de surfaces d'aplanissement sur le plateau de Dbaiyé. Leurs altitudes varient entre 150 et 170 m (*Figure 9.15.*) à Louaizeh, au Couvent Michel Ange, à Zouq el Kharrab, ed Dahr, Choummor, el-Hadiré, Belle-Vue. Ces surfaces se situent en contrebas des assises crétacées redressées. C'est à la phase de la transgression pliocène de la Méditerranée que nous rattachons leur façonnement par l'érosion marine.

Le comblement de la ria rapporté au haut niveau pliocène se fait par des matériaux issus des assises du Crétacé inférieur et probablement Jurassique. Les témoins de cette phase sont les conglomérats du vallon de Mazraat Abi Nader qui s'accumulent jusqu'à la cote 250 m. Cette aggradation continentale atténue encore plus le gradient hydraulique du Nahr el Kalb. Le drainage fluvial se réorganise en fonction de la nouvelle cote altitudinale rehaussée du talweg (250 m). C'est durant ce contexte de faible gradient gravitaire du talweg du Nahr el Kalb que des conditions favorables à la réalisation d'aplanissements sont réunies. Les morphologies de surfaces planes qui recourent le dispositif litho-structural sont façonnées dans un contexte d'équilibre géodynamique, traduit par un équilibre dynamique entre mouvements verticaux de surrection et érosion du relief. Or, le gradient gravitaire du Nahr el Kalb est atténué au fur et à mesure du comblement de la baie pliocène, avant des mouvements de surrection faible du relief. Ce contexte engendre la formation des planités karstiques (Nicod J., 1976 ; Martin J. et *al.*, 1978 ; Delannoy J.J., 1997, 2005 ; Quinif Y., 1998 ; Camus H., 2003). Celles-ci sont façonnées par l'altération chimique ou la crypto-corrosion (Salomon J.N., 1987 ; Nicod J., 1992, 2002) des surfaces par des eaux agressives dans un contexte à faible gradient gravitaire (Delannoy J.J., 1997, 2003). L'observation topographique du secteur de Nahr el-Kalb et Zouq Mosbeh montre des surfaces d'aplanissement qui tronquent les assises du Crétacé moyen et inférieur (du Cénomanién au Néocomien). A la confluence située entre les vallons de Mazraat Abi Nader, d'Adonis et du Nahr Hrâch (*Figure 9.15.*), les replats de Bkerké, el Qorné (surface recoupant le Cénomanién et l'Aptien) et de Aintoura (Néocomien) sont calés à des altitudes entre 240 et 260 m. Sur la rive droite du Nahr el Kalb, le

³⁷ Une ria est un bras de mer submergeant, partiellement, une vallée fluviale qui reste ouverte sur la mer.

replat de Tamich recoupe également les assises du Cénomaniens. Celui de Dik el-Mehdi tronque les assises du Néocomien et du Jurassique supérieur. Ils se situent aux environs de 260 à 280 m.

La subégalité de ces planités 'karstiques'³⁸ recoupant les assises du Crétacé moyen et inférieur et leurs concordances altitudinales avec le remplissage congolomératique du vallon de Mazraat Abi Nader suggèrent qu'un paléo-talweg du Nahr el Kalb ait pu stationner aux environs de 250 m. Ce calage altitudinal correspond au contact lithologique entre les assises du Jurassique et du Crétacé. En effet, les surfaces planes façonnées par l'alluvionnement recoupent les assises du Crétacé inférieur jusqu'à celles du Jurassique supérieur à Dik el Mehdi (*Figure 9.15.*).

Ce contexte paléogéographique, lié à la transgression pliocène et suivi d'un comblement de la ria par aggradation continentale, a porté le talweg du Nahr el Kalb vers 250 m au niveau des assises du Jurassique supérieur. Dans le même contexte, les assises du Crétacé sont progressivement érodées, exposant ainsi les calcaires du Jurassique à l'infiltration et à la karstification. De ce fait, on considère qu'une première zone noyée commence à se mettre en place vers 250 m. Elle est alimentée par les eaux météoritiques qui s'infiltrent dans les calcaires du Jurassique moyen. C'est à ce moment qu'une première structuration karstique pliocène autour d'un niveau de base élevé (250 m.) mène vers le creusement de drains noyés sous cette altitude. Nous rattachons la spéléogénèse des drains de Jeita, d'el Kassarat et de Kanaan à cette phase de fonctionnement noyé.

Le creusement de ces drains dans des conditions 'paragénétiques' indique probablement leur évolution par aggradation dans la zone noyée profonde. Le toit de la galerie supérieure de Jeita atteint 130 m (la salle « des soutirages »), voire même 150 m (la galerie la plus élevée au-delà de la grande « Salle d'Effondrement »). En amont du réseau de Jeita, la côte altitudinale de la rivière est calée à 141 m au niveau du siphon terminal (Karkabi S., 1963), mais les toits des galeries sont beaucoup plus élevés (Hakim B. et Karkabi S., 1988) dans le secteur amont de la rivière. La hauteur du « Boulevard du S.C.L. » varie entre 130 et 152 m, ce qui porte le toit des galeries de Jeita, en amont du réseau, au-delà de 250 m. Même si des effondrements sont observés dans les grandes salles de Jeita, ceux-ci n'expliquent pas, à eux-seuls, la hauteur élevée de la galerie. Il est donc probable que le creusement par aggradation du paléo-drain de Jeita ait pu atteindre un niveau proche de 250 m. Il est à signaler que le secteur amont du réseau est à 234 m sous le niveau du talweg actuel du Nahr el Kalb (375 m). Pour le moment, nous ne disposons d'aucun élément illustrant les morphologies pariétales du réseau amont de Jeita, nos investigations étant concentrées sur les galeries situées en aval du réseau. Il est donc essentiel d'entamer une étude morphogénique des formes pariétales dans l'ensemble du réseau de Jeita, afin d'avoir une représentation générale et complète du drain et des sections de ce réseau.

La vallée du Nahr Antélias a eu la même évolution que celle du Nahr el Kalb, du moins lors de la transgression pliocène, avec un comblement par aggradation continentale. Cependant, le bassin-versant du Nahr Antélias est beaucoup trop petit, comparé à celui du Nahr el Kalb, pour drainer et charrier des congolomérats et combler la ria jusqu'à la côte 250 m. Il est probable qu'un comblement de la ria pliocène au niveau d'Antélias ait eu lieu, mais avec une aggradation continentale mineure, atteignant une altitude supérieure à 160 m, mais bien inférieure à 250 m. Cette hypothèse n'est cependant pas vérifiée, ni vérifiable, vu l'absence de témoins morphogéniques de surface. Seules les quelques surfaces d'aplanissement cartographiées sur le plateau de Dbaiyé sont une référence altitudinale commune entre les deux vallées. Le seul témoin endokarstique d'une structuration karstique pliocène derrière la 'barrière hydrogéologique du Crétacé' serait le fonctionnement paragénétique par aggradation des

³⁸ Seules les surfaces tronquant les terrains calcaires du Cénomaniens et de l'Aptien sont qualifiées de planités karstiques.

drains de Kanaan et d'el Kassarat-Nabay. Leur niveau est cependant calé aux environs de 100 m, soit bien au-dessous du niveau de la ria pliocène calée à + 160 m, au niveau de Nahr el Kalb. Les coupoles de la grotte Kanaan montent plus haut vers 120 m, ce qui indiquerait probablement un stationnement du talweg du Nahr Antélias et donc de la zone noyée, à 120 m d'altitude au moins. Les grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay ont évolué probablement dans la zone profonde du karst.

En somme, la mise en évidence des formes pariétales caractéristiques d'un fonctionnement paragénétique dans les trois réseaux sont liées aux mêmes conditions favorables à la réalisation de ce mode de creusement : transgression pliocène, dysfonctionnement du drainage fluvial lié au comblement des rias et aggradation continentale. Ces trois modes de façonnement du relief côtier du Mont Liban central ont permis la mise en place d'une zone noyée derrière la barrière hydrogéologique crétacée, et le creusement de ces trois cavités selon un fonctionnement paragénétique. Il faut noter que cette évolution des drains en régime noyé devrait être suffisamment longue pour permettre un remplissage argileux des conduits et leur creusement par aggradation. La période Pliocène (3,3 Ma) est suffisante pour permettre l'aboutissement de l'ensemble des processus mentionnés. Cet ensemble commence par la transgression pliocène, jusqu'à la mise en place de la structuration karstique derrière les assises du Crétacé et le creusement des drains noyés.

Même si une phase de surrection du Mont Liban a eu lieu au Pliocène, la zone noyée du karst en amont de la barrière hydrogéologique était, pour une durée suffisamment longue, peu affectée par les moteurs de creusement. En effet, le temps de réponse du karst est conditionné par la restructuration du drainage fluvial par rapport au nouveau niveau de base général (eustatique) (*cf. Partie II ; 2.2.*). Les cours du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias ont dû alors, en réponse à la surrection, recreuser le comblement conglomératique en premier et entailler par la suite les assises du Crétacé, par érosion régressive du talweg. Nous considérons que cette restructuration du drainage fluvial aurait été suffisamment longue, laissant la zone noyée du karst peu affectée.

4.3. L'ÉVOLUTION DU RELIEF AU COURS DU QUATERNAIRE

La fin du Pliocène et le Quaternaire se caractérisent par un nouvel abaissement du niveau de base. La surrection du Mont Liban et l'abaissement du niveau marin vont conduire à une restructuration du réseau hydrographique (encaissement). L'accroissement du gradient hydraulique va conduire à une réincision des réseaux hydrographiques en aval des vallées côtières : les conglomérats adossés à la 'barrière hydrogéologique' sont recreusés en premier. Par la suite, les fleuves creusent leur talweg dans les assises du Crétacé, jusqu'à ce que l'érosion régressive atteigne des cotes altitudinales inférieures à 250 m. Nous considérons que l'incision des vallées, suivie par la verticalisation progressive du drainage karstique, se manifeste par trois étapes.

i) Un premier stationnement d'un talweg (au niveau du contact lithologique Crétacé/Jurassique) vers 120-140 m à Nahr el Kalb et vers 90-120 m à Antélias, favorise la mise en place d'une nouvelle structure de drainage endokarstique. Cette verticalisation se traduit par l'abandon des hautes terrasses pliocènes, recoupées par des vallons qui se raccordent au nouveau talweg. C'est à cette phase de restructuration du drainage endokarstique et de verticalisation des écoulements que nous rattachons l'arrêt du fonctionnement paragénétique des réseaux de Jeita, d'el Kassarat-Nabay et de Kanaan. Ceci est marqué par un décolmatage du remplissage argileux à Kanaan de 2 à 3 m. Par ailleurs, cette verticalisation des écoulements conduit à l'accroissement du gradient hydraulique endokarstique. Les

rivières souterraines d'el Kassarat (90-100 m) et de Jeita (140-120 m) se mettent en place dans les réseaux et évacuent progressivement les remplissages argileux.

ii) Une deuxième phase d'abaissement du niveau marin et de surrection tectonique conduit à un second stationnement d'un talweg (au niveau du contact lithologique Crétacé/Jurassique) vers 60-70 dans les vallées du Nahr el Kalb et du Nahr Antélias. Une verticalisation des écoulements souterrains se manifestent par un recreusement et/ou un surcreusement du canyon d'el Kassarat-Nabay, alors qu'un surcreusement du canyon de Jeita a bien eu lieu sous le niveau des galeries supérieures (~100 m). Par contre, le drainage karstique à Antélias abandonne le réseau de Kanaan. La verticalisation des écoulements karstique sous la cavité est suffisante pour élargir des fissures et permettre l'évacuation du remplissage par soutirage.

iii) Un troisième stationnement des talwegs du Nahr el Kalb (45 m.) et du Nahr Antélias (33 m) mène à la restructuration du drainage endokarstique actuel. Dans la vallée d'Antélias, des conduits sont creusés entre l'exurgence du Fouar Antélias (33 m) et le siphon terminal (57 m) de la rivière souterraine d'el Kassarat-Nabay. Dans la vallée du Nahr el Kalb, l'érosion régressive du talweg parvient à recouper l'exutoire de la rivière souterraine de Jeita. Située à 60 m, l'émergence se déverse directement dans le cours du Nahr el Kalb située plus bas, vers 55 m. Durant les périodes de crue, la fluctuation de la zone noyée dans chaque vallée active des sources de trop-plein. Ces sources qui traduisent un ennoisement saisonnier font partie de la zone épinoyée du karst.

Les processus d'effondrement des toits des galeries et de concrétionnement sont rattachés à cette histoire plus récente des canyons de Jeita et d'el Kassarat-Nabay.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons mis en avant les apports karstogéniques des réseaux de Jeita, d'el Kassarat-Nabay et de Kanaan dans la reconstitution des phases d'enfoncement du talweg des vallées du Nahr Antélias et du Nahr Kalb. Deux niveaux de stationnement des écoulements ont été identifiés, respectivement, dans la structure endokarstique des deux vallées : le premier est aux alentours de 100 m d'altitude et le second se situe vers 60-70 m. Entre ces deux niveaux sont intercalées des morphologies de creusement qui renvoient à une verticalisation des écoulements. Partant de ces observations, des modèles morphogéniques de l'évolution des deux vallées sont proposés et des phases de stationnement et d'enfoncement des talwegs sont décrites.

Ces modèles s'appuient sur la relation entre le talweg et la structure du drainage karstique. Insérés dans le cadre géologique régional, ces schémas hypothétiques de l'évolution des vallées montrent que la réponse du karst aux moteurs de creusement est conditionnée par l'érosion régressive du talweg ou par le comblement des vallées par aggradation continentale. Le système fluvial répond en premier face à un événement perturbateur (moteurs de creusement) par le processus de l'érosion régressive. Celui-ci est contrôlé, au niveau spatial, par : 1- la longueur du talweg séparant le système karstique de la mer Méditerranée, 2- les strates calcaires et imperméables qui constituent le lit du fleuve dans les assises crétacées et 3- l'intervalle altitudinal entre le niveau de base général et le niveau de base karstique qui est créé par les oscillations eustatiques et les surrections tectoniques du Mont Liban.

Les contrôles de la réponse du talweg relèvent également de la dimension temporelle. La durée de l'érosion fluviale est régie par les éléments régulateurs, tels que le climat et la lithologie. Par-là, la réponse du karst aux événements perturbateurs est décalée dans le temps géologique, par rapport à la réponse du talweg aux mêmes événements perturbateurs.

Une étude croisée entre les étapes spéléogéniques des trois réseaux, le dispositif géologique régional et le façonnement des formes de surface, a permis de proposer les premières hypothèses liées à la mise en place des deux vallées et l'implication des moteurs de creusement, notamment les effets de la transgression/régression de la Méditerranée dans son comblement au cours du Pliocène et son enfoncement progressif au cours du Quaternaire.

Tout d'abord, l'étude met en avant le paragénétisme de Jeita, de Kanaan et de la galerie « des Présidents » du réseau d'el Kassarat-Nabay, et son rapport avec la transgression pliocène. Les concordances altitudinales entre le développement de ces galeries, la disposition de la lithostratigraphie et les hautes surfaces d'abrasion marine (entre 160 et 250 m) suggèrent un façonnement ancien de ces surfaces, qui remonteraient au Pliocène. Ensuite, l'enfoncement du réseau hydrographique au cours du Quaternaire et la structuration du drainage souterrain plus bas que 100 m d'altitude ont été également développés. Le façonnement des terrasses en dessous de cette altitude serait Quaternaire. Cette nouvelle lecture paléogéographique des deux vallées contribue à éclaircir certains épisodes de façonnement du relief au niveau du flanc occidental du Mont Liban.

CONCLUSION
GENERALE

La recherche doctorale menée sur les trois grottes a permis de mettre en avant le rôle du **karst du Liban comme archive naturelle particulièrement pertinente pour les reconstitutions paléogéographiques**. Notre étude a démontré l'apport de l'endokarst dans la reconstitution des paléogéographies et des environnements passés du Mont Liban central. De cette recherche ressortent plusieurs points forts liés au potentiel informationnel du milieu endokarstique libanais :

1- Apport de la spéléogénèse à la connaissance des cavités

D'abord, l'étude des cavités a permis de reconstituer les étapes de formation des réseaux endokarstiques. Cette analyse passe par la réflexion, à la fois, sur la nature des vides et des sédiments, ainsi que sur leurs relations. Leur abondance et leur diversité au sein d'une même ou de plusieurs galeries permettent de poser les jalons de l'évolution spéléogénique de la cavité.

Cette étude commence par la visualisation et l'analyse de la cavité *via* la cartographie géomorphologique, qui est ensuite complétée par d'autres modes d'acquisition des données (sections et coupes habillées, modèles 3D). L'exercice de reconstitution spéléogénique a montré son apport à la connaissance des réseaux de Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita. Leurs étapes spéléogéniques ont été élucidées suivant une chronologie relative et ont montré que ces réseaux ont débuté leur genèse dans la zone noyée du karst. Ceux-ci ont été ensuite abandonnés par les écoulements (cas de la grotte Kanaan) ou repris par une nouvelle réorganisation des flux, comme dans le cas des grottes d'el Kassarat et de Jeita. Cette réorganisation a entraîné une suite de processus, de morphologies et de dépôts propres à la zone vadose du karst.

2- La reconstitution des environnements à partir des dépôts des cavités

L'endokarst est un milieu propice à l'analyse des moteurs qui ont conditionné la mise en place du système karstique. Les cavités comprennent un large spectre de dépôts (clastiques, détritiques fins et sableux, carbonatés) qui s'accumulent dans des pièges sédimentaires (salles ou conduits élargis dans une cavité). Ils sont conditionnés, à la fois, par le climat (l'apport en eau) et le modelé karstique. Or, l'étude sédimentaire des dépôts endokarstiques doit tenir compte de l'effet de site qu'exerce le karst sur l'accumulation des dépôts dans les cavités.

Une étude de séquence sédimentaire a été menée dans la salle « de Jonction » de la grotte d'el Kassarat-Nabay, qui fonctionne comme un piège sédimentaire suite à un barrage morphologique (effondrement). Les enseignements tirés de cette étude ont été confirmés par l'analyse granulométrique des niveaux de la séquence. Les résultats ont démontré le changement de dynamique des écoulements. Cette dynamique est conditionnée par l'ajustement du gabarit d'une capture, détournant ainsi les écoulements vers un nouveau trajet. Ce n'est qu'après l'interprétation de ces dépôts, confrontée aux enseignements spéléogéniques, qu'une analyse sédimentologique fine (morphoscopie, morphométrie, minéralogie, colorimétrie et magnétisme) a été menée. Les résultats ont permis de caractériser plus finement les niveaux sédimentaires et d'avancer des hypothèses liées à des modifications environnementales. En effet, des mélanges de sources locales et de sources allochtones ont été identifiés, traduisant certaines modifications des conditions d'alimentation qui seraient liées à des crises climatiques et/ou à une modification des usages anthropiques. Mais cela n'a pas pu être démontré dans le cadre de cette thèse.

La même démarche d'analyse sédimentaire a été réalisée dans la salle « des Soutirages » de la grotte de Jeita. Suite à l'étude spéléogénique de la galerie, une analyse sédimentaire fine (granulométrie, magnétisme et colorimétrie) des niveaux de la séquence a été entamée. Les résultats ont permis d'avancer certaines hypothèses sur les modifications des conditions d'alimentation liées à des changements environnementaux.

3- La reconstitution des phases de structuration du karst

L'étude de l'endokarst a permis d'identifier d'anciennes zones noyées, liées à d'anciens niveaux de base karstique et/ou géomorphologique. L'évolution de ces niveaux de base s'archive dans le karst. Cet enregistrement se manifeste par l'organisation et la structuration du drainage souterrain. Celui-ci est conditionné par un niveau de base, dont l'évolution (migration vers l'aval ou rehaussement) engendre une restructuration des écoulements et, par là, une évolution des morphologies de creusement. On distingue alors les drains en tube (morphologies noyées) qui traduisent un stationnement du niveau de base, des morphologies de creusement vadose (canyon endokarstique, puits...) qui expriment une migration du niveau de base vers l'aval.

Dans le contexte de notre recherche, l'endokarst est traité comme un système en relation avec le système hydrographique des vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb. Les interactions dynamiques entre ces deux familles de formes sont régies par des niveaux de base (karstique pour le drainage souterrain et marin pour le drainage subaérien) liés par le talweg des vallées. Les morphologies endokarstiques qui en résultent (drains en tube) sont ainsi révélatrices de niveaux de karstification préférentiels. En effet, les drains ne peuvent se former que lorsque les niveaux de base du karst et du talweg de la vallée sont proches. L'étude de la structuration de morphologies de creusement dans les vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb a montré un niveau de stationnement de la zone noyée du karst aux alentours de 100 m d'altitude. Ce niveau s'exprime par des morphologies noyées (drain en tube) dans les grottes Kanaan, d'el Kassarat-Nabay et de Jeita. Un autre niveau de stationnement de la zone noyée est identifié à 60-70 m dans le réseau d'el Kassarat (vallée du Nahr Antélias) et de Jeita (vallée du Nahr el Kalb). Cette succession de drains noyés a permis d'identifier des niveaux proches du stationnement du talweg des deux vallées et de proposer des modèles d'évolution morphogéniques des vallées, avec des phases de stationnement et de creusement de leurs talwegs.

4- Apport de l'endokarst dans l'étude de la morphogénèse des paysages karstiques

L'étude de l'endokarst a également permis de contribuer à une meilleure connaissance de la morphogénèse des vallées au cours de l'histoire géologique. La reconstitution morphogénique régionale nécessite de replacer les enseignements karstogéniques issus des formes et des formations endokarstiques dans le cadre géologique, tectonique et géomorphologique (formes héritées de surface). L'étude de la structuration des réseaux endokarstiques dans les vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb a mis en évidence une succession de niveaux de stationnement (à 100 et à 60/70 m) et de creusement du talweg. Une étude croisée entre les étapes spéléogéniques des trois réseaux, la disposition géologique régionale et le façonnement des formes de surfaces a permis de proposer les premières hypothèses liées au façonnement des deux vallées et à l'implication de moteurs de creusement : la surrection du Mont Liban et/ou la transgression/régression de la Méditerranée. L'étude montre, qu'au cours du Pliocène, la transgression marine a engendré le comblement partiel des vallées littorales par aggradation continentale. Ce n'est qu'au cours du Quaternaire que le réseau

hydrographique de ces vallées s'enfonce progressivement jusqu'au niveau actuel des talwegs. Ainsi, le paragénétisme de Jeita, de Kanaan et de la galerie « des Présidents » du réseau d'el Kassarat-Nabay est mis en rapport avec cette remontée rapide de la Méditerranée au cours de la transgression pliocène, alors que le décolmatage et le creusement des canyons de Jeita et d'el Kassarat-Nabay sont associés à une migration du niveau de base vers l'aval durant le Quaternaire.

De même, l'étude sur les réseaux endokarstiques dans les deux vallées a montré une concordance altitudinale entre le développement de ces galeries, la disposition de la litho-stratigraphie et les hautes surfaces d'abrasion marine. Le façonnement de ces surfaces peut remonter au Pliocène. Cette nouvelle lecture paléogéographique des deux vallées a contribué à éclaircir certains épisodes de façonnement du relief au niveau du flanc occidental du Mont Liban.

Ces quatre points de la recherche doctorale montrent la valeur informationnelle que peuvent apporter les formes et les formations de l'endokarst à la connaissance des environnements et des géographies des vallées littorales.

Or, c'est dans **une démarche globale et systémique** qu'on a pu optimiser l'apport de l'endokarst dans la reconstitution paléogéographique et paléoenvironnementale de ce secteur du Mont Liban central. Cette approche, qui est de plus en plus utilisée dans les karsts européens, a été appliquée dans notre recherche sur l'endokarst du Liban.

5- L'approche globale et systémique appliquée au karst du Mont-Liban central

Cette approche considère le karst comme un système spatio-temporel. Elle a ainsi permis de situer notre analyse à toutes les échelles spatiales du modelé et d'emboîter les formes les unes par rapport aux autres sans, toutefois, les isoler de leur contexte. De même, elle a permis d'appréhender les interactions entre les flux (eau) et l'encaissant ou les matières (solubles et insolubles) et de saisir l'évolution des paramètres environnementaux (climat et géologie) qui conditionnent ce modelé.

Par conséquent, l'approche systémique et globale appliquée dans notre recherche est la démarche à entreprendre pour parvenir à une reconstitution cohérente du creusement des vallées karstiques littorales et de leur environnement, parce qu'elle prend en compte différents types d'enregistrements endokarstiques, tout en situant leur lecture à plusieurs échelles spatiales et temporelles du système karst. Avec cette diversité d'enregistrements et leur emboîtement spatio-temporel complexe, cette démarche mobilise différentes méthodes et techniques d'investigation qui ont été nouvellement utilisées dans l'endokarst. L'application de ces techniques s'insère dans une chaîne opératoire appropriée, dans laquelle chaque méthode contribue à élucider un des enseignements (spéléogénique, sédimentogénique, karstogénique, morphogénique) de l'endokarst.

- **LIMITES DE LA RECHERCHE ET NOUVELLES ETUDES A ENTREPRENDRE**

Notre recherche s'est orientée vers la problématique paléogéographique dans l'objectif de reconstituer l'évolution des vallées du Mont Liban central. La problématique paléoenvironnementale a été succinctement traitée dans le cadre de l'étude des dépôts des cavités d'el Kassarat et de Jeita et a démontré la nécessité d'entreprendre des investigations supplémentaires qu'il a été impossible

d'intégrer dans le cadre de cette thèse. Parallèlement à ces différents points marquants, notre étude a montré des limites à plusieurs échelles d'analyse et propose de nouvelles recherches complémentaires :

1- L'étude spéléogénique des cavités nécessite une observation des morphologies de creusement sur l'ensemble du réseau. Or, dans le réseau de Jeita, cet exercice a été réalisé dans les galeries supérieures et inférieures situées à l'aval du système. Peu d'observations géomorphologiques ont été effectuées à l'amont du réseau. La lecture spéléogénique inachevée du réseau devrait être complétée par un lever morphogénique complet de l'ensemble du réseau de Jeita. Ceci permettrait de faire ressortir la globalité des morphologies de creusement initial, les niveaux des dépôts perchés et les drains perchés du canyon. Une coupe géomorphologique longitudinale du réseau de Jeita complètera la lecture spéléogénique actuelle du réseau. Ce nouveau champ d'investigation nécessite des campagnes d'exploration du réseau avec un regard basé sur l'expérience acquise et qui s'inscrit dans l'objectif d'une meilleure connaissance de la seule genèse de la grotte de Jeita.

2- Les études sédimentologiques, réalisées dans la salle « de Jonction » (grotte d'el Kassarat-Nabay) et dans la salle « des Soutirages » (grotte de Jeita), ont contribué à confirmer des hypothèses spéléogéniques du site, à caractériser les modes de fonctionnement des écoulements et leur évolution au fur et à mesure du remplissage du drain, et à proposer des hypothèses environnementales liées à un changement climatique. Les méthodes d'analyse ne sont, cependant, pas suffisantes pour effectuer une étude de la reconstitution des environnements. Pour cela, des méthodes plus adaptées à ces séquences devraient être appliquées comme la diffraction des argiles, l'identification des flores et faunes (charbons, coquilles, pollens,...), les datations au ^{14}C et les méthodes géochimiques. Ces méthodes sont intéressantes, car elles permettent de mieux détecter les paramètres environnementaux liés aux types d'écoulements identifiés.

De même, les niveaux sédimentaires des séquences des grottes de Kassarat et de Jeita n'ont pas pu être finement datés. Une fourchette de temps est proposée pour la séquence sédimentaire de la salle « de Jonction » (grotte d'el Kassarat) : l'analyse montre un remplissage vraisemblablement antérieur au Pléistocène supérieur. Par contre, la séquence de la salle « des Soutirages » (grotte de Jeita) n'a pas pu être insérée dans le temps géologique, faute de calcite datable. Pour cela, nous proposons d'adopter des datations directes sur les dépôts en place comme, par exemple, les niveaux sableux contenant une grande concentration en quartz. Ce matériel peut être daté par la méthode de datation cosmogénique au Be/Al (Anthony D.M. et *al.*, 2004 ; Hoblea F. et *al.*, 2011). Cette méthode permet de préciser l'âge d'enfouissement (ou d'injection par les écoulements) du quartz dans le système karstique. Les niveaux silteux et argileux peuvent être datés différemment par la méthode de géochronologie paléomagnétique.

Enfin, nous proposons d'entamer une étude sédimentaire fine dans de nouveaux sites d'étude : la galerie « des Présidents » de la grotte d'el Kassarat et la galerie inférieure de la grotte de Jeita. L'analyse des niveaux sédimentaires, confrontée aux enseignements spéléogéniques déjà établis pour ces deux sites, contribuerait à une meilleure caractérisation des modes de fonctionnement des écoulements.

3- En ce qui concerne les datations effectuées dans le cadre de notre recherche, cinq stalagmites ont été prélevées dans les trois cavités étudiées : 2 dans la grotte Kanaan ; 2 autres dans la grotte d'el Kassarat et une stalagmite « JER12011 » dans la galerie inférieure de la grotte de Jeita (Annexe

11). L'échantillonnage de la base des stalagmites et leurs datations U/Th ont permis de caler les étapes spéléogéniques de ces cavités dans l'histoire géologique. Mais le potentiel informationnel de ces spéléothèmes pour la reconstitution des climats et des environnements est fort intéressant à exploiter pour de futures recherches. Les concrétions K1-2010 de la grotte Kanaan, celles de la grotte d'el Kassarat (Kt12011 et Kt22011) sont des échantillons exploitables pour une étude paléoclimatique et paléoenvironnementale du Pléistocène supérieur.

4- L'étude de la structuration des réseaux endokarstiques des vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb a permis la reconstitution paléogéographique des phases d'enfoncement du drainage subaérien. L'endokarst du Liban s'avère être un substitut intéressant aux témoins morphogéniques de surface (terrasses alluviales, surfaces d'abrasion marine). Des modèles morphogéniques des vallées littorales ont été ainsi proposés et ont pu démontrer trois phases de creusement au Pliocène. Ainsi, de nouvelles recherches devraient être effectuées dans d'autres vallées du Mont Liban central, comme celles des Nahr Beyrouth, Nahr Adonis ou Nahr Hrâch, et Nahr el Litani. L'étude de la structuration de l'endokarst à travers les sites-clés (*cf.* planches 7 et 8 ; Pochette) dans ces vallées contribuerait à confirmer ou infirmer les modèles morphogéniques qui ont été proposées pour les vallées du Nahr Antélias et du Nahr el Kalb.

- **PERSPECTIVES DE RECHERCHE**

Notre recherche sur l'endokarst du Mont Liban central contribue à élargir les champs d'étude dans le domaine de la géomorphologie du Liban. Les études géomorphologiques entreprises au Liban et qui sont dépendantes des seuls témoins de surface ne peuvent qu'apporter que des réponses partielles à des problématiques liées à la reconstitution des paysages et des environnements passés. Dans un contexte où la topographie contraignante et l'étalement urbain contribuent à la disparition des témoins de surface, l'endokarst, par sa fonction de mémoire naturelle et environnementale, prend alors toute sa dimension d'objet d'étude incontournable pour les recherches en géomorphologie.

L'investissement scientifique dans ce nouvel objet naturel peut contribuer à développer de nouveaux axes de recherche qui serviront à apporter de nouvelles réponses quant à l'histoire naturelle du paysage et des environnements et, cela, dans plusieurs domaines :

1- L'endokarst : une archive environnementale pour les recherches en Préhistoire

Les archives endokarstiques qui s'expriment, tant au niveau des formes des conduits qu'au niveau des dépôts qui sont contenus dans les cavités, sont à l'abri des effets de l'érosion extérieure. L'étude des archives endokarstiques situées à proximité de sites préhistoriques permet alors de poser les jalons de leur histoire naturelle et ceci, à plusieurs niveaux d'échelles temporelles (Holocène et Quaternaire).

2- L'endokarst : une archive environnementale pour les recherches en paléoenvironnements au Liban

Les mémoires endokarstiques situées au niveau des dépôts (détritiques et carbonatés) et, tout particulièrement les stalagmites, présentent l'avantage d'être conservées, protégées. Cet aspect est souvent invoqué pour justifier l'intérêt du karst pour les recherches paléoenvironnementales. C'est, en effet, un argument primordial, qui donne à toutes les mémoires endokarstiques une valeur informationnelle particulièrement riche. Au Liban, où les témoins de surface sont rares et

l'environnement monolithologique ne favorise pas l'émergence de topographies différenciées, l'étude des paléoenvironnements reste toujours à la recherche d'archives naturelles intactes et préservées. Les archives endokarstiques sont des enregistreurs continentaux du climat qui sont préservés et faciles d'accès. Ils peuvent nous renseigner sur les impacts des grandes tendances climatiques planétaires aux échelles locales et régionales. Leur étude peut ainsi élucider certains questionnements liés au changement climatique dans la région levantine et contribue à compléter de nouvelles recherches entamées sur les dépôts de surface : poljé de Yammoûné (Develle A.L., 2009, 2010), marécages d'Ammiq (Hajar L., 2007)...

3- L'endokarst : une archive paléogéographique pour les recherches en géologie

L'étude des archives endokarstiques à l'échelle géologique confère au karst le rôle d'enregistreur des épisodes géologiques majeurs qui ont contribué à façonner le paysage libanais : la crise de salinité messinienne, la transgression pliocène et la surrection du Mont Liban au Quaternaire. Les recherches sur la structuration du drainage endokarstique en lien avec la réorganisation du drainage hydrographique peut amener de nouvelles réponses, quant aux épisodes de surrection du relief au cours du Quaternaire par l'étude de l'étagement des réseaux endokarstiques, de la déformation des talwegs des vallées littorales et de ceux des rivières souterraines. Ces sujets d'étude sont de nouveaux champs de recherche qui permettent d'identifier des phases de surrection au cours du Quaternaire et d'essayer de quantifier les taux de surrection.

Pour conclure, l'endokarst est un objet d'étude fort intéressant et nouveau pour les recherches en géomorphologie au Liban. Ce travail a tenté d'apporter une contribution à la connaissance et la valorisation scientifique des cavités et des systèmes karstiques du Mont Liban. Il reste encore un grand nombre de questionnements, qui concernent tout particulièrement les recherches spéléomorphologiques dans un pays comme le Liban où la géographie, à la fois diversifiée et complexe, incite à chercher de nouveaux témoins géomorphologiques encore intacts pour élucider une part de son histoire naturelle.

- BIBLIOGRAPHIE -

- ABD EL-AL I., 1967:** Statistiques et dynamiques des eaux dans les massifs calcaires Libano-syriennes. BRGM, *chronique d'hydrogéologie*, Paris n°10, p. 75-94.
- ABDUL-NOUR H., 2004:** Les cavités de l'endokarst du Liban. *Spéléorient*, Revue annuelle de spéléologie de l'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques, n°4, p.116-128.
- ABDUL-SALAM A., 1966:** Morphologische studien in der Syrischen wüste und dem Antilibanon. These de troisieme cycle de geographie, Berlin, 51 pages. 2 cartes hors textes.
- ABOU EL-ENIN H.S., 1973:** Essays of the geomorphology of the Lebanon. Thèse de doctorat de l'université Arabe de Beyrouth, Beyrouth, 314 pages.
- ABOU MRAD S., 1972:** Etude stratigraphique et micropaléontologique du sénonien et du Paléocène de la région de Saida (Liban-Sud). Thèse de doctorat de troisième cycle, université de Paris VI, Paris, 205 pages.
- AMBERT P., 1991:** L'évolution géomorphologique du Languedoc Central depuis le Néogène. Thèse d'Etat, Université d'Aix-en-Provence, Tome I, 224 pages, T.II, 70 pages.
- ANTHONY D. M. AND GRANGER D. E., 2004:** A Late Tertiary origin for multilevel caves along the western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, established by cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be. *Journal of Cave and Karst Studies*, V. 66, n° 2, p. 46-55.
- ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A., LAMBECK K., SIVAN D., SERPELLONI E., STOCCHI P., 2010:** [Sea level change and vertical land movements since the last two millennia along the coasts of southwestern Turkey and Israel](#). *Quaternary International*, Vol. 232 (2011), p. 13-20.
- ARNAUD F., 2003:** Signatures climatique et anthropique dans les sediments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (Nord-Ouest des Alpes) – Paléohydrologie et contamination au Plomb. Thèse de Doctorat de l'université de Lille 1, Lille, 248 pages.
- AUDETAT M., FABRE G., 1978:** Signes spéléologiques conventionnels. *C.E.R.G.H. Mémoire*. n°14, C.E.R.G.A., 44 pages.
- AUDRA Ph., 1994:** Karsts alpins, genèse de grands réseaux souterrain : exemples, les Tennengebige, Autriche, l'Île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors, France. *Karstologia mémoires*. n°5, 330 pages.
- AUDRA Ph., MOCOCHAIN L, BIGOT J.Y., 2009:** Base-Level rise and Per Ascensum model of speleogenesis (PAMS), interpretation of deep phreatic karst, vauclosion springs and chimney shafts. *15th international ICS proceedings, 2009 International Congress of Speleology, Kerrville, Texas, USA*, Vol. 2, p. 788-794.
-
- BAKIC M., 1972:** Jiita, the famous karst spring of Lebanon. UNDP development report, Beirut, 149 pages.
- BALSAM, W. L., & BEESON, J. P., 2003:** Sea-Floor sediment distribution in the gulf of mexico. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, I. 50 (12), p. 1421-1444.
- BAKALOWICZ M., 1975:** Géochimie des eaux karstiques et karstification. *Annales de Spéléologie*, 1975, Vol. 30 (4), p. 581-589.
- BAKALOWICZ M., 1979:** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Université de Paris VI, Paris, 269 pages.
- BAKALOWICZ M., 1996:** Les processus de karstification et les différents types de karsts associés. *Mémoires société géologique de France*, 169, p. 363-371.
- BALDINI J.U.L., McDERMOTT F., FAIRCHILD I.J., 2006:** Spatial variability in cave drip water hydrochemistry: Implications for stalagmite paleoclimate records. *Chemical Geology*, I. 235 (2006), p. 390-404.
- BARD P. Y. (coord.), 2004:** Guidelines for the implementation of the h/v spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interprétation. SESAME European research project WP-12, European commission – research general directorate, project no. evg1-ct-2000-00026 SESAME, 15 pages.
- BARRETT L.R., 2002:** Spectrophotometric color measurement in situ in well drained sandy soils. *Geoderma*, Vol. 108, p. 49-77.
- BEGUIN, M. et PUMAIN, D., 1994:** *La représentation des données géographiques : statistiques et cartographie*. Armand Colin (Coll. « Cursus »), Paris, 192 p.
- BEN-AVRAHAM, Z., TIBOR, G., LIMONOV, A.F., LEYBOV, M.B., IVANOV, M.K., TOKAREV, M.Y., WOODSIDE, J.M., 1995:** Structure and tectonics of the Eastern Cyprean Arc. *Marine and Petroleum Geology*, I. 12, p. 263-271.
- BEN-AVRAHAM, Z., GINZBURG A., MAKRIS J., and EPPELBAUM L., 2002:** Crustal structure of the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, I. 346, p. 23- 43,
- BEN-GAI, Y., BEN-AVRAHAM, Z., BUCHBINDER, B., KENDALL, C.G.StC., 2005:** Post-Messinian evolution of the Southeastern Levant Basin based on two-dimensional stratigraphic simulation. *Marine Geology*, I. 221, p. 359-379.
- BERTZ J.H., 1942:** Vadose and phreatic features of limestone caves. *Journal of Geology*, Vol. 50, p. 675-811.
- BESANCON J., 1975:** Recherches géomorphologiques en Béqaa et dans le Liban intérieur. Thèse de doctorat d'Etat en géographie physique, Université Paris VII, Paris, 3 Vol., 736 pages.
- BEYDOUN Z.R., 1976:** Observations on geomorphology, transportation and distribution of sediments in western Lebanon and its continental shelf and slope régions. *Marine Geology*, Vol. 21(14), p. 311-324.
- BINI A., 1977,** The development of Bisbino Mt, hypogean karstic system in corrélation with the paleogeographical évolution of tehe région. *Proceedings of the 7th international congress of speleology*, Sheffield, p.38-45.
- BIROT P., 1966:** *Le relief calcaire*. Centre Documentaire Universitaire, Paris, 232 pages
- BIROT P., 1981:** *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Édit. MASSON, Paris, 605 p.
- BLANC J.J., 1992a:** Signification géodynamique des réseaux karstiques étagés du canyon de Baudinard (Moyennes gorges du Verdon, France). *Karstologia*, Vol.

20, p. 37-48.

BLANCHE CH. I., 1845: Lettre du Liban. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^{ème} série, p. 12-17.

BLOIS W., 2000: Analyse sédimentologique du lac de Coufin – Grottes de Choranche : Etude paléoenvironnementale et impacts anthropiques. Mémoire de DEA de Géographie, Université de Savoie, 50 pages.

BOGLI A., 1964: Corrosion par mélange des eaux. *International Journal of Speleology*, l. 1/1-2, p. 61-70.

BOGLI A., 1980: *Karst hydrology and physical speleology*. par JD. Schmidt, Ed. Springer, Berlin, 291 pages.

BOLANZ J.-J., 1993: Source de Qachqouch (Jiita, Liban). *Al Ouat'Ouate*, n° 7-8, p.14 -15.

BOSAK P., FORD D.C. and GLAZEK J., 1989: Terminology. in *Bosak P., Ford D.C., Glazek J. and Horacek I., Eds, Paleokarst-Asystematic and regional review, Praha, Academia*, p. 25-32.

BOTTA P.E., 1833: Observation sur le Liban et l'Anti-Liban. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1833, p. 135-160.

BOU JAOUDEH I., 1999: Evidence for the tectonic evolution of Central-North Lebanon from structural and geomorphological data. Master of Science thesis, American University of Beirut, Beirut, 200 pages.

BRAVARD J.P. et PETIT F., 1997: *Les cours d'eau, Dynamiques du système fluvial*. Ed. Armand Colin/Masson. Coll. U. Paris, 222 pages.

BRUXELLES L., 2001: Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causses de l'Hospitalet et de Campestre. Thèse de doctorat. Université d'Aix-en-Provence, 266 pages.

BUTLER R.W.H., McCLELLAND E. and JONES R.E., 1999: Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins in Sicily. *Journ. Geol. Soc. London*, l. 156, p. 827-835.

BUTLER R.W.H., SPENCER S., GRIFFITHS H.M., 1997: Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard, *J. Geol. Soc. (Lond.)*, l. 154 (1997), p. 757-760.

CABROL P., 1978: Contribution à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du Sud de la France : morphologie, genèse et diagenèse. *CERGA, Montpellier*, 275 pages

CAILLEUX A., TRICART, J., 1965: *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Centre de la Documentation Universitaire, Paris, Tome I, II et III, 194 pages.

CAMPY M., 1990: L'enregistrement du temps et du climat dans les remplissages karstiques : l'apport de la sédimentologie. *Colloque Remplissages Karstiques et Paléoclimats, Karstologia Mémoires*, n°2, p. 11-22.

CAMUS H., 1997: Formation des réseaux karstiques et creusements des vallées : L'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia*, n°29, 1/1997, p. 23-44.

CAMUS H., 2003: Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud cévenole : relations avec la

surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Thèse de doctorat en géographie, Université de Bordeaux III, Bordeaux, 675 pages.

CARTON H., SINGH S. C., TAPPONNIER P., ELIAS A., BRIAIS A., SURSOCK A., JOMAA R., KING G.C.P., DAERON M., JACQUES E., BARRIER L., 2009: Seismic evidence for Neogene and active shortening offshore of Lebanon (Shalimar cruise). *Journal of geophysical research*, Vol. 114, BO7407, p.1-26.

CAVILLE A., 1960: Les argiles des grottes – Introduction à l'étude des sédiments souterrains. *Annales de Spéléologie, Colloque sur les argiles des grottes*. t. 15, fasc. 2, p. 383-400.

CHABOT G., 1923: Les plateaux du Jura central, étude morphogénique. Thèse d'Etat, Université de Strasbourg, Strasbourg, 350 pages.

CHAMLEY H., 1987: *Sédimentologie*. Ed. Dunod, Paris, 175 pages.

CHAMLEY H., 1988: *Les milieux de sédimentation*. Ed. BRGM, coll. Tec. & Doc, 173 pages.

CHAPMAN M.R. et SHACKLETON N.J., 1998: What level of resolution is attainable in a deep-sea core ?, Results of a spectrometer study. *Paleoceanography*, vol. 13, n° 4, p. 311-315.

CHEN J.H., EDWARDS R.L., & WASSERBURG G.J., 1992: Mass spectrometry and application to uranium-series disequilibrium. In *M. Ivanovich & R.S. Harmon (eds.), Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*, Clarendon Press, Oxford, p.174-206.

CHEVALIER P., 1944: Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion Souterraine. *Revue de géographie alpine*. Tome 32, N°3, 1944, p. 475-486.

CHOPPY J., 1985: Dictionnaire de spéléologie physique et de karstologie. *Synthèses karstiques*. 150 pages.

CHOPPY J., 1992: Hydraulique externe et circulation karstique. *Synthèses spéléologiques et karstiques*, 43.2. *Les facteurs géographiques*, 75 pages.

CHOPPY J., 1994: La première karstification. *Synthèses spéléologiques et karstiques*, 43.3. *Les facteurs géographiques*, 72 pages.

CHOPPY J., 2008: Pourquoi se creusent les grottes ?. *Karstologia mémoires*, n°16, 200 pages.

CLAUZON G., 1982: Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du « dessiccated deep-basin model ». *Bulletin Société Géologique de France*, 7, XXIV, 3, p. 597-610.

COLLIGNON B., 1988: *Spéléologie : approches scientifiques*. Ed. Edisud, Aix-en-Provence, 238 pages.

COLLINSON, J.D. and THOMPSON, D.B. 1982, *Sedimentary Structures*. Allen and Unwin publications London, 194 pages.

COQUE R., 1993: *Géomorphologie*. Ed. Armand Colin, Coll. U Géographie, 5ème édition, 495 pages.

CORBEL J., 1957: Les karst du Nord-Ouest de l'Europe. Thèse de doctorat en géographie. Université de Lyon, Lyon, 541 pages.

COUCHOUD I., 2007: Intérêt de l'analyse pétrographique des spéléothèmes sur les reconstitutions paléoenvironnementales. *Karstologia*, Vol. 50 (2007), p. 9-18.

- CREER K.M., KOPPER J.S., 1976** : Secular oscillations of the geomagnetic field recorded by sediments deposited in caves in the Mediterranean region. *Journal of Geophysics*, Vol 49, p. 35-55.
- CURL R.L., 1966** : Scallops and flutes. *Trans. Cave Research*, Great Britain, n°7, p. 121-160.
- CURL R.L., 1974** : Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *The NSS Bulletin*, 36(2), p.1-5.
- CVIJIC' J., 1918** : Hydrographie souterraine et évolution du karst. *Recueil des travaux de l'Institut de Géographie Alpine*, 6, p. 1-56.
- CVIJIC' J., 1925** : Types morphologiques des terrains calcaires: le holokarst. *C.R. Académie des Sciences*, Paris. 180, 592, p. 375-426.
- CVIJIC' J., 1960** : La géographie des terrains calcaires. *Académie Serbe des sciences et des Arts*, Monographie CCCXLI, CL Sc. Mat. et Nat., 212 pages.
-
- DAHER Gh., 1976** : Upper cretaceous lower tertiary boundary based on planktonic foraminifera in the batroun area (Northern Lebanon). Master Thesis, American university of Beirut, Beirut, 128 pages.
- DAIRON M., BENEDETTI L., TAPPONIER P., SURSOCK A., FINKEL C. R., 2004** : Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammou'neh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans. *Earth and Planetary Science Letters*, 1. 227 (2004), p. 105–119.
- DAERON M., 2005** : Rôle, cinématique et comportement sismique a long terme de la faille de Yammouneh, Thèse de doctorat, Inst. De Phys. du Globe de Paris, Paris, 178 pages.
- DALONGEVILLE R., SANLAVILLE P., 1982** : Le beach-rock en Méditerranée. *Archéologie au Levant, Recueil à la mémoire de R. Saidah.*, 1982, p. 9-20.
- DAVIE M., 1975** : Cartographie géomorphologique au 1/20 000e du plateau de Koura-Zgharta (Liban). Thèse de doctorat en géographie, Université de Strasbourg, Strasbourg, 98 pages.
- DAVIS W.-M., 1930** : The Origin of limestones caverns. *Geological Society of America Bulletin*, V. 41, p. 475-628.
- DEARING A. J., 1999** : *Environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system*. Chi publishing, United Kingdom, 53 pages.
- DEBRET M., DESMET M., BALSAM W., COPARD Y., FRANCUS P., & LAJ, C., 2006** : Spectrophotometer analysis of holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology*, 229(1-2), pp. 15-28.
- DEBRET M., SEBAG D., DESMET M., BALSAM W., COPARD Y., MOURIER B., SUSPERRIGUI A. S., ARNAUD F., BENTALEB I., CHAPRON E., LALLIER-VERGES E., WINIARSKI T., 2011** : Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: the new 'Q7/4 diagram'. *Earth Science review*, Vol. 109, pp. 1-19.
- DELANNOY J.J., 1981** : Le Vercors septentrional: le karst de surface et le karst souterrain. Thèse de doctorat de géographie, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 528 pages.
- DELANNOY J.J., GUENDON J.L., 1988** : Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de la karstogenèse du massif des Coulmes (Vercors, France). *Annales de la Société géologique de Belgique*, Vol. 111, p. 21-38.
- DELANNOY J.-J., 1992** : Apport de l'endokarst dans la reconstitution morphogénique d'un karst. Exemple de l'Antre de Vénus (Vercors, France). *Travaux U.R.A 903 CNRS*, n° XXI, p. 47-59.
- DELANNOY J.J., 1997** : *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst*. Septentrion, France, 678 pages.
- DELANNOY J.J., PERRETTE Y., DESTOMBES J.L., PEIRY J.-L., 1999** : Excursion 4 : le Vercors, Livret guide des excursions. *Grands Causses, Vercors, 10-15 septembre 1999, Cahiers Savoisiens de Géographie*, 1/1999, p. 75-108.
- DELANNOY J.J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B., PERRETTE Y., 2001** : La cartographie morphologique souterraine : Apports aux reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales. Application a la grotte Chauvet, Ardèche, France. *Quaternaire*, Vol. 12, (4), p. 235-248.
- DELANNOY J.J., PERRETTE Y., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B., PERROUX A. S., JAILLET S. et QUINIF Y., 2004** : Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale: la grotte Chauvet (Ardèche). *Karstologia*, Vol. 44, p 25-42.
- DELANNOY J.-J., JAILLET S., FUDRAL S., GASQUET D., KAUFMANN O., SABAUT M., PLOYON E., 2005** : L'Aven d'Ornac: un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche/Cèze. Chap 6, *Cahiers de Géographie*, Ed. EDYTEM, p. 117- 148.
- DELANNOY J.-J., GAUCHON Ch., HOBLEA F., JAILLET S., MAIRE R., PERRETTE Y., PERROUX A.-S., PLOYON E., VANARA N., 2009** : Le karst : des archives paléogéographiques aux indicateurs de l'environnement. *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 2009, n° 2, p. 83-94.
- DEVELLE A.-L., 2005** : Changements de l'environnement et du climat continental au cours des derniers cycles glaciaires/interglaciaires : Approche sédimentologique, géochimique et magnétique de la séquence lacustre du bassin de Yammoûneh (Liban), Thèse de doctorat en géosciences de l'environnement, Université Paul Cézanne, Aix- Marseille III, Marseille, 312 pages.
- DEVELLE A.-L. , WILLIAMSON D., GASSE F., WALTER-SIMONET A.-V., 2009** : Early Holocene volcanic ash fallout in the Yammoûneh lacustrine basin (Lebanon): Tephrochronological implications for the Near East. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 186 (2009), p. 416–425.
- DEVELLE A.-L., HERREROS J., VIDAL L., SURSOCK A., GASSE F., 2010** : Controlling factors on a paleo-lake oxygen isotope record (Yammou'neh, Lebanon) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*,

(2010), p. 1–22.

DEVELLE A.-L., GASSE F., VIDAL L., WILLIAMSON D., DEMORY F., VAN CAMPO E., GHALEB B., THOUVENY N., 2011 : A 250 ka sedimentary record from a small karstic lake in the Northern Levant (Yammoûneh, Lebanon) Paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1. 305 (2011), p. 10–27.

DOUMIT L., 2007 : *La valorisation du patrimoine endokarstique libanais*, Thèse de Doctorat de Géographie, Option « Aménagement Touristique et Culturel », Université Saint-Joseph de Beyrouth et Université de Savoie, France, 280 pages.

DOUMMAR J., 2005 : Sedimentology and diagenesis of the albian rock sequence (upper Hammana-Lower Sannine formations), Northern Lebanon. Master of science thesis, American University of Beirut, Beirut, 223 pages.

DOUMMAR J., 2012 : Identification of indicator parameters for the quantitative assessment of vulnerability in karst aquifers. Thèse de doctorat en Mathématiques, Faculté des sciences naturelles, université de Göttingen, Göttingen, 116 pages.

DREYBRODT W., 1980 : Deposition of calcite from thin films of natural calcareous solutions and the growth of speleothems. *Chemical geology*, 29, p. 80-105.

DREYBRODT W., 1981 : The kinetic of calcite precipitation from thin films of calcareous solutions and the growth of speleothems: revisited. *Geology*, 32, p. 237-245.

DREYBRODT W., 1988 : *Processes in Karst Systems – physics, chemistry, and geology*. Springer Edition, Berlin, 288 pages.

DUBERTRET L., 1937 : Le crétaçé : le massif alaouite de Djebel Ansariyeh. *Notes Mém. Sur le M.-O.*, Beyrouth, t. 2, p. 9-2.

DUBERTRET L., 1945 : *Carte géologique au millionième de la Syrie et du Liban*. 3^{ème} éd, Délégation générale de France au Liban, Beyrouth ; avec notice.

DUBERTRET L., 1951a : *Carte géologique du Liban : Feuille de Beyrouth 1/50000e*. Ministère des travaux publics, Beyrouth, avec notice de 66 p. 20 fig., 1 fig. h.t., 12 pl., phot. h.t.

DUBERTRET L., 1951b : *Carte géologique du Liban : Feuille de Tripoli 1/50000e*. Ministère des travaux publics, Beyrouth, avec notice de 62 p. 16 fig., 12 pl., phot. h.t.

DUBERTRET L., 1954 : *Carte lithologique de la Syrie et du Liban au 1/1 000 000^e*, Ministère des travaux publics, Beyrouth.

DUBERTRET L., 1955 : *Carte géologique du Liban au 1/200 000^e*. Ministère des travaux publics, Beyrouth, avec notice de 74 p., 30 fig., 8 pl. phot. h.t.

DUBERTRET L., 1975 : Introduction à la carte géologique au 1/50000 du Liban. *Notes et mémoires sur le Moyen-Orient*, 23, p. 345-403.

DUMAS D., 1998 : Karst du Zagros (Iran). Thèse de doctorat en géographie université de Strasbourg I, Strasbourg, 431 pages.

DUPLAIX S., 1958 : *Détermination microscopique des minéraux des sables*. Librairie ploytechnique Ch. Beranger, Paris et Liege, 2me Ed., 96 pages.

DURAND D., 1979 : *La Systématique*. Ed. Presse Universitaire de France, Que Sais-Je ?, n°1795, 110 pages.

DURRAU M., 1988 : *Précis de Géomorphologie*. Ed. Masson, 7ème édition refondue, 533 pages.

EK C., 1974 : Etude sédimentologique de la grotte de Remouchamps. *Bulletin de la Société Royale belge d'anthropologie et de préhistoire*, Vol. 85, p 16-41.

EK C. et QUINIF Y., 1988 : Les sédiments détritiques de grottes : Aperçu synthétique. *Annales de la société géologique de Belgique*, 111/1, p. 1-8.

ELIAS A., 2006 : Le chevauchement de Tripoli-Saida : croissance du Mont-Liban et risque sismique. Thèse de doctorat, Institut de physique du globe de Paris, France, 230 pages.

ELIAS A., 2007 : Active thrusting offshore Mount-Lebanon: source of tsunamigenic A.D. 551 Beirut Tripoli earthquake, *Geology*, Vol. 35, n° 8, p. 755-758.

ERHART H., 1967 : *La genèse des sols en tant que phénomènes géologiques. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie*. Ed. Masson, Paris, 177 pages.

EWERS R.-O., 1982 : Cavern development in the dimensions of length and breadth. PhD Thesis Mac-Master University, Hamilton, Ontario, 398 pages.

FABRE G., 1978 : Signes spéléologiques conventionnels, Union Internationale de Spéléologie.

FABRE G. et NICOD J., 1978 : Niveaux de base actuels dans les principaux du Languedoc oriental et des plans de Provence. *International Journal of Speleology*, 1. 10), Bologna (Italy), p. 279-290.

FAIRCHILD I.J., SMITH C.L., BAKER A., FULLER L., SPOTL Ch., MATTEY D., McDERMOTT F., E.I.M.F., 2006 : Modification and preservation of environmental signals in speleothems, *Earth-Science Reviews*, n°75, p. 105–153.

FAIRCHILD I.J., McMILLAN E.A., 2007 : Speleothems as indicators of wet and dry periods, *International Journal of Speleology*, 1. 36 (2), Bologna (Italy), p. 69-74.

FARRA F., 2005 : Mgharet el-Kassarat, the Siphon dive. *Al-Ouate-Ouate*, Revue du Spéléo-Club du Liban, Vol. 13, p. 66- 67.

FARRANT A., SMART P., 2011 : Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, Vol. 134, p. 79–93.

FARRAND W., 1979 : Chronology and Paleoenvironmental of levantne Prehistoric sites as seen from sédiments studies, *Journal of Archaeological Science*, Vol. 6, 1. 4, 1979, p. 369-392.

FAUCHER M. et MAUTREF A., 1991 : *Spéléographie*. Ed. Cahan, 1991, 333 pages.

FAULKNER T., 2005 : Cave inception and development in Caledonite metacarbonate rocks. Ph. D theisis, University of Huddersfield, United Kingdom, 330 pages.

- FELIX J., 1903** : Die fossile Fauna des libanesischen Jurakalkes. I. Teil: Die Anthozoenfauna des Glanarienkalkes. *Beitr. Zur Pal. U. Geol. Osterr.* –Ung. U. d. Orients, Wein, p. 165-183.
- FELIX J., 1909** : Beitrag zur Kenntnis der Korallenfauna des syrischen Cenomans. *Beitr. Zur Pal. U. Geol. Osterr.* –Ung. U. d. Orients, Wein, p. 169-175.
- FERRIER C., 1994** : Le contexte environnemental du peuplement paléolithique de Bulgarie du Nord. Le karst de Karlukovo et ces dépôts. Thèse Université de Bordeaux I, Bordeaux, 451 pages.
- FLEISH H., SANLAVILLE P., 1974** : La Plage de + 52 m et son Acheuléen à Ras Beyrouth et à l'Ouadi Aabet (Liban). *Paléorient*. 1974, Vol. 2, n°1. p. 45-85.
- FOLK, R.L., 1980** : *The Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company. 182 pages.
- FORD D.C. et EWERS, R.O., 1978** : The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth, *Canadian Journal of Earth Science*, 15, p. 1783-98.
- FORD D.C. et WILLIAMS P.W., 2007** : *Karst geomorphology and hydrology*. Ed. Chapman & Hall, Londres, 601 pages.
-
- GAMEZ P., 1992** : Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Lorraine septentrionale). Thèse Université de Metz, CEGUM, Metz, 397 pages.
- GARDOSH M., DRUCKMAN Y. and BUCHBINDER B., 2009** : The Late Tertiary Deep-Water Siliciclastic System of the Levant Margin – An Emerging Play Offshore Israel. *Abstract #10211, AAPG Convention*, Denver, Colorado, June 7- 10, 2009.
- GARFUNKEL Z., 1981** : Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 1. 80, p. 81- 108.
- GARFUNKEL Z., 1998** : Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 1. 298, p. 5 – 35.
- GASSE F., VIDAL L., DEVELLE A.-L., VAN CAMPO E., 2011** : Hydrological variability in northern Levant over the past 250 ka. *Copernicus publication, European Geoscience union, Climate of the Past Discussions*, 7, p. 1511–1566.
- GEDEON M., 1999** : Structural analysis of latitudinal fault in the mount-lebanon north of Beirut: their kinematics and their rôle in the tectonic evolution of Lebanon. Master of Science thesis, American University of Beirut, Beirut, 245 pages.
- GENTY D., 1993** : Mise en évidence d'alternances saisonnières dans la structure interne des stalagmites. Intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements continentaux. *C.R. Académie de Sciences*, Paris t. 317, série II, p. 1229-1236.
- GEZE B., 1956** : *Carte de reconnaissance des sols du Liban au 1/200 000^e*. République libanaise, ministère de l'agriculture, Direction de l'enseignement et de la vulgarisation, Notice explicative, 78 pages.
- GEZE B., 1970** : *La spéléologie scientifique*. Ed. Seuil, Paris, 190 pages.
- GEZE B., 1985** : Origines et évolution de la Géospéléologie française. *Travaux du comité français d'histoire de la géologie (COFRHIGEO)*, séance du 22 mai 1985, Deuxième série - T.3, 9 pages.
- GEORGE, P., 1990** : *Le métier de géographe. Un demi-siècle de géographie*. Ed. Armand Colin, Paris, 250 pages.
- GILLI E., 1984** : Recherches sur le creusement et la stabilité des grands volumes souterrains. Thèse de doctorat, Laboratoire de géologie appliquée, Université d'Aix-Marseille, Marseille, 180 pages.
- GOEDICKE T.R., 1972** : Submarine canyons on the central continental shelf of Lebanon. The mediterranean sea, *Eds. Daniel, J. Stainley*. Dowden Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pa.
- GOMEZ F., MEGHRAOUI M., DARKAL A.N., HIJAZI F., MOUTY M., SULEIMAN Y., SBEINATI R., DARAWCHEH R., AL-GHAZZI, R. and BARAZANGI M., 2003** : Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon. *Geophys. J. Int.*, 153, p. 658–674.
- GOMEZ F., KHAWLIE M., TABET C., DARKL A.N., KHAIR K., BARAZANGI M., 2006** : Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria. *Earth and Planetary Science Letters*, 1. 241 (2006), p. 913– 931.
- GHATTAS I., 1975** : The geology and hydrogeology of the western flexure of Mount-Lebanon between Dbaiye and Jdaideh, Master thesis, American University of Beirut, Beirut, 109 pages.
- GIGUET-COVEX, C., ARNAUD, F., POULENARD, J., ENTERS, D., REYSS, J. L., MILLET, L., VIDAL, O., 2010** : Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water lake bourget, french alps. *Journal of Paleolimnology*, Vol. 43(1), p. 171-190
- GRIFFITHS H.M., CLARK R.A., THORP K.M. and SPENCER S., 2000** : Strain accommodation at the lateral margin of an active transpressive zone; geological and seismological evidence from the Lebanese restraining bend. *Journ. Geol. Soc., Lond.*, 157, p. 45-68.
- GUERRE A., 1969** : Etudes hydrogéologique préliminaire des Karsts Libanais. *Hannon*, Revue du département de géographie, Université Libanaise, Vol. VI, p. 63-92.
- GUERRE A., 1970** : Etude géologique de la plaine du Aakkar, F.A.O. et Min. des Ress. Hydr. et de l'Eau, Beyrouth, n°HG-11, 20 pages.
- GUERRE A., SANLAVILLE P., 1970** : Sur les hauts niveaux marins quaternaires du Liban. *Hannon*, Revue du département de géographie, Université Libanaise, Vol. V, p. 21-27.
- GVIRTZMAN Z., STEINBERG J., BAR O., BUCHBINDER B., ZILBERMAN E., SIMAN-TOV R., CALVO R., GROSSOWICZ L., ALMOGI-LABIN A., and ROSENSAFT M., 2011** : Retreating Late Tertiary shorelines in Israel: Implications for the exposure of north Arabia and Levant during Neotethys closure. *Lithosphere*; Vol. 3; no. 2; p. 95–109.
-
- HAUSELMANN P., 2002** : Cave genesis and its

- relationship to surface processes : investigations in the Siebenhengste région (BE, Switzerland). Ph.D. Thesis, University of Bern, Switzerland, reprinted by Hohlenforschergemeinschaft Region Hohgant, Bern, Switzerland, 168 pages.
- HAJAR L.**, 2007 : Dynamique passée et future de la végétation au Liban depuis la fin de Pléistocène (c. 15000 cal. BP). Thèse de doctorat, Université de Montpellier II. Montpellier.
- HAJAR L., HAIDAR-BOUSTANI M., KHATER C., CHEDDADI R.**, 2009 : Environmental changes in Lebanon during the Holocene: Man vs. climate impacts. *Journal of Arid Environments*. I. 74 (2009), p 746- 755.
- HAJ-CHAHINE T.**, 1973 : Etude sédimentologique des formations lacustres néogènes de la région de Zahlé, Thèse de Doctorat de troisième cycle, Paris VI, Paris, 125 pages.
- HAJJ (EL) A.**, 2005 : L'aquifère carbonaté karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins, caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnements. Thèse de doctorat en sciences de l'eau, Université Saint-Joseph de Beyrouth et Université de Montpellier II, Montpellier, 261 pages.
- HAJRI S., SADIÉ B., JAILLET S., POLYON E., BOCHE E., CHAKROUN A., SOULNIER G.-M., DELANNOY J.-J.**, 2009 : Analyse spatiale et morphologique d'une forêt de stalagmites par modélisation 3D dans le réseau d'Orgnac (Ardèche, France). *Karstologia*, Vol. 53 (1), p. 1-14.
- HAKIM B.**, 1975 : Recherches d'hydrologie et de morphologie karstiques au Liban central ; bassins du Nahr el-Kelb, Nahr Ibrahim et leurs confins. Thèse de troisième cycle, Université Aix-en-Provence, France, 158 pages.
- HAKIM B.**, 1978 : Comparaison des sources de la montagne libanaise, Karsts de montagne, karst et structure. *Colloque de Grenoble, Institut de Géographie alpine, 6-7 mai 1978, Extrait de la revue de géographie alpine*, n 2 et 3, 1978, p. 323- 335.
- HAKIM B.**, 1985 : Recherche hydrologiques et hydro chimiques sur quelques karsts méditerranéens: Liban, Syrie, Maroc. Thèse de doctorat d'Etat troisième cycle, Publications de l'Université Libanaise, Beyrouth, 700 pages.
- HAKIM B., KARKABI S.**, 1988 : Coloration du gouffre de Faouar Dara et de la grotte de Kassarat. *Al- Ouate-Ouate*, Revue du Spéléo Club du Liban, Vol. 3, p. 18-31.
- HAQ B.U., HARDENBOL, J., and VAIL P.R.**, 1987 : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present. *Science*, 235, p. 1156–1167.
- HAMILTON P.J.**, 1995: Karst Geomorphology and Hydrogeology of the Northeastern Mackenzie Mountains, District of Mackenzie, N.W.T. PhD thesis in Geography, Mc Master university, Canada.
- HILL C., FORTI P.**, 1997 : *Cave minerals of the world*. National Speleological Society inc., Huntsville, Alabama, 238 pages.
- HJULSTRÖM F.**, 1935 : Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *B.Geol. Inst. Uppsala*, p. 221-527.
- HOFFMANN D.L., PRYTULAK J., RICHARDS D.A., ELLIOTT T., COATH C.D., SMART P.L., & SCHOLZ D.**, 2007 : Procedures for accurate U and Th isotope measurements by high precision MC- ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, I. 264, p. 97-109.
- HOFFMAN Th.**, 1998a : Les tufs et travertins en Périgord-Quercy. Etude de la dynamique passée et du fonctionnement des dépôts carbonatés exokarstiques. Thèse université Bordeaux 3, Bordeaux, 2 t., 703 pages.
- HOBLEA F.**, 1999 : Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards: études savoyardes. Thèse doctorat géographie, Université Lumière Lyon-2, Lyon, 995 pages.
- HOBLEA F., HAUSELMANN Ph., KUBIK P.**, 2011 : Cosmogenic nucleide dating of cave deposits of Mount Granier (Hauts de Chartreuse Nature Reserve, France): morphogenic and paleogeographic implications. *Géomorphologie:relief, processus, environnement*, Vo. 4, p 395-406.
- HOMBERG C., BARRIER E., MROUEH M., HAMDAN W., HIGAZI F.**, 2010 : Tectonic evolution of the central Levant domain (Lebanon) since Mesozoic time. *Geological Society, London*, Special Publications 2010, Vol. 341, p. 245-268.
- HOROI V.** (2001), 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). Thèse de doctorat d'hydrogéologie karstique, Université de Toulouse, 162 pages.
- HOURS F.**, 1966a : L'abri sous-roche de Jeita Liban. *BSPF, CRSM, CCLIX*, p. 1-9.
- HOURS F., COPELAND L., BESANCON J.**, 1975 : Tableaux de préhistoire libanaise. *Paléorient*, Vol. 3. p. 5-46.
-
- JABBOUR-GEDEON B., SALEM Gh, MOUAWAD L., AMHAZ S.**, 2009a : *Mgharet 22 April: une petite merveille unique dans son genre*. *Spéléorient*, revue annuelle de L'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques, Vol. 5, p. 63-68.
- JABBOUR-GEDEON B.**, 2009b : La cartographie géomorphologique souterraine : Application à la grotte - 112m de Houet Attine Azar, Haut-Metn. Rapport de Master II, Université de Savoie, Bourget du lac, 65 pages.
- JAKUCS L.**, 1977 : *Morphogenesis of karst regions (variants of karst evolution*. Ed. Adam Hilger, Bristol, 284 pages.
- JAILLET S.**, 2000 : *Un karst couvert de bas plateau : le Barrois, Structure, Fonctionnement, Evolution*. Thèse Université de Bordeaux 3, Ed. Septentrion, 710 pages.
- JAILLET S.**, 2005a : Le barrois et son karst couvert. *Karstologia Mémoires*, n°12, 335 pages.
- JAILLET S., DELANNOY J.-J., BERSIHAND J.-L., NOURY M., SADIÉ B., TOCINO S.**, 2007 : L'Aven d'Orgnac: un grand réseau paragenétique, étude

- spéléogénique des grands volumes karstifiés. chap.3, *Cahiers de Géographie*, Ed. EDYTEM, Savoie, p. 57-78.
- JAILLET S., SADIER B., HAJRI S., PLOYON E., DELANNOY J.-J., 2011** : Une analyse 3D de l'Endokarst : applications lasergrammétriques sur l'aven d'Ornac (Ardèche, France). *Relief, Processus, Environnement*, Vol. 4 (2011), p. 379 – 394.
- JAMES A.N., CHOQUETTE P.W., 1988** : *Paleokarst*. Springer edition, New York, 601 pages.
- JI, J, SHEN, J., BALSAM, W., AND CHEN, J, LIU, L., LIU, X., 2005** : Asian Monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. I. 233, p. 61-70.
- JOLY F., 1965** : La représentation du Quaternaire sur les cartes morphologiques. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*. Vol. 2, n° 1, 1965, pp. 9-14.
- JOLY F., 1966** : Cartographie, *Annales de Géographie*, 1966, Vol. 75, n°408, p. 158 – 159.
- JOLY F., 1974a** : Contribution française à la cartographie géomorphologique et à la connaissance cartographique du Quaternaire. *Annales de Géographie*. 1974, t. 83, n°458, p. 369-380.
- JOLY F., 1974b** : Commission de recherches et cartographie géomorphologiques. *Annales de Géographie*. 1981, t. 90, n°502, p. 693-696.
- JOLY (de), R. 1933** : Compte rendu sommaire des explorations faites par divers groupes du Spéléo-club conduit par R. de Joly en France pendant l'année 1933, *Spelunca* (Paris) 1933 (4), page 89.
- JULIAN M., 1992** : Quelques réflexions théoriques sur le karst. Karst et évolutions climatiques. *Presses Universitaires de Bordeaux*, pp. 31-42.
-
- KANAAN-ATALLAH N., 1971** : Recherches géomorphologiques sur la Beqaa centre-orientale (Liban), Thèse de doctorat troisième cycle, Paris, 150 pages.
- KARANOUH R., BOU JAWDEH I., COMATY A., TAWK J., 2004** : Mgharet el Kassarat cave system. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, Vol. 13, Carte annexe.
- KARANOUH R., BOU JAWDEH I., TAWK J., HADAD G., 2009** : Antelias Cave. New cave discoveries. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, Vol. 15, p. 145.
- KAREH R., 1967** : Les sources sous-marines de Chekka (Liban-Nord) : Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoire sous-marines. Thèse de troisième cycle, Université de Montpellier, 108 pages.
- KAREH (el) G., 1981** : Le Nil et les sédiments côtiers de la Méditerranée Sud-Orientale et du Liban. *Annales de géographie*, Faculté des lettres et des sciences humaines, Université Saint-Joseph de Beyrouth, Vol. (1981), p. 70-96.
- KAREH (el) G., 1982** : Les sables fauves de Beyrouth: Origine et modes de dépôt. *Annales de géographie*, Faculté des lettres et des sciences humaines, Université Saint-Joseph de Beyrouth, Vol. 3 (1982), p 59-178.
- KAREH (el) G., 1984** : Contribution à l'étude des sédiments côtiers du Liban : essai de corrélation des paramètres granulométriques. Thèse d'Etat en sciences naturelle, université de Nancy I.N.P.L., France, 623 pages.
- KARKABI S., 1962** : Relevé des galeries supérieures de la grotte de Jiita. Commissariat général au tourisme, Beyrouth, 1 planche.
- KARKABI S., 1963** : Profil en long de la rivière souterraine de Jiita au 1/500^e. Office des eaux de Beyrouth, 3 planches.
- KARKABI S., 1963a** : Relevé topographique de la rivière souterraine de Jiita au 1/500^e. Office des eaux de Beyrouth, 3 planches.
- KARKABI S., 1963b** : Report de la rivière souterraine de Jiita sur les plans cadastraux de surfaces. Office des eaux de Beyrouth, 3 planches.
- KARKABI S., 1967** : Aperçu général sur la grotte de Jiita. *Hannon*, Revue du département de géographie, Université Libanaise, Vol. II, p. 83-89.
- KARKABI S., 1972** : Jeita, Architecture du Temps. *Revue Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, numéro spécial, p. 3-8.
- KARKABI S., 1990** : Cinquantenaire de la spéléologie libanaise. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, n° 5, 136 pages.
- KARKABI S., 2009** : Les premiers traçages a l'Uranine au Liban. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, n° 15, pp. 12-21.
- KAUFMANN O., 2002** : Rapport de synthèse de la prospection géophysique réalisée dans la Salle Plane de l'Aven d'Ornac. *Rapport interne*, Laboratoire Edytem, Université de Savoie, 12 pages.
- KELLER A., 1934** : Bibliographie géologique et géographiques de la Syrie, du Liban et des régions limitrophes. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, VI, (1933), p. 453-512.
- KHAWLIE M.R., 1995** : Fault-controlled Eastern mediterranean coast, Lebanon :geological contribution to coastal mangement. *Coastal management*, I. 23, p. 41-55.
- KHOURY R., 1978** : The upper-cretaceous-Lower Tertiary boundary in South Lebanon based on foraminifera: Abou el-Assouad (Saida region). Master Thesis in Science, American University of Beirut, Beirut, 186 pages.
- KRUMBERCK L., 1905** : Die Brachiopoden – u. Molluskenfauna des Glandarienkalkes. *Beitr. Zur Pal. U. Geol. Osterr. –Ung. U. d. Orients*, Wein, p. 65-162.
-
- LABAKY W., 1998** : A hydrogeological and environmental assessment of the Fouar Antelias catchment. Master thesis in Science, American University of Beirut, Lebanon, 132 pages.
- LABAKY W., 2005** : A semi quantitative description of a tracing Experiment in the fouar Antelias drainage Basin. *Al-Ouat-Ouat*, Spéléo Club du Liban, n° 13, p. 28- 35.
- LACAVE C., SADIER B., DELANNOY J.-J., EGOZCUE JUAN-JOSE, 2011** : Contribution à la Caractérisation de l'Aléa Sismique du Liban par l'Etude des Spéléothèmes, *8ème Colloque National AFPS 2011 – Ecole des Ponts ParisTech*, p.1-8.

- LACHET C., HATZFELD D., BARD P.-Y., THEODULIDIS N., PAPALOANNOU C., SAVVAIDIS A., 1996** : Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece). Comparison of different approaches. *Bull. Seism. Soc. Am.*, t. 86, p.1692-1703.
- LAMOUREUX M., 1968** : Incursions pédologiques de la grotte de Jiita, *Cahiers de l'OSTROM*, p. 1-11.
- LAMOUREUX M., 1972** : Etudes des sols formées sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Mémoires de l'OSTROM*, Vol. 56, 260 pages.
- LARTET L., 1869** : Essai sur la géologie de la Palestine. Thèse de doctorat, Paris, 292 pages.
- LIGNIER V., 2001** : Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité. Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie, 2 vol., 381 pages.
- LIGNIER V., DESMET M., 2002** : Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte sous les sangles (Bas Buguey, Jura Méridional, France). *Karstologia*, Vol. 39, 1/2, p. 27-46.
- LISMONDE B. et LAGMANI A., 1987a** : Les vagues d'érosion. *Karstologia* n°10, p. 37-44.
- LOISELET J., PUIG Ph., 1971** : Coloration du cours moyen du Nahr el-Kelb. Réapparition du colorant dans la grotte de Jeita. *Hannon*, Département de géographie, Université Libanaise, Beyrouth, Vol. 6, p. 153-157.
- LOISELET J., 1972** : Les colorations de rivières souterraines effectuées par le Spéléo-club du Liban. *Revue Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, n.s., p 25-28
- LOSSON B., 2003** : Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. Thèse de 3ème cycle, Univ. Metz, 510 pages et vol. annexes, 226 pages.
- LOSSON B., COURBONNOIS J., 2006** ; Les modes de sédimentation détritique : Nouvelles méthodes de détermination appliquée à des remplissages endokarstiques. *Geologica Belgica*, Vol. 9/3-4 (2006), p. 257 – 265.
-
- MAIRE R., 1976** : Recherches géomorphologiques sur les karsts hauts-alpins du Haut-Giffre et de Suisse occidentale. Thèse de troisième cycle, Université de Nice, 456 pages.
- MAIRE R., 1982** : Les remplissages souterrains dans les karsts de haute montagne – Types et méthodes d'études. *Actes du 7ème Congrès National de Spéléologie*, Suisse, p. 133-156.
- MAIRE R. et QUINIF Y., 1988** : Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la galerie Aranzadi, Gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées, France, *Annales de la société géologique de Belgique*, T. 111- (1988), p. 61-77.
- MAIRE R., 1990** : La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, quaternaire, paléoclimats. *Karstologia mémoires*, n°3, 731 pages.
- MAIRE R., 1995** : Point de vue sur l'évolution récente de la spéléologie – Conséquences sur l'exploration et la recherche scientifique. *Karstologia*, n° 24, p. 1-12.
- MAJDALANI M., 1974** : Geology and hydrogeology of the Faraya-Afqa Area, Central Lebanon, Master thesis in science, American University of Beirut, Beirut, 277 pages.
- MAJDALANI M., 1977** : Les problèmes posés par l'aquifère jurassique dans le Metn (Liban Central). *Hannon*, Revue du département de géographie, Université Libanaise, Vol. VIII, pp. 157-174.
- MAJDALANI M., 1991** : Carte hydrogéologique du Bassin hydrogéologique des sources de Daychouniye. Carte au 1/50 000e préparée par M. Majdalani et basée sur les travaux du B.T.D., du M.R.H.E., de L. Durbertret, de F.Kozma, de S. Shayb, d'A. Guerre et de la F.A.O. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo Club du Liban, Vol. 6, carte annexe.
- MANGIN A., 1974** : Notion de systèmes karstiques. XI^e Congrès national de spéléologie, *Spélunca mémoires*, Vol 8, p. 60-64.
- MANGIN A., 1975** : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques: Première partie : Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. Laboratoire souterrain du C.N.R.S., Moulis, *Annales de Spéléologie*, t. 29, n° 3, p. 283-332.
- MANGIN A., 1978** : Le karst : entité physique abordée par l'étude du système karstique ; le karst son originalité physique, son importance économique. *Tarbes, GeoExpo*, p. 21-37.
- MANGIN A., 1982** : L'approche systémique, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Actas de la reunion monografica sobre el Karst*, Larra, p.141-157.
- MARBACH G. et ROCOURT J.L., 1980** : *Techniques de la spéléologie alpine*. Ed. T.S.A., Choranche, 352 pages.
- MARRINER N., MORHANGE C., BORSCHNECK D., FLAUX C., 2011** : Holocene sedimentary sources in southern Lebanon, Eastern Mediterranean. *Quaternary International* (2011), p. 1-12.
- MARTEL E.A., 1921** : *Nouveau Traité des Eaux Souterraines*, éd. Doin, Paris, 838 pages.
- MARTIN J., JULIAN P., NICOD J., 1978** : Travaux français récents sur les karsts méditerranéens, *Méditerranée*, Deuxième série, Tome 32, 1-2-1978. p. 115-131.
- MARTIN P., 1991** : Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (Bouches du Rhones, Var). Thèse de doctorat en géographie, UA 903 CNRS, Aix-en-Provence, 326 pages.
- MASSAAD M., 1975** : Géochimie et minéralogie du grès de base du Liban. B.R.G.M., *Bull.*, Sec 2, n°3, p. 247-254.
- MERCIER N., VALLADAS H., FROGET L., JORON J.-L., RONEN A., 2000** : Datation par thermoluminescence de la base du gisement paléolithique de Tabun (Mont Carmel, Israël). *C. R. Académie des Sciences*, Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330, p. 731–738.
- METNI F., 2008** : Mgharet Nabaa el-Chataouieh, a cynical Fate. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo-Club du Liban, Vol. 14, p. 24-25.
- METNI M., NADER F.H., 2005** : Mgharet el-Kassarar. History, Morphology and Speleogenesis. *Al-Ouate-Ouate*, Spéléo-Club du Liban, Vol. 13, p. 8- 13.
- MICHELSON H., 1970** : The geology of the Carmel coast.

- Tahal, Israel Water Planning Ltd, Report HG/70/025. Tel Aviv 61.
- MIDDLETON J.R., 1970:** Underground in the Lebanon, 1968 and 1969. *The Yorkshire Ramblers club Journal*, Vol. 10, 35, p. 315-355
- MISKOVSKY J.C. et DEBARD E., 2002 :** *Géologie de la Préhistoire*, Ed. Géopré, Presses universitaire de Perpignan, sous la direction de J.C. Miskovsky, 1519 pages.
- MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J.-Y., BRUNET Ph., 2006 :** Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 1.188–189 (2006), p. 219–233.
- MOCOCHAIN L., AUDRA Ph., CLAUZON G., BELLIER O., BIGOT J.-Y., PARIZE O., MONTEIL Ph., 2009 :** The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology*, 1. 106 (2009), p. 46–61.
- MORANGE, C., PIRAZOLLI P., MARRINER, N., MONTAGIONNI, L., and NAMMOUR, T., 2006 :** Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, Vol. 230, p. 99-114.
- MOURIER, B., POULENARD, J., CARCAILLET, C., & WILLIAMSON, D., 2010 :** Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the french alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 44(2), p. 571-587
- MULLER, C., HIGAZI, F., HAMDAN, W. & MROUEH, M., 2010 :** Revised Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Cenozoic Series of Lebanon based on nanofossils. In: *Homberg, C. & Bachmann, M. (eds) Evolution of the Levant Margin and Western Arabia Platform since the Mesozoic*. Geological Society, London, Special Publications, 341, p. 287–303.
- NADER F., 1998 :** The Temple of Speleology, Mgharet Kanaan. *Al-Ouat-Ouat*, Spéléo Club du Liban, n°13, p. 54-63.
- NADER F., 2000 :** Petrographic and geochemical characterization of the Jurassic-cretaceous carbonate sequence of the Nahr Ibrahim région, Lebanon. Master thesis in science, American University of Beirut, Beirut, 242 pages.
- NADER F., 2007 :** Petrographic and geochemical studies on cave pearls from Kanaan Cave (Lebanon). *International Journal of Speleology*, Vol. 36, p. 39-50.
- NADER F., VERHEYDEN, S., CHENG, H., SWENNEN, R., 2007 :** Etude pétrographique et géochimique d'une stalagmite de la grotte de Jeita (LIBAN). *Lebanese science journal*, Vol. 2, n°2, p. 45-58.
- NADER F., 2011 :** The petroleum prospectivity in Lebanon: An overview. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 34(2), 2011, p 135-156.
- NEHME C., 2007 :** Apport de la cartographie géomorphologique à la compréhension de l'endokarst de la grotte de « Mgharet Kanaan » METN, LIBAN. Rapport de Master recherche, Département de géographie, Université Saint-Joseph, Beyrouth, 179 pages.
- NEHME C., GERARD P. C., JABBOUR-GEDEON B., 2009a :** The Geomorphologic mapping of Kanaan cave: a new approach in paleoenvironmental record analysis in Lebanon. *EGU General Assembly 2009, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, p. 732-2.
- NEHME C., GERARD P. C., JABBOUR-GEDEON B., 2009b :** La topographie a grande échelle des cavités souterraines : Intérêt Scientifiques. *Spéléorient*, Revue annuelle de spéléologie, Association libanaise d'études spéléologiques, Vol. 5, p. 71-77.
- NEHME C., 2009c :** The speleogenesis of Kanaan Cave, Lebanon: geomorphological interpretation and paleoenvironment records of Antelias region. *2009 International Congress of Speleology proceedings*, Kerrville, Texas, USA, Vol. 2, p. 930-935.
- NEHME C., GERARD P. C., JABBOUR-GEDEON B., SADIER B., DELANNOY J.J., 2009d :** Reconstitution spéléogénique de la grotte de Kanaan (Antelias, Liban) : contribution à la morphogenèse du Nahr Antelias. *Karstologia*, Vol. 54, p. 21-36.
- NEMER T., 1999:** The Roum fault: extent and associated structures. Master in Science thesis, American University of Beirut, Beirut, ...
- NEMER T., MEGHRAOUI M., 2006 :** Evidence of coseismic ruptures along the Roum fault (Lebanon): a possible source for the AD 1837 earthquake. *Journal of Structural Geology*, 1. 28 (2006), p. 1483-1495.
- NEWSON M.D., 1971 :** *A model of subterranean Limestone erosion in the in the British Isles based on hydrology*. *Transaction of the British geographers*, Vol. 54, p. 55-70.
- NICOD J., 1967 :** Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. Thèse d'Etat de l'Université Aix-en-Provence, 559 pages.
- NICOD J., 1972 :** *Pays et paysages du calcaire*, Presses Universitaires de France, 244 pages.
- NICOD J., 1976 :** Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes. *Actes Symposium sur les versants en Pays méditerranéens*, Aix, 1975, p. 15-20.
- NICOD J., 1982 :** *Phénomènes Karstiques III*, CNRS, Paris, 202 pages.
- NICOD J., 1997 :** Les canyons karstiques « Nouvelles approches des problèmes géomorphologiques classiques (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quaternaire*, Vol. 8, n°2-3, 1997, p. 71-89.
- NICOD J., 2002 :** Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001) / Karsts, palaeogeomorphology, palaeoenvironments. An overview of recent research on French karsts (1992-2001). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2011, Vol. 8, n°3, p. 253-268.
- NOUJAIM CLARCK G. and BOU-DAGHER F., 2006 :** Stratigraphy, paleoenvironment and paleogeography of Maritime Lebanon: a key to Eastern Mediterranean Cenozoic history. *Stratigraphy*, Vol. 3, n° 2, p. 1-38.

- NOUJAIM G., 1977** : Pétrographie et environnements sédimentaires de l'Albien, Cénomaniens, Turonien dans les environs Nord de Beyrouth (Liban). Diplôme de Docteur 3^e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris.
- NOURY M., 2005** : Cartographie géomorphologique de la Salle Plane (Ornac/ Issirac). Étude comparative de deux grands vides karstiques (salle II et salle Plane). Mémoire de Master, EDYTEM, Université de Savoie, 86 pages.
-
- PALMER A. N., 1991** : Origin and morphology of Limestone caves: *Geological society of America Bulletin*, Vol. 103, n°3, p. 1-21.
- PALMER A. N., 2007** : *Cave geology*. Cave books, Dayton Ohio, 454 pages.
- PASSEGA R., 1964** : Grain size representation by C/M patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 34, n° 4, p. 830-847.
- PERRETTE Y., 1996** : Contribution des spéléothèmes à la connaissance paléoenvironnementale : exemple de l'étude de la structure interne d'une stalagmite du réseau de Coufin-Chevaline. Mémoires de Maitrise, Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble, 188 pages.
- PERRETTE Y., 1999** : Les stalagmites : archives environnementales et climatiques à haute résolution. *Karstologia* n° 34, p. 23-44.
- PERRETTE Y., 2000** : Etude de la structure interne des stalagmites : contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors (France). Développement et application d'une approche multi-paramètre des archives stalagmitiques. Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Savoie, Bourget du Lac, 319 pages.
- PERROUX A.-S., 2005** : Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodologique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales : Application aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Ornac (Bas-Vivarais). Thèse de Géographie, Université de Savoie. Bourget du Lac, 418 pages.
- PERROUX A.-S., DEBARD É., DELANNOY J.-J., FERRIER C., KERVAZO B., PERRETTE Y., 2006** : Géochronologie et karstologie de la grotte Chauvet. In : *Audra Ph. (coord.), Karst de France*, p. 31- 32.
- PETIT J.-P., 1998** : La photographie souterraine. Commission audiovisuelle de la FFS, Première édition, 1998, 17 pages.
- PEULVAST J.P., CLAUDINO SALES V., 2005** : Surfaces d'aplanissement et géodynamique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4 , p. 249-274.
- PIRAZZOLLI P.A., 1992** : Global sea-level changes and their measurement. *Global and Planetary Change*, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, Vol. 8 (1993), p. 135-148.
- PIRAZZOLLI P.A., 2007** : [SEA LEVEL STUDIES, Geomorphological Indicators](#). *Encyclopedia of Quaternary Science*, p. 2974-2983
-
- QUINN J.E. Dixon, A.H.F. Robertson (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean**, Blackwell Scientific, Oxford, 1984, p. 775– 788.
- QUINIF Y., 1983** : Eléments d'une approche énergétique du karst – Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, Vol. 1, p. 47-54.
- QUINIF Y., 1989** : La notion d'étages de grottes dans le karst belge. *Karstologia*, Vol 13, p. 41-49.
- QUINIF Y., 1990** : La datation des spéléothèmes appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour une mise en évidence des ruptures paléoclimatiques. *Karstologia Mémoires*, n°2, Colloque Remplissages karstiques et paléoclimats, p. 23-32.
- QUINIF Y., GENTY D. et MAIRE R., 1994** : Les spéléothèmes : un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, tome 165, n°6, p. 603-612.
- QUINIF Y., 1998** : Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, n°31, p. 1-11.
- QUINIF Y., 1999b** : Karst et l'évolution des rivières : le cas de L'Ardenne. *Geodynamica Acta*, Paris, Vol. 12, 3-4, p. 267-277.
- QUINIF Y., 2010** : Fantômes de roche et fantômisiation : Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. *Karstologia mémoires* n°18, 190 pages.
-
- REMAN E., 1864** : *Mission de Phénicie*. Imprimerie Impériales, 885 pages.
- RENAULT Ph., 1967** : Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléo*, Vol 22, fasc. 2, p. 5- 17.
- RENAULT Ph., 1970** : *La formation des cavernes*. Ed. Presse Universitaire de France, Que Sais-Je, n° 1400, 126 pages.
- RENAULT Ph., 1990a** : Réflexions sur la notion de remplissages karstiques. *Karstologia Mémoires*, n° 2, Colloque Remplissages Karstiques et Paléoclimats, p. 61-62.
- RENAULT Ph., 1990b** : *Introduction à une histoire des études karstiques*, *Karstologia* n°15, pp. 1-12.
- RENOUARD G., 1951** : *Sur la découverte du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen au Liban*, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, p. 992-994.
- RIVIERE A., 1977** : *Méthodes granulométriques : techniques et interprétations*, Ed. Masson, Paris, 170 pages.
- ROBERTS G. and PEACE D., 2007** : Hydrocarbon plays and prospectivity of the Levantine Basin, offshore Lebanon and Syria from modern seismic data. *GeoArabia*, Vol.12 (3), p. 99-124.
- RODET J., 1991** : Les karsts de la Craie. Thèse université Paris IV, Centre normand d'étude du karst (1992), Paris, 560 pages.
- RONEN A., SHIFRONI A., LAUKHIN, TSATSKIN A., 2000** : Observations on the Acheulean of Tabun Cave, Israel. *ERAUL*, I. 95, p. 209–224.
- ROSSI G., 1974** : Problèmes morphologiques du karst de l'Ankarana (Nord de Madagascar). *Revue de Géographie de Madagascar*, p. 61-94.
- RUDNICKI J., 1960** : Development of the «corkscrew

chimneys» in the Zimna cavern (en polonais, résumé anglais), *Speleologia*, Warszawa, II/1, p. 51-55

SABBAGH G., 1964 : Géologie des gisements ferrifères du Liban. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université de Grenoble, Grenoble, 137 pages.

SADIER B., JAILLET S. et PERRETTE Y., 2004 : La topographie 3D haute résolution : un outil pour l'étude des structures karstiques. *Actes du 8^e colloque d'hydrogéologie en pays calcaires*, Neuchâtel, Presses universitaires de Franche-Comté, p. 235-240

SADIER B., PERROUX A-S., PERRETTE Y., DELANNOY J-J., QUINIF Y. : 2005 : L'Aven d'Ornac: Etudes remplissages, mémoires des dynamiques spéléogéniques post-paragénétiques. Chap.4, *cahiers de Géographie*, Ed. EDYTEM, Savoie, p. 79-98.

SADIER B., LACAVE C., DELANNOY J.J., JAILLET S., 2011 : Relevés lasergrammétriques et calibration sur calcite de morphologies externes de spéléothèmes pour une étude paléo-sismologique du Liban. *Cahiers de Géographie*, Collection EDYTEM, Vol. 12, p.137-144.

SALOMON J.N., DALONGEVILLE R., 1987: Formes de corrosion et de construction organogène des littoraux actuels calcaires de Méditerranée. *Méditerranée*, 1987, Vol. 60, n° 1, p. 54-55.

SANLAVILLE P., 1974 : Le rôle de la mer dans les aplanissements côtiers du Liban. *Revue de géographie de Lyon*. Vol. 49 n°4, 1974. p. 295-310.

SANLAVILLE P, 1977 : Étude géomorphologique de la région littorale du Liban. Thèse de troisième cycle, Publication de l'Université Libanaise de Beyrouth, Tomes I, II et cartes, 859 pages.

SANLAVILLE P., BESANCON J., 1984 : Terrasses fluviales au Proche-Orient. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Vol. 21, n°3 (1984), p. 186-191.

SBAI A., EK C., DROUIN Ph., CHIROL B., ARIAGNO J-C., PELISSON A., QUINIF Y., 1995 : Les remplissages karstiques de la grotte Sous-les-Sangles: Sédimentologie et évolution spéléomorphologique d'une grotte du Jura méridional (France). *Quaternaire*, Vol. 6, n°1 (1995), p. 35-45.

SCHATTNER U., BEN-AVRAHAM Z., LAZAR M., HUEBSCHER C., 2006a : Tectonic isolation of the Levant basin offshore Galilee-Lebanon effects of the Dead Sea fault plate boundary on the Levant continental margin, eastern Mediterranean. *Journal of Structural Geology*, 1. 28 (2006), p. 2049-2066.

SHABAN A., 1999 : Air borne thermal infrared scan of fresh water sources in the marine environment, Lebanon. *Proceedings Symposium CTM/UNEP*, Beirut, 1999, p. 9-13.

SHEARER, P.M., 1999 : *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge, 260 pages.

SLABE T., 1995 : *Cave rocky relief and its speleogenetical significance*. Znanstvenoraziskovalni center Sazu, Ljubljana, 128 pages.

SORRIAUX P., 1982 : Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées Ariégeoises). Thèse de

doctorat, Université de Toulouse, 255 pages.

SUSPERREGUI, A.S., GRATIOT, N., ESTEVES, M. AND PRAT, C., 2009 : A preliminary hydrosedimentary view of a highly turbid, tropical, manmade lake: Cointzio Reservoir (Michoacán, Mexico). *Lakes & Reservoirs : Res & Management*, (14), 3 p. 1-39.

SWEETING M.M., 1972 : *Karst landforms*. Mac Millan Press, London, 362 pages.

TABIT Ch., 1978 : Geology and hydrogeology of the Baskinta-Sannine area (central Lebanon). Master thesis American university of Beirut, Beirut, 137 pages.

TAPPONNIER, P., DAERON M., KING G., JACQUES E., SURSOCK A., and ELIAS A., 2001: Active faulting and seismic hazard in Lebanon. *J. Conf. Abstr.*, 6, 296.

TAPPONNIER, P., ELIAS A., SURSOCK A., JOMAA R., BRIAIS A., CARTON H., SINGH S., DAERON M., KING G., and JACQUES E., 2004: Passive-active margin inversion on the Levant plate boundary: subduction birth and growth of Mt Lebanon. *Eos. Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T52B-05.

THOMAS M., 2010 : Les pièges endokarstiques à sédiments détritiques fins : Fonctionnement typologie et intérêts, Apports aux études paléogéographiques et paléoenvironnementales. Mémoire de Recherche, Master de Géographie, Université de Savoie, Bourget du Lac, 71 pages.

TIXIER B., 1963 : Contribution à l'étude des grès de base du Liban. Thèse de doctorat, Paris, Centre Orsay, 90 pages.

TRICART J., 1965a : Schéma des mécanismes de causalité en géomorphologie. *Annales de Géographie*, Année 1965, Vol. 74, n° 403, p. 322 – 326.

TRICART J., 1965b : *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Ed. Masson et Cie, Paris, 496 pages.

TRICART J., 1972a : Cartographie géomorphologique. *Annales de Géographie*, Année 1972, Vol. 81, n°448, p. 751 – 753.

VANARA N., 2000 : Le karst des Arbailles. *Karstologia mémoires*, n° 8, 320 pages.

VANARA N., MAIRE R., BRUXELLES L., PENG W., WU K. 2010: The underground fillings of Dadong Cave (Hubei, China): impact of tectonics, climate and environmental changes, site effects. *Réunion des sciences de la Terre, 25-29 octobre 2010*, Bordeaux, p. 228.

VAUDOUR J., 1986 : Introduction à l'étude des géosystèmes karstiques. *Travaux n°XV, U.A. n°903*, Laboratoire de géographie physique, Aix-en-Provence, p. 1-8.

VAUMAS (DE) E, 1954 : Les terrasses d'abrasion marine de la côte syrienne. *Revue de géographie alpine*. 1954, Tome 42, n°4, p. 633-664.

VAUMAS (DE) E., 1961a : Structure et Morphologie du Proche-Orient. Nouvel essai de synthèse et orientations de recherche. *Revue de géographie alpine*. 1961, Tome 49, n°2, p. 225-274.

VAUMAS (DE) E., 1961b : Structure et Morphologie du Proche-Orient. Nouvel essai de synthèse et orientations de recherche. *Revue de géographie alpine*. 1961, Tome

49 n°3, p. 433-509.

VAUMAS (DE) E., 1961c : Structure et Morphologie du Proche-Orient. Nouvel essai de synthèse et orientations de recherche. *Revue de géographie alpine*. 1961, Tome 49, n°4, p. 645-739.

VAUTRIN H., 1934 : Contribution à l'étude du Jurassique dans la chaîne de l'Anti-Liban et plus particulièrement dans l'Hermon (Syrie). *C.R. Ac. Sc*, t. 198, p.1438.

VERHEYDEN S., 2001 : Speleothems as palaeoclimatic archives. A study of the stable isotopic and geochemical behaviour of the cave environment and its Late Quaternary records. Ph.D. in science at the Vrije Universiteit Brussel, 2001, 132 pages.

VERHEYDEN S., NADER F.H., CHENG H., EDWARDS L.R., SWENNEN R., 2008 : Paleoclimate reconstruction in the Levant region from the geochemistry of a Holocene stalagmite from the Jeita cave, Lebanon. *Quaternary Research*, 1. 70 (2008), p. 368–381.

VERGER F., 1976 : *Les Techniques d'analyse granulométriques*. Editions du Centre national de la recherche scientifique, Paris, 64 pages.

VIALA C., 2000 : *Dictionnaire de la spéléologie*. Librairie Spelunca, GAP, France, 264 pages.

VIDAL N., ALVARES-MARRON J. and KLAESCHEN D., 2000: Internal configuration of the Levantine Basin from seismic reflection data. *Earth Planetary Science Letter*, 80, p. 77– 89.

WAKIM Sh., 1968 : Petrography of the basal cretaceous sandstones of central Lebanon. Master in Science Thesis, American University of Beirut, Beirut, 50 pages.

WALLEY C.D., 1983 : A revision of the lower cretaceous stratigraphy of Lebanon. *Geol. Rundsch.*, Vol. 72, n°1, p. 377-388.

WALLEY C.D., 1988 : A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics. *Tectonophysics*, 145, p. 63-72.

WALLEY C.D., 1997 : The lithostratigraphy of Lebanon; A review. *Lebanese scientific research reports*, 10, p. 81-108.

WALLEY C.D., 1998 : Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine région. *Tectonophysics*, 1. 298 (1998), p. 37–62.

WALLEY C. D., 2001: The Lebanon passive margin and the evolution of the Levantine Neotethys. In: P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoire du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 86, p. 407-439.

WALLISER B., 1977 : *Systèmes et modèles, introduction critiques à l'analyse des systèmes*. Ed. le Seuil, Paris, 245 pages.

WHITE E.L. & WHITE W.B., 1968 : Dynamics of sediments transport in limestone caves. *Nat. Speleol. Soc. Bull.* 1. 30, p. 115-129.

WHITE W.B., 1988 : *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York, 464 pages.

WHITE W.B., 2004 : Paleoclimate records from speleothems in limestone caves. In: Sasowsky, I.D., Mylroie, J. (Eds.), *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 135–175.

YAZBECK C., 2004 : Le paléolithique du Liban : Bilan critique. *Paléorient*, 2004, Vol. 30, n°2. p. 111-126.

ZHANG, Y. G., JI, J., BALSAM, W. L., LIU, L., & CHEN, J., 2007 : High resolution hematite and goethite records from ODP 1143, south china sea: Co-Evolution of monsoonal precipitation and El Niño over the past 600,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1. 264(1-2), p. 136- 150.

ZHOU W., BECK B.F., STEPHENSON J.B., 2000 : Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terrains. *Environmental Geology*, 1. 39(7), May 2000, p. 760-766.

ZIVELY D., GALILI E., RONEN A., SALAMON A., BEN-AVRAHAM Z., 2009 : Reevaluating the tectonic uplift of western Mount Carmel, Israel, since the middle Pleistocene. *Quaternary Research*, 1. 71 (2009), p. 239–245.

ZUMOFFEN G., 1926 : *Géologie du Liban*. Paris, Edition Barrère, 165 pages. carte géologique au 200.000^e.

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Localisation du Liban dans le bassin méditerranéen.....22

Figure 1.2. Le relief topographique du Liban.....23

Figure 1.3. Synthèse géologique et paléogéographique de la genèse du Mont Liban.....25

Figure 1.4. Carte litho-stratigraphique du Liban.....26

Figure 1.5. Coupes géologiques du Mont Liban nord et sud.....27

Figure 1.6. La flexure occidentale du Mont Liban redresse les couches jurassiques et crétacées.....28

Figure 1.7. Le replat de Deir Mar Youssef situé sur le flanc sud de Nahr el Kalb, à 153 m d'altitude.....29

Figure 1.8. Véritable canyon karstique, la vallée de Nahr el Kalb peut atteindre jusqu'à 400 m de dénivelé aux environs de la grotte de Jeita.....30

Figure 1.9. a) Lapiez dans le Jurassique de la vallée du N. el Fidâr., b) gouffre de Bâlouâa Baatâra dans les hauts plateaux de Tannoûrîne.....31

Figure 1.10. Le fleuve « Nahr el Kalb » en période de crue.....32

Figure 1.11. Inventaire des sites endokarstiques du Liban en 2009.....34

Figure 1.12. Les principales thèses et rapports sur les aquifères karstiques et la géomorphologie karstique du Liban....39

Figure 1.13. Les principales publications sur les paléoenvironnements établies sur divers types de carottages.....41

Figure 1.14. Carte morpho-structurale de la région bordière du Mont Liban central avec la localisation des sites d'étude.....45

Figure 1.15. La vallée d'Antélias fortement anthropisée.....46

Figure 1.16. Le canyon souterrain de la grotte de Jeita vu depuis la galerie supérieure.....48

Figure 2.1. Typologie générale du contexte de karstification.....53

Figure 2.2. Le climat et la géologie, deux grands ensembles conditionnant la formation du karst.....54

Figure 2.3. Les fonctions de la systématique karstique selon J.J. Delannoy (1999).....55

Figure 2.4. Schéma des niveaux spatio-temporels du système karstique.....56

Figure 2.5. L'organisation du fonctionnement du système karstique selon A. Mangin.....59

Figure 2.6. Les modalités de lecture du vecteur temps dans le système karstique.....60

Figure 2.7. Les différentes zones du système karstique.....62

Figure 2.8. Schéma récapitulatif et synoptique des principales formes de drains, de leur formation et de leur évolution.....64

Figure 2.9. Récapitulation des différentes formes en zone noyée et de l'information paléogéographique associée.....66

Figure 2.10. Les coups de gouge sur les parois d'une galerie en conduite forcée et leur signification.....67

Figure 2.11. Les différents types de dépôts détritiques et carbonatés à l'intérieur d'un drain.....69

Tableau 2.1. Les principaux types de dépôts détritiques et leurs modes de mise en place. Tableau simplifié d'après J.J. Delannoy (1997).....70

Figure 2.12. Relations entre la vitesse d'écoulement, la sédimentation et le transport des différentes tailles de grains.....71

Figure 2.13. Formation des dépôts carbonatés.....73

Figure 2.14. Les types de karsts et leurs niveaux de base respectifs selon la position de l'écran imperméable vis-à-vis du massif carbonaté.....76

Figure 2.15. Deux types de relations entre écoulements subaérien et souterrain dans un canyon karstique.....77

Figure 2.16. Réponse d'un cours d'eau à une modification du niveau de base du gradient hydraulique.....79

Figure 3.1. Les différents outils utilisés pour un levé topographique de terrain.....86

Figure 3.2. Les calculs trigonométriques de base pour un levé topographique.....87

Figure 3.3. Les différents types de parcours pour un levé géomorphologique.....88

Figure 3.4. La légende géomorphologique utilisée dans les levés de terrain.....92

Figure 3.5. Les étapes de construction de la cartographie géomorphologique.....93

Figure 3.6. La transformation de l'espace cartographié.....94

Figure 3.7. La démarche spéléogénique appliquée à une grotte.....97

Figure 3.8. La lecture inductive de l'espace endokarstique et la construction du raisonnement spéléogénique.....98

Figure 3.9. La représentation d'une section habillée d'une cavité.....100

Figure 3.10. Représentation graphique d'un réseau endokarstique, mettant en évidence les sections à plusieurs endroits, la coupe habillée le long du réseau et une cartographie à plusieurs niveaux.....101

Figure 3.11. Les étapes de production du clone numérique d'un drain endokarstique.....102

Figure 3.12. L'aménagement d'une coupe sédimentaire et les divers modes d'échantillonnage.....106

Figure 3.13. Les formations syn-sédimentaires (mouvement et failles).....107

Figure 3.14. Les principales étapes d'analyse granulométrique et la représentation finale des résultats.....108

Figure 3.15. La préparation des échantillons et les mesures de spectrocrométrie avec le Minolta CM 2600.....110

Figure 3.16. Le susceptibilimètre de Bartington Instruments	111
Tableau 3.1 Les indices granulométriques et leur signification.....	112
Tableau 3.2. Tableau de synthèse des mesures croisées, de leur signification granulométrique et de leur intérêt.	114
Figure 3.17. Le diagramme de R. Passega et les interprétations du comportement sédimentaire selon la répartition du nuage de points par zone	116
Figure 3.19. La carte d'identité des sédiments endokarstiques piégés en contexte lacustre, élaborée à partir des carottes des lacs de la Cathédrale (CAT 0101-0102-0103-9901-9902) et de Coufin (COU 9902) (grotte de Choranche, France).....	115
Figure 3.20. Le procédé de visualisation des grains au microscope et de prise de clichés des échantillons à mesurer.	116
Figure 3.21. Les différents indices morphométriques des grains et galets.....	117
Figure 3.22. La détermination du sens du courant selon la disposition d'un galet.....	117
Figure 3.23. Tomographie électrique de la salle plane, réseau d'Orgnac (Ardèche, France)	118
Figure 3.24. Les ondes sismiques et leur plan de propagation	119
Figure 3.25. Cycle de vie schématique d'une cavité en fonction de l'abaissement du niveau de base.....	122
Figure 3.26. Evolution d'un réseau karstique au cours d'un cycle climatique	123
Figure 3.27. Contexte géologique des vallées du Nahr el Fidâr et du Nahr Ibrâhîm selon la carte géologique au 1/50.000 ^e de L. Dubertret (1955) et projetée sur un DEM ASTER de la région (30 m. de résolution).....	126
Figure 4.1. Carte géologique simplifiée du secteur aval de la vallée d'Antélias et des sites karstiques retenus pour l'étude morphogénique de la vallée	137
Figure 4.2. Coupe géologique de la vallée d'Antélias jusqu'à la région de Bhanès, en amont du bassin-versant hydrographique du Nahr Antélias.	139
Figure 4.3. La photo de gauche, prise en période de crue, illustre le régime intermittent du Nahr Antélias.....	140
Figure 4.4. Coloration de Faouâr Dâra-Fouar Antélias en 1967 : courbe de restitution de l'urarine au Fouar Antélias.	141
Figure 4.5. La courbe de restitution de fluorescéine aux points respectifs de résurgence lors de la campagne de coloration de la rivière souterraine de Qattine Azar, faite le 12 Octobre 1996.....	141
Figure 4.6. Carte de délimitation du bassin d'alimentation du Fouar Antélias, suite aux campagnes de colorations effectuées dans les rivières souterraines de Faouâr Dâra (1967), de la grotte d'el Kassarat (1969-1997) et de Houet Qattine Azar (1996).....	143
Figure 4.7. La plaine littorale de Jall ed Dîb et d'Antélias correspond au prolongement du tissu urbain de la ville de Beyrouth.	145
Figure 4.8. La vallée d'Antélias photographiée par Francis Hours en 1960 (photo de gauche) et la même vue prise en 2010 par Levon Nordiguian (photo de droite).	147
Figure 4.10. La fameuse grotte préhistorique d'Antélias, rayée du paysage depuis les années 1960... ..	150
Figure 4.11. La carrière d'Antélias, qui remonte aux années 1960, a recoupé plusieurs cavités dont celle dite « Kanaan ».	149
Figure 4.12. La carte topographique de Mgharet Kanaan effectuée à partir d'un lever à la Total station.....	150
Figure 4.13. La salle « d'Entrée » de la grotte Kanaan révèle les formes d'effondrement d'une partie de la salle découverte lors de l'exploitation de la carrière	151
Figure 4.14. La salle « d'Effondrement I » doit sa physionomie actuelle à l'écroulement d'une strate calcaire d'un à deux mètres d'épaisseur.	152
Figure 4.15. Cette photo illustre le paysage souterrain de la partie médiane de la cavité où prédomine le concrétionnement (salle « du Couloir »).	153
Photo 4.16. Les travaux de la carrière ont percé en 1969 le toit de la première galerie d'entrée.....	155
Figure 4.18. La carte du réseau d'el Kassarat, levée en 1996 par le Spéléo-Club du Liban.....	155
Figure 4.19. La carte du réseau d'el Kassarat en 2012, suite aux travaux de construction d'un barrage à l'aval de la galerie « de la Rivière ».	156
Figure 4.20. La photo de gauche montre la galerie « de la Rivière », prise en aval du barrage construit pour le captage des eaux d'el Kassarat.	157
La photo de droite illustre un canal équipé également d'une porte automatique.....	157
La morphologie de la galerie montre des formes génétiques de creusement initial du drain.....	157
Figure 4.21. La chambre de l'Office des Eaux de Beyrouth et du Mont-Liban est construite sur l'entrée actuelle du réseau d'el Kassarat.	158
Figure 4.22. Après la redécouverte du réseau d'el Kassarat en 1996, l'entrée (flèche blanche) du réseau se faisait par un deuxième drain, large et baptisé actuellement « galerie de la nouvelle entrée ».	159
Figure 4.23. La galerie « de la Rivière » en amont du barrage.	160
Figure 4.24. Le sommet de la grande salle « d'Effondrement » révèle un amas de blocs effondrés du plafond, probablement dû au jeu des réseaux de failles dans la salle.	161

Figure 4.25. La salle « de Jonction » donne accès aux deux affluents de la rivière souterraine du réseau d'el Kassarat.	161
Figure 4.26. « L’Affluent majeur » conduit vers la capture et le siphon sud du réseau. Nous remarquons un banc de sables tassés à gauche de la photo.....	162
Figure 4.27. Le siphon sud du réseau se situe à 280 m de la salle « de Jonction ». Nous relevons un banc de galets pluri-métriques à droite de la photo. Il est probable que les dépôts de galets de la salle « de Jonction » proviennent essentiellement du siphon sud lors de crues majeures. Les campagnes de plongée effectuées par T. Comaty, dans ce siphon, ont révélé plus de 315 m de boyaux (Cliché G. Hneineh).....	163
Figure 4.28. L’écoulement provenant du siphon nord du réseau d’el Kassarat est moins compétent que celui du siphon sud.....	163
Figure 4.29. La salle « de la Faille » correspond à la plus grande salle du réseau.....	164
Figure 4.30. La première photo montre l’ancienne entrée de la grotte de Nabaa el Chataouieh, située sur la rive gauche du Nahr Antélias..	166
Figure 4.31. La topographie de Mgharet « 22 April » levée et complétée par les membres de l’Association Libanaise d’Etudes Spéléologiques.....	167
Figure 4.32. La coupe topographique de Mgharet « 22 April » révèle une suite de boyaux creusés sub-verticalement.	167
Figure 4.33. Photo de gauche : galerie principale de Mgharet « 22 April ».....	168
Figure 4.34. Front de la carrière Kanaan. Les flèches indiquent les entrées de Mgharet « 22 April ».....	168
Figure 5.1. La transformation de l’espace endokarstique depuis le relevé topographique jusqu’à la cartographie géomorphologique, en passant par les différentes étapes d’habillages sémiologiques.....	172
Figure 5.2. Cette photo du plafond de la grotte Kanaan (entre la galerie « de l’Effondrement-I » et la salle « du Ressaut ») montre des éléments majeurs pour la reconstitution spéléogénique..	173
Figure 5.3. Cette vue des parois de la galerie « du Ressaut » (sur le rebord de la salle « d’Effondrement-II ») permet de souligner différentes morphologies anciennes de la grotte Kanaan, contemporaines de son fonctionnement en drain phréatique..	174
Figure 5.4. Evolution schématique des conduits noyés de la grotte Kanaan en présence ou non d’une fracture : à gauche, celle des salles « du Ressaut » et « Ornée » ; à droite, celle des salles « d’Effondrement I et II ».....	175
Figure 5.5. Les restes d’une coupole de plafond, visible à l’est de la salle « d’Effondrement-II »..	176
Figure 5.6. La partie médiane de la cavité présente la dernière génération de concrétionnement qui scelle les dépôts argileux de la salle « du Couloir ».....	177
Figure 5.7. En plusieurs secteurs de la partie médiane de la cavité (salles du Ressaut et du Couloir), on relève la présence de soutirages.....	181
Figure 5.8. a et b Le foudroyage du plafond de la salle « d’Effondrement-II », par appel au vide s’est effectué à plusieurs reprises.....	181
Figure 5.9. Cette photo montre des stries sur le remplissage argileux.....	180
Figure 5.10. La tomographie géo-électrique de la salle « de Jonction » a été réalisée sur une longueur de 19 m avec la méthode dipôle-dipôle.....	183
Figure 5.11. La carte des fréquences du remplissage argileux de Mgharet Kanaan montre des variations contrastées..	185
Figure 5.12. La carte des profondeurs des dépôts détritiques de la salle de Jonction et d’Effondrement II.....	186
Figure 5.13. La section GH au nord de la salle « d’Effondrement-II » révèle deux points de soutirage à l’ouest et à l’est de la salle.....	187
Figure 5.14. La section KL de la salle « de Jonction » avant et après la projection des profondeurs d’argiles estimées. L188	
Figure 5.15. La coupe développée et détaillée de Mgharet Kanaan montre les différentes formes originelles et effondrées de la cavité, ainsi que l’épaisseur des dépôts meubles mesurée à partir de la carte des profondeurs du remplissage.....	189
Figure 5.16. Le modèle 3D de la paroi nord-ouest de la salle « de Jonction » vue de face, met en avant le dispositif géologique avec un pendage de 20°.....	191
Figure 5.17. Le modèle 3D de la même paroi vue en biais met en avant les strates calcaires inclinées et tronquées par la surface subhorizontale.....	191
Figure 5.18. Le modèle 3D de la paroi ouest de la salle « de Jonction ». Les coups de gouge sont visibles le long de la paroi.....	192
Tableau 5.1. La série statistique des 52 coups de gouge mesurés sur la paroi nord-ouest de la salle « de Jonction » ..	192
Figure 5.19. Section représentative de la salle « de Jonction » et différentes surfaces mouillées de la section déduites à partir des microformes de creusement.....	193
Tableau 5.2. Le débit est calculé en fonction de la surface de chaque section.....	193
Tableau 5.3. Une autre valeur de débit est calculée à partir d’une surface de la section de la salle « d’Effondrement I »	
Figure 5.20. L’encoche observée au niveau de la salle « de Jonction », attribuée à un paléo-niveau ou à un niveau-repère de remplissage détritique de la grotte.....	194

Figure 5.21. Niveau des dépôts détritiques de la salle « d’Effondrement-I », située à 20 cm sous le plafond pariétal de la salle.....	194
Tableau 5.4. Deux hypothèses d’évolution du bassin d’alimentation du karst d’Antélias sont proposées. Le premier attribut le paléo-débit proposé pour Mgharet Kanaan comme débit d’étiage.	195
Figure 5.22. Les dépôts argileux de la salle « de l’Entrée » (photo de gauche) sont protégés par le plancher stalagmitique.	197
Tableau 5.5. Les analyses granulométriques des deux échantillons détritiques prélevés de la salle « d’Entrée » (K-En-1) et de la salle « d’Effondrement-II » (K-Eff-1) montrent une composition silto-argileuse.	197
Tableau 5.6. Les analyses spectrocromométriques et magnétiques effectuées sur les deux échantillons montrent la présence d’oxydes de fer, surtout dans K-En-1.	198
Figure 5.23. Les courbes spectrales du remplissage de Mgharet Kanaan et leur comparaison avec celles des sources prélevées (FDI : dépôts de la rivière subaérienne de Fauûr Dâra ; FDII : faciès grès blanc du Néocomien ; FDIII : tufs volcaniques ; FDIV : sols bruns ; FDV : grès du Néocomien).....	199
Figure 5.24. L’entaille de la carrière montre l’entrée de Mgharet Kanaan (photo de gauche, en bas), ainsi qu’une poche de dissolution piégée au niveau de la diaclase qui traverse l’entrée.	200
Figure 5.25. Les stalagmites K1-2010 ET K2-2010, prélevées dans la salle « d’Effondrement-II », sont indiquées sur un extrait de la carte géomorphologique de Mgharet Kanaan.	201
Figure 5.26. Le croquis sur mesure de la stalagmite K1-2010 montre sa position originelle sur la dalle rocheuse effondrée du plafond de la salle.....	203
Figure 5.27. L’extraction de la calcite de l’échantillon K1-2010 (figure de gauche), depuis la base de la stalagmite (K2-2010-b).	204
Figure 5.28. La stalagmite K2-2010, coupée suivant l’axe de croissance, révèle la structure de la calcite en lamines sombres et claires..	207
Tableau 5.7. Les datations U/Th de K1-2010 de K2-2010 (J. Hellstrom, Univ. de Melbourne, Australie).....	206
Figure 5.29. La stalagmite K2-2010 prise en plan, des deux côtés de l’échantillon.	208
Figure 5.30. Coupe synthétique de Mgharet Kanaan montrant les trois étapes spéléogéniques de la mise en place du drain.	207
Figure 6.1. Les différentes étapes suivies pour générer la carte géomorphologique du secteur « Jonction-Effondrement ».....	218
Figure 6.2. La photo, prise depuis le sommet du talus sableux en direction de l’écroulement, montre (à gauche) le niveau repère du remplissage sableux de la salle « de Jonction ».	219
Figure 6.3. La photo, prise depuis la terrasse de galets, montre le niveau repère subhorizontal du remplissage détritique, haut de 12 m.	216
Figure 6.4. « L’Affluent majeur » vu depuis la terrasse sud-ouest de la salle « de Jonction ».	221
Ces traces successives correspondent au niveau de stationnement des dépôts détritiques le long de la paroi avant leur décolmatage progressif du haut vers le bas	221
Figure 6.6. Photo, prise depuis le sommet du talus sableux, montrant le plan de la faille le long de la paroi nord du secteur effondré	218
Figure 6.5. La photo, prise à l’ouest de la salle « d’Effondrement » et en direction de la salle « de Jonction », présente les dépôts écroulés depuis la voûte de la salle, ainsi que la coulée de brèches calcaires recouvrant le talus ouest de l’écroulement jusqu’au bas de la pente.	222
Figure 6.7. Photo prise depuis le talus de sable et donnant vers la terrasse de galets au sud de la salle « de Jonction ». Sur la paroi, on remarque un niveau plus sombre se prolongeant topographiquement en direction de « l’Affluent majeur ».....	219
Figure 6.8. La photo révèle les morphologies principales du secteur nord-est de la salle « de Jonction ».	220
Figure 6.9. Le drain capturant l’écoulement provenant depuis le siphon nord de « l’Affluent majeur » (à gauche) et celui du siphon nord depuis « l’Affluent supérieur » (à droite).....	225
Figure 6.10. La capture vue depuis sa partie aval. On remarque au centre l’écoulement en provenance de « l’Affluent majeur » et qui rejoint les siphons à l’aval du conduit.	222
Figure 6.11. Une vue depuis la salle « de Jonction ».....	222
Figure 6.12. Schéma spéléogénique du secteur montrant les différentes phases de creusement et de mise en place du remplissage.....	223
Figure 6.13. Coupe morphologique détaillée de la galerie « de la Rivière », Mgharet el Kassarat. Error! Bookmark not defined.	
Figure 6.14. La photo (a) montre le chenal de voûte du canyon principal situé à 90 m d’altitude.	228
Figure 6.15. L’ensemble de ces photos est pris dans la galerie « des Présidents »..	229
Figure 6.16. Les formes de dissolution au niveau du lit du fleuve se manifestent par des marmites et des coupoles le long de la paroi de la galerie (photo a).....	231

Figure 6.17. La spéléogénèse de Mgharet el Kassarat définie en six étapes. Les deux dernières sont liées à la mise en place de la capture des deux affluents à l’amont de la salle « de Jonction »	233
Figure 6.18. La tranchée effectuée dans le talus sableux de la salle « de Jonction » a nécessité 9 caissons (à droite de la figure)	235
Figure 6.19. Coupe synthétique de la séquence CSJK10 montre la disposition des 30 niveaux composant les trois ensembles.	237
Figure 6.20. Lever morphologique en profil des niveaux de la séquence.....	238
Tableau 6.1. Les 50 échantillons prélevés ont été pesés avant et après leur tamisage à 800 µm (limite de mesure du granulomètre Laser MasterSizer du Laboratoire EDYTEM –CNRS-5204).	241
Figure 6.21. Classification des 50 échantillons mesurés selon la charte de texture des sols (d’après U.S.D.A.). La majorité des échantillons montre une composition sableuse et silto-sableuse.....	241
Figure 6.22. Coupe synthétique regroupant les levers stratigraphiques effectués sur toute la séquence, ainsi que les mesures discontinues réalisés sur les 50 échantillons prélevés.....	244
Figure 6.23. L’indice d’asymétrie des 50 échantillons en fonction du classement.	245
Le classement est représenté selon l’axe X et l’asymétrie selon l’axe Y.....	245
Figure 6.24. Le nuage C/M de la série projetée sur le diagramme de Passega.....	246
Tableau 6.2. Types d’écoulement et modes de sédimentation liés à l’interprétation granulométrique de chaque échantillon.	247
Figure 6.25. Les mesures granulométriques fines réalisées sur la coupe CSJK-sup avec un pas d’échantillonnage de 1 cm.....	249
Figure 6.26. Le diagramme Q/M de Passega montre deux ensembles de nuages..	250
Figure 6.27. Schéma montrant une partie des bancs de galets de la salle « de Jonction »..	252
Figure 6.28. La courbe représente la population des galets de la salle « de Jonction » en fonction de la longueur des cailloux.....	252
Figure 6.29. Les mesures de l’émoussé sont effectuées sur chaque galet numérisé avec une échelle graphique.....	253
Tableaux 6.3. Les trois tableaux montrent la population des galets étudiés.....	253
Figure 6.30. Les photos des quatre échantillons A31, C14, C11 et F11 observés au microscope en lumière polarisante.....	255
Tableau 6.4. Taux de CaCO ₃ dans chaque échantillon après traitement à l’acide chlorhydrique à froid.	256
Tableau 6.5. Evolution des minéraux clairs (C.) et opaques (O.) entre les niveaux inférieurs et supérieurs de la séquence.....	257
Tableau 6.6. Le nombre de grains (C= Clairs; O= Opaques) comptés en fonction des critères de formes (EM= émoussé; SBEm =Sub-émoussé; Ang =Angleux; Arr = Arrondi) et de l’état de surface du grain (Pic = Picotés; Pr= Propres; LuisRug= Luisants Rugueux; L=Lisse).	258
Tableau 6.7. Nombre de grains de chaque échantillon en fonction de la taille.....	259
Figure 6.31. Les mesures de susceptibilité magnétique et de spectrorimétrie. Le pas d’échantillonnage est fixé à 0,5 mm.	261
Figure 6.32. Diagramme Q7/4 des données spectrorimétriques en fonction de la luminance montrant deux ensembles distincts.....	294
Tableau 6.8. Principaux niveaux sédimentaires identifiés et analysés.	264
Figure 6.33. Extrait de la carte géomorphologique de la salle « de Jonction » montrant (à gauche) l’emplacement des stalagmites KtJ1201 et KtE22011.	266
Figure 6.34. Vue d’ensemble du site de prélèvement de la stalagmite KtJ12011 et croquis sur mesure du site de prélèvement (Cliché S Amhaz).	266
Figure 6.35. Photo de gauche : La stalagmite KtJ12011 vue de près.....	267
Figure 6.36. Vue d’ensemble du site. On note des blocs effondrés et scellés par un concrétionnement récent (Cliché C. Nehme).....	267
Figure 6.37. Vue en surplomb des axes de translation de l’échantillon KtE22011 par rapport au bloc incliné et croquis sur mesure montrant la stalagmite en plan avec ces axes de translation.....	268
Figure 6.38. Schéma d’ensemble de la concrétion KtE22011, vue de profil et en plan.....	268
Tableau 6.9. Les datations U/Th de KtJ12011et de KtE22011 (J. Hellstrom, Université de Melbourne, Australie).....	268
Figure 6.39. Les datations des stalagmites prélevées permettent de proposer deux calages spéléogéniques.....	269
Figure 6.40. Carte montrant le réseau de Mgharet el Kassarat inséré dans le contexte géologique et tectonique. Les deux flèches noires correspondent aux exutoires du réseau.....	271
Figure 7.1. La carte géologique de la basse vallée du Nahr el Kalb et de ses confins.	280
Figure 7.2. La coupe géologique de la basse vallée du Nahr el Kalb.....	282
Figure 7.3. Coloration de la perte de Deir Chamra - Source de Jeita en 1971.	284

Figure 7.4. Une vue des conglomérats pliocènes, le long de la route menant vers le musée de cire de Jeita, montre une partie de ces formations portées à 240 m d'altitude.	287
Figure 7.5. Photo de gauche : Les conglomérats pliocènes au contact du Sénonien structuralement déformé.....	288
Figure 7.6. La carte montre la localisation de la grotte de Jeita sur le versant nord de la vallée du Nahr el Kelb.....	293
Figure 7.7. La carte topographie de la galerie inférieure et le parcours de la rivière de Jeita à travers les salles et les rapides, depuis le siphon terminal jusqu'à l'exutoire.	Error! Bookmark not defined.
Figure 7.7. La carte topographique de la galerie inférieure de la grotte de Jeita a été réalisée par les spéléologues du SCL (Georges Dubroff, Sami Karkabi, Vladimir Robouch) sur une période de 5 ans et publiée en 1962.	301
La carte topographique et de localisation des salles de la galerie supérieure	301
Figure 7.8. La carte topographique des galeries supérieures, réalisée en 1965 pour le commissariat général du Tourisme était par la suite utilisée comme fond de base pour la construction du circuit touristique (Karkabi S., 1991)..	301
Figure 7.9. L'entrée de la galerie inférieure a été aménagée en 1955 et 1956.	295
Figure 7.10. L'exutoire actuel de la rivière de Jeita est situé à 59 m d'altitude.....	296
Figure 7.11. Carte de localisation de la source de Qashqoush insérée dans son contexte topographique. L'écoulement provenant de la zone noyée des calcaires jurassique alimente les siphons Nord et Sud de la grotte et rejoint le talweg tout proche.	297
Figure 7.11. Une visualisation 3D du système de Qashqoush montrant la disposition des siphons, plus bas que le talweg de Nahr el Kalb.....	298
Figure 7.12. Photo de gauche : le paysage de la salle des potes.	299
Figure 7.13. Localisation de la zone de l'effondrement et du grand soutirage, située à la fin du circuit touristique des galeries supérieures.	301
Figure 7.14. Localisation de la « Galerie des Soutirages », située au niveau de la plate-forme de l'effondrement des galeries supérieures de Jeita	303
Figure 7.15. Localisation de la « galerie de la coulée du Pilier », située à l'amont du circuit touristique des galeries supérieures.	305
Figure 7.16. Le cône de remplissage au niveau de « l'Entrée Aménagée », avec un regard sur les dépôts accumulés sous le plancher (Photo 1) et l'éboulis rocheux entremêlé avec les dépôts fluviatiles (Photo 2)	308
Figure 7.17. Localisation de l'effondrement de la galerie inférieure, à partir duquel les premiers spéléologues ont escaladé les parois pour découvrir les galeries supérieures de Jeita.	309
Figure 7.18. Photo 1 : la salle du Chaos avec un regard partiel sur le sommet du cône d'éboulis. Photo 2 : le paysage est nettement différent de celui observé dans la « Salle du Chaos ».	312
Figure 7.19. Les photos 1 et 2 révèlent les morphologies de la rivière cachée, en amont de la rivière de Jeita.	312
Figure 8.1. (en haut) Une vue de la plateforme d'effondrement depuis le circuit touristique..	324
Figure 8.2. (ci-contre) Le grand point de soutirage, les dépôts détritiques et quelques blocs qui reposent sur les bords des escarpements.	324
Figure 8.3. Prise de vue du cône d'éboulis depuis la « Galerie des Soutirages », donnant vers la grande « Salle de l'Effondrement », située plus haut que le niveau de développement de la galerie	317
Figure 8.4. Photo de gauche : une stalagmite avec 4 axes de croissance translatsés.	317
Figure 8.5. Les différentes zones de rupture des planchers dans la « Galerie des Soutirages ».	318
Figure 8.6. Au niveau de l'entrée de la « Galerie des Soutirages », le long de la paroi nord, des strates calcaires se détachent de la paroi.....	319
Figure 8.7. Les sections de la « Galerie des Soutirages » révèlent des morphologies de creusement initial	320
Figure 8.8. Le niveau-repère situé entre 126 et 128 m d'altitude.....	322
Figure 8.9. Cette coupe synthétique est le résultat du lever détaillé des sections qui ont été replacées sur la carte topographique des galeries supérieure et inférieure	323
Figure 8.10. Photo du haut : la galerie supérieure de la grotte de Jeita où l'on aperçoit, sur la gauche, la paroi originelle du drain	325
Figure 8.11. La coupe développée de la « Galerie du Pilier » met en avant les morphologies pariétales (coupoles), le long du toit de la galerie. Les traces de dépôts détritiques le long des parois coïncident avec le même niveau que la galerie perchée située à droite de la section.....	326
Figure 8.13. Photo de la voûte de la galerie supérieure prise depuis la fin du circuit touristique..	328
Figure 8.14. Vue depuis la plateforme supérieure de la « Salle de l'Effondrement », donnant vers les pans calcaires effondrés qui surplombent le grand soutirage, situé plus bas	329
Figure 8.15. Dans le secteur sud de la grande « Salle de l'Effondrement », traces de détachement des blocs de la paroi.....	329
Figure 8.16. La séquence sédimentaire étudiée a été aménagée le long des sections « b » et « d ».	331
Figure 8.17. La coupe stratigraphique CSJS-I avec la description des niveaux sédimentaires.	332
Figure 8.18. La coupe stratigraphique CSJS-II avec la description des niveaux sédimentaires.	333

Figure 8.19. Au niveau du point de soutirage III, le long des draperies qui recouvrent les dépôts détritiques argileux, des galets sont incrustés entre ces draperies et plaqués sur les dépôts argileux remaniés.	334
Figure 8.20. Photo de gauche : l'U.S. 7 prélevée à l'aide d'un boîtier en métal.	335
Figure 8.21. Les courbes granulométriques, magnétiques et spectro-colorimétriques mesurées le long des séquences SCJS-I et II.	336
Figure 8.22. Les courbes de classement et d'asymétrie des séquences CSJS-I et II.	337
Figure 8.23. Le croisement de l'indice de classement et de l'asymétrie.	338
Figure 8.24. La répartition des nuages de points des séries sédimentaires CSJS-I et II sur le diagramme de Passega (1964), comparée à celle des nuages de points des carottes du lac de la Cathédrale (grottes de Choranche, France ...)	339
Figure 8.25. La vitesse de courant estimée selon Hjulström (1935).	340
Figure 8.26. Le processus d'échantillonnage de JGS22011, depuis l'extraction d'une partie du plancher de la « Galerie des Soutirages » jusqu'au découpage de l'échantillon et la réalisation de la lame mince	342
Figure 8.27. Les différentes photos prises de la lame mince au microscope Olympus U-PMTV ont été assemblées à l'aide du logiciel Illustrator.	345
Figure 8.28. Synthèse des étapes spéléogéniques proposées pour la galerie supérieure de Jeita et la « Galerie des Soutirages » en particulier.	349
Figure 8.29. Localisation des sites d'études dans la galerie inférieure de Jeita.	350
Figure 8.30. La section détaillée du cône d'éboulis.	360
Photo ci-dessous : une vue sur le cône d'éboulis. Celui-ci couvre le plancher stalagmitique déjà en place. On distingue la continuité du plancher à gauche de la photo.	360
Figure 8.31. La plate-forme élevée (70 m d'altitude) donne sur le chenal de la rivière souterraine.	352
Figure 8.32. La galerie inférieure vue depuis le grand soutirage.	353
Figure 8.33. La galerie perchée 15 m au-dessus du sommet du talus d'éboulis.	353
Figure 8.34. La photo prise depuis une des plates-formes sur la rive droite de la rivière donne une vue sur le chenal (en bas à droite).	354
Figure 8.35. Les sections clés du réseau inférieur de la grotte de Jeita.	355
Figure 8.35. Schéma synthétique de l'évolution spéléogénique de la galerie inférieure de Jeita.	365
Figure 8.36. Sur la paroi sud-est de la galerie de l'entrée, une encoche pariétale témoigne d'un ancien remplissage contemporain du creusement du drain.	358
Figure 8.37. A gauche, on observe que le plancher qui recouvre la terrasse fluviale est interrompu, probablement par la chute des blocs provenant de l'effondrement de la voûte	359
Figure 8.38. La paroi nord de la galerie de l'entrée, couverte de cupules et de vagues d'érosion.	361
Figure 8.40. La séquence inférieure du cône de remplissage.	362
Figure 8.41. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique et sédimentaire du paléo-exutoire de la rivière de Jeita.	364
Figure 8.42. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique complète du réseau de Jeita.	368
Figure 8.42. Schéma synthétique de la reconstitution spéléogénique complète du réseau de Jeita.	369
Figure 9.1. Les différentes étapes de l'évolution du talweg de la vallée du Nahr Antélias.	393
Figure 9.2. L'évolution des grottes Kanaan et d'el Kassarat-Nabay dans le temps géologique : apport des datations U/Th des stalagmites prélevées dans les deux cavités.	382
Figure 9.3. Les différentes phases d'évolution du réseau de Jeita et du talweg de la vallée du Nahr el Kalb.	385
Figure 9.4. Les profils en long de quelques fleuves côtiers du Mont Liban selon M. Ayoubi (1970).	386
Figure 9.6. Les différentes interprétations morphogéniques des profils que peut présenter le talweg d'un fleuve côtier du Mont Liban central.	389
Figure 9.8. Les systèmes fluvial et karstique du Mont Liban central et leur interaction dans le temps géologique.	391
Figure 9.10. La structure de la faille levantine et le coude transpressif libanais	396
Figure 9.11. Un schéma de l'évolution tectonique du bassin levantin et les principaux traits de l'évolution tectonique du Liban.	396
Figure 9.12. A gauche : Le paléo-rivage du Miocène supérieur le long du littoral libanais. A droite : la stratigraphie du Miocène de Nahr el Kalb.	399
Figure 9.13. Les canyons sous-marins creusés dans la plate-forme continentale.	401
Figure 9.14. Identification de la surface d'érosion mio-pliocène de Nahr el Kalb.	402
Figure 9.15. La carte des surfaces d'aplanissements et leurs altitudes.	405

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1. Les principaux types de dépôts détritiques et leur mode de mises en place. 70

Tableau 3.1. Les indices granulométriques et leur signification..... 112

Tableau 3.2. Tableau de synthèse des mesures croisées, leur signification granulométrique et leurs intérêts..... 114

Tableau 5.2. Le débit est calculé en fonction de la surface de chaque section indiquée dans la figure 118..... 193

Tableau 5.3. Une autre valeur de débit est calculée à partir d'une surface de la section de la salle Effondrement I192

Tableau 5.1. La série statistique des 52 coups de gouges mesurés sur la paroi nord-ouest de la salle de Jonction.192

Tableau 5.5. Les analyses granulométriques des deux échantillons détritiques relevées de la salle d'Entrée (KEn-1) et de la salle d'Effondrement II (K-Eff-1) 197

Tableau 5.6. Les analyses spectrocoulométriques et magnétiques effectuées sur les deux échantillons (K-En-1) et (K-Eff-1)Tableau 5.7. Les datations U/Th de K12010 de K22010 (J. Hellstrom, Univ. of Melbourne, Australia)... 206

Tableau 6.1. Les 50 échantillons prélevés ont été pesés avant et après leur tamisage à 800 µm (limite de mesure du granulomètre Laser MasterSizer du Laboratoire EDYTEM –CNRS -5204..... 241

Tableau 6.2. Le tableau suggère les types d'écoulement et le mode de sédimentation liée à l'interprétation granulométrique de chaque échantillon. 247

Tableaux 6.3. Les trois tableaux montrent la population des galets comptés..... 253

Figure 6.30. Les photos des quatre échantillons A31, C14, C11 et F11 observées au microscope avec la lumière polarisante. 255

Tableau 6.4. Taux de CaCO3 dans chaque échantillon..... 256

Tableau 6.5. Evolution des minéraux clairs (C.) et opaques (O.) entre les niveaux inférieur et supérieurs de la séquence. 257

Tableau 6.6. Le nombre de grains (C= Clairs; O= Opaques) comptés en fonction des critères de formes (EM= émoussé; SBEm =Sub-émoussé; Ang =Anguleux; Arr = Arrondi) et de l'état de surface du grain (Pic = Picotés; Pr= Propres; LuisRug= Luisants Rugueux; L=Lisse). 258

Tableau 6.7. Nombre de grains de chaque échantillon en fonction de la taille..... 259

Tableau 6.8. Principaux niveaux sédimentaires identifiés et analysés. 264

Tableau 6.9. Les datations U/Th de Kt12011et de KtE22011 (J. Hellstrom, University of Melbourne, Australia) ... 268

- ANNEXES -

ANNEXE 1

Période géologique	Produits d'Altération/résidus	Minéraux Identifiées	
Pliocène			
Basaltes Pliocène		Augite, magnétite, Ilménite, plagioclase.	
Miocène	Eléments lithiques Rendzine, glauconies Résidu Insoluble : 4.9-12.5%	pyroxène	
Eocène	Eléments lithiques Rendzine, glauconies Résidu Insoluble : 4.9-12.5%		
Crétacé supérieur (Sénonien)	Eléments lithiques Rendzine, glauconies Résidu Insoluble : 4.9-12.5%	Oxydes de phosphore, de Silice, de Sodium, d'aluminium et de fer ; Gallium, Scandium, Nickel, Zinc, Strontium, Thorium, Plomb, Yttrium, Rubidium.	
Crétacé moyen (turonien)	Eléments lithiques Rendzine, glauconies Résidu Insoluble : 4.9-12.5%	Oxydes de Silice, de Sodium et de phosphore; Scandium, Strontium, Uranium, Thorium, Plomb, Yttrium, Rubidium.	
Crétacé moyen (cénomanién)		Oxydes de silice, de magnésium, de fer, de sodium et de manganèse ; Gallium, Scandium, Strontium	
Crétacé Moyen (Albien)		<i>Composants marneux :</i> Rubidium, Gallium, Oxydes de fer, d'aluminium, de potatium.	<i>Composants calcaires :</i> Calcium, Scandium, Gallium, Oxydes de silice, de magnésium, d'aluminium et de potatium.
Crétacé inférieur (Aptien)	Argiles, Pisolithes, Pyrite, Lignite, cinérites,	<i>Composants marneux :</i> Oxydes d'aluminium, de fer, de potatium et de titane, Zircon, Rubidium, Niobium, Gallium, Uranium, Thorium	<i>Composants calcaires :</i> Calcium, Scandium, Uranium, Thorium, Gallium, Oxyde de fer, Yttrium, Niobium. Concentration faible en : Oxydes de silice, de magnésium et de manganèse, Zircon, Strontium, Rubidium, Nickel, Plomb.
Basaltes Aptien/Albien		Hornblende, Zoisite	
Crétacé inférieur (grès de base)	Quartz anguleux à rond Ciment ferrugineux Magnétite Kaolinite Illite (Parfois) Goethite Pisolithes Hématite ou pyrite associé à Lignite	Tourmaline (60%) Zircon (9%) Rutile (9%) Chlorite (9%) Epidote (2%) Reste : Topaze, Anatase, Disthène, biotite, grenat, corindon, Béryl, Cordiérite, Apatite, Andalousite, Fluorite, Breokite, Idocrase, Monazite.	
Basaltes Grès de base		Néphéline, Albite, Analcine, olivine, pyroxène	
Basaltes du Kimmeridjien		Hématite, Cliachite, Biotite, Homblende, Apatite, Iddingsite, olivine, augite	
Jurassique Moyen (Bathonien-Callovien-Bajocien)	Minéraux d'argile Quartz hyalin et laiteux Débris calcaire Goethite, hématite	Scandium, Uranium, Thorium, Gallium, Oxyde de fer, de manganèse et de sodium. Concentration faible en Zircon, Rubidium, Yttrium, Niobium, Plomb.	

Sources: El - Kareh G. (...), Lamouroux M. (1971), Verheye (1972), Tixier B. (1965), Massaad M. (1975), Wakim Sh. (1968), Guerre A. (1967). Nader F. (2000)

ANNEXE 2

Sources : Geze B. 1957 ; Lamouroux M., 1971

	Roches Calcaires			
	S. Rouges	S Jaunes	S bruns	
Minéralogie	Pisolite d'hématite limonite		Limonite (qte importante)	
CaCo3	0 - 6%	3 a 10 %	4 - 10 %	
Fr Grossière		Importante		
Argiles	30 - 50 %	20 - 40 %	30 - 75 %	
Fe2O3	13 - 18%	10 - 13%	12 - 16 %	
AlO3/SiO2	1 - 2	3 - 4.5	1.6 - 2.5	
M. Org.		Acc. Importante	Importante	
C/N			13 - 25	
Résidu	Sables Siliceux			
Teneur Acide phosphorique			Forte	
	Roches gréseuses			
	S. Fauves	S Sableux		
Minéralogie	Quartz- débris de coquilles	Limonites		
CaCo3	3 - 6 %			
Fr Grossière	Importante 60-75%	50 a 80%		
Argiles	10 - 20 %	10 a 30%		
Fe2O3	18 - 24 %			
AlO3/SiO2				
M. Org.		faible		
C/N				
Résidu		Podzols...		
Teneur Acide phosphorique				
	Roches Marneuses			
	S rendzine gris-blanc	S Gris-Noir	S rendzine rouge	S rendzine jaune
Source	Sénonien - éocène inférieur	Calcaires crétacé sup. - éocène	Calcaire Miocène	Calcaire compact (haute montagne)
CaCo3	60 - 80%	13 - 60 %	50 %	20 - 30 %
Fr Grossière				
Argiles	20 %	10 - 30 %	20 - 25 %	12 - 20 %
Fe2O3	< 10 %	10 - 15%		
AlO3/SiO2	2 - 3	1 - 3	2- 5	
M. Org.	Faible	Faible	Faible	Faible
C/N	12-16			
Résidu				
Acide Phosphorique	Forte	Faible	Faible	Forte
	Basaltes	Coluvions-Alluvions	Jurassique Sup-Crétacé Moyen	
	Sol Gris - Brun foncé	Sol Noir Tourbeux	Sol Mélange	
Source	Injectées dans calcaires, marnes, grès		Calcaires marneux et argiles de couches différentes	
CaCo3	1 - 5 %	35 - 87 % variable	30 - 60 %	
Fr Grossière				
Argiles	22 % sur roches 50 % sol entraîne	10 - 20 %		
Fe2O3		18 - 24 %		
AlO3/SiO2		2		
M. Org.	Moyenne	Forte		
C/N	10 - 15	10 - 16		

ANNEXE 3

Minéral	Formule	Masse spécifique magnétique (10^{-6} m ³ kg ⁻¹)
Ferromagnétique		
Fer	α Fe	276000
Cobalt	Co	204000
Nickel	Ni	68850
Ferrimagnétique		
Magnétite	Fe ₂ O ₄	440- 1116
Maghemite	γ Fe ₂ O ₃	290-440
Titanomagnetite	Fe ₂ O ₄ - Fe ₂ TiO ₄	169-290
Titanohematite	Fe ₂ O ₃ - FeTiO ₃	281-315
Pyrrhotite	Fe ₇ S ₈	50-53
Greigite	Fe ₃ S ₄	
Antiferromagnétique		
Hématite	α Fe ₂ O ₃	0.49-1.69
Goethite	α FeOOH	0.35-0.7
Paramagnétique		
Ilménite	FeTiO ₃	1.7-2
Ulvospinel	FeTiO ₄	
Olivine	4[(Mg,Fe) ₂ SiO ₄]	0.01 -1.3
Sidérite	FeCO ₃	1.0
Biotite	Mg,Fe,Al silicate	0.05-0.95
Pyroxène	(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆	0.04-0.94
Chamosite	Chlorite Oxydé	0.9
Nontronite	Argile riche en Fer	0.863
Amphibole	Mg,Fe,Al silicate	0.16-0.69
Epidote	Ca,Fe, Al silicate	0.25-0.31
Pyrite	FeS ₂	0.3
Lepidocrocite	γ FeOOH	0.5-0.69
Prochlorite	Minéral proche du Mica	0.157
Vermiculite	Complexe de Silicate	0.152
Illite	K1Al ₄ (Si,Al) ₈ O ₂ O(OH) ₄	0.15
Bentonite	Complexe de Silicate	0.058
Smectite	Complexe de Silicate	0.027-0.05
Chalcopyrite	CuFeS ₂	0.03
Attapulgite	Complexe de Silicate	0.02
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	0.011
Diamagnétique		
Calcite	CaCO ₃	-0.0048
Alkali-feldspar	Ca,Na,K,Al Silicate	-0.005
Plastic		-0.005
Quartz	SiO ₂	-0.0058
Matière Organique		-0.009
Eau	H ₂ O	-0.009
Halite	NaCl	-0.009
Kaolinite	Al ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	-0.019

Sources : J. Dearing (1994)

ANNEXE 4

Echant.	Profondeur	Mineral Dominant	Surface du grain	Forme et aspect	agrégats	% approx.	Minéraux opaques	Forme et aspect	% approx.
A 21	0.55 m.	Echantillon	argileux, à traiter après diffraction des argiles.						
B 12	0.62 m.	Quartz	Peu rugueuse-Propre	Gr. Grossiers emoussés luisants et gr. fins anguleux	peu de picots Brun/ Noirs sur du Quartz	95	Couleur: Noire.	Grains fins subanguleux	5
C 16	0.62 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr grossiers et fins subanguleux (majorité) Peu de grains grossiers emoussés	peu de picots Brun/ Noirs sur du Quartz	95	Couleur: Noire et brun clair	Grains fins subanguleux	5
A 31	0.75 m.	Quartz	Peu rugueuse-Propre	Gr grossiers et fins subanguleux (majorité). Peu de grains grossiers emoussés	peu de picots Brun/ Noirs sur du Quartz	95	Couleur: Noire et orange	Grains subanguleux. Quelques gr. arrondis	5
C 15	0.85 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr grossiers et fins subanguleux(majorité) Peu de grains grossiers emoussés	peu de picots Brun/ Noirs sur du Quartz	95	Couleur: Noire et brun clair	Grains subarrondis en majorité. Quelques gr. anguleux	5
A 42	0.95 m.		Echantillon argileux, à traiter après diffraction des argiles.						
A 41	1.06 m.	Quartz	Propre	Gr grossiers et fins anguleux (majorité). Peu de grains grossiers emoussés	agrégats de grains anguleux	80	Couleur: Noire.	Grains fins subarrondis et subanguleux	20
B 11	1.15 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr grossiers et fins anguleux (majorité). Peu de grains grossiers emoussés	peu de picots Brun/ Noirs sur du Quartz	80	Couleur: Noire, orange, brun clair et foncé.	Grains arrondis en majorité	20
C 14	1.32 m.	Quartz	Lisse - Propre	Gr. Grossiers et moyens emoussés-luisants (majorité). Gr. fins sub anguleux	peu d'agrégats mais pas mal dans les fentes des gr. de Quartz	90	Couleur: Noire et orange	Grains subarrondis en majorité	10
C 13	1.45 m.	Echantillon	argileux, à traiter après diffraction des argiles.						
C 12	1.65 m.	Quartz	Peu rugueuse-Propre	Gr. Grossiers emoussés, Gr. Moyens et fins subanguleux	peu de picots Brun/ Noire sur du Quartz	85	Couleur: Noire	Grains subarrondis en majorité	15
C 11	1.71 m.	Echantillon	argileux, à traiter après diffraction des argiles.						

N. Galets		A traiter		prochainement					
D 13	2.06 m.	Echantillon	argileux, à traiter après diffraction des argilles.						
D 12	2.15 m.	Quartz	Rugueuse-Tres sale	Gr. Grossiers emoussés/Gr. Moyens subemoussés et gr. fins anguleux	picots brun /Noirs sur du quartz	70	Couleur: Noire et brun foncé	Grains subarrondis et allongés en majorité	30
D 11	2.2 m.	Echantillon	argileux, à traiter après diffraction des argilles.						
D 22	2.6 m.	Quartz	Peu rugueuse-Propre	Gr. Grossiers emoussés/Gr. Moyens subemoussés et gr. fins anguleux	picots brun /Noirs sur du quartz	85	Couleur: Noire	Grains subarrondis et allongés. Quelques gr. anguleux	15
D 21	2.77 m.	Quartz	Rugueuse-Tres sale	Gr. Subanguleux en majorité	picots brun /Noirs sur du quartz + agrégats de grains anguleux	70	Couleur: Noire	Grains subanguleux, quelques grains subarrondis	30
D 32	2.8 m.	Quartz	EGGANTILLON PRELEVEE DE LA MEME COUCHE QUE CELLE DE L'ECHANTILLON D 31						
D 31	3 m.	Quartz	Rugueuse- Tres sale	Gr. Grossiers emoussés/Gr. Moyens subemoussés et gr. fins anguleux	picots brun /Noirs sur du quartz	85	Couleur: Noire et brun foncé	Grains subarrondis et allongés. Quelques gr. anguleux	15
D 41	3.1 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr fins anguleux (grande proportion). Peu de gr. grossiers emoussés	picots brun /Noirs sur du quartz + agrégats de grains anguleux	85	Couleur: Noire et brun foncé	Grains subarrondis en majorité	15
E 12	3.4 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. grossiers subemoussés et Gr. fins anguleux	picots brun /Noirs sur du quartz+ agrégats de grains anguleux	70	Couleur: Noire, rouge et brun foncé	Grains subanguleux	30
E 11	3.4 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr fins anguleux (grande proportion). Peu de grains grossiers emoussés	picots brun /Noirs sur du quartz	80	Couleur: Noire et brun foncé	Grains subanguleux	20

F 11	3.75 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr fins anguleux (grande proportion). Peu de gr. grossiers emoussés	picots brun /Noirs sur du quartz+ agrégats de grains anguleux	70	Couleur : Noire et brun foncé	Grains fins et grossiers anguleux. Quelques arrondis	30
G 13	4 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr fins anguleux (grande proportion). Peu de gr. grossiers emoussés	agrégats de grains anguleux	75	Couleur : Noire et brun foncé	Gains anguleux	25
G 12	4.19 m.	Quartz	Peu rugueuse-Sale	Gr. Grossiers emoussés et Gr. fins subanguleux	picots brun /Noirs sur du quartz	85	Couleur : Noire et brun foncé	Grains de toutes dimensions, subarrondis et subanguleux	15
G 11	4.24 m.	Quartz	Peu rugueuse-Sale	Gr. Grossiers emoussés et Gr. Moyens et fins subarrondis	picots brun /Noirs sur du quartz	85	Couleur : Noire et brun foncé	Grains subarrondis en majorité	15
G 21	4.5 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers arrondis /emoussés et Gr. fins subanguleux	picots brun /Noirs sur du quartz +agrégats de grains anguleux	80	Couleur : Noire et brun foncé	Grains subarrondis en majorité	20
H 14	4.75 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers arrondis /emoussés et Gr. fins subanguleux	picots brun /Noirs sur du quartz	85	Couleur : Noire et brun foncé	Grains arrondis en majorité	15
H 13	4.87 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers, moyens arrondis/emoussés et Gr. fins subanguleux	picots Noirs sur les gr. de quartz	60	Couleur : Noire et brun foncé	Grains subarrondis et quelques gr. allongés	40
H 12	4.9 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers emoussés et Gr. Moyens et fins subarrondis	picots brun sur les gr. de quartz	65	Couleur : Noire et brun clair	Grains subarrondis et quelques gr. allongés	35
H 11	5.13 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers arrondis/emoussés et Gr. moyens, fins subanguleux	picots brun sur les gr. de quartz	85	Couleur : Noire et brun foncé	Grains subarrondis et quelques gr. allongés	15
I 14	6.40 m.	Quartz	Rugueuse-Propre	Gr. Grossiers emoussés et Gr. Moyens subemoussés	picots brun sur les gr. De quartz	75	Couleur : Noire	Grains arrondis en majorité	25

I 13	6.485 m.	Quartz	Peu rugueuse- Propre	Gr. Grossiers emoussés et Gr. Moyens et fins subarrondis	picots brun sur les gr. de quartz	70	Couleur : Noire, brun foncé et brun clair	Grains arrondis en majorité	30
I 12	6.63 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Moyens subemoussés et Gr. fins anguleux (grande proportion)	picots brun sur les gr. de quartz	85	Couleur : Noire et brun foncé	Grains arrondis et anguleux	15
I 11	6.77 m.	Quartz	Rugueuse-Sale	Gr. Grossiers arrondis/emoussés et Gr. moyens, fins subanguleux	picots brun sur les gr. de quartz	80	Couleur : Noire et brun foncé	Grains arrondis et allongés	20
I 22	6.94 m.	Quartz	Peu rugueuse	Gr. Grossiers arrondis et Gr. fins sub-anguleux	picots brun sur les gr. de quartz	65	Couleur : Noire et brun foncé	Grains arrondis	35
I 21	7.03 m.	Quartz	Rugueuse	Gr. Grossiers emoussés	picots brun sur les gr. de quartz	70	Couleur : Noire et rouge	Grains fins arrondis	30

ANNEXE 5

Echantillon C14

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	Total brut
Clairs	12	29	72	31	9	153
Opaques	1	2	10	1	1	15
						168

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	Total brut
Emoussés	0	1	32	27	9	69
Sub-Emoussés	2	12	18	4	0	36
Anguleux	9	16	21	0	0	46
						151

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Arrondis	17	24	20	4	1	66
M. Anguleux	13	11	13	3	1	41
						107

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Picotés/Carrié	0	0	32	25	8	65
M. Colorés	0	1	3	4	0	8
M. Propres	0	0	13	13	2	28
						101

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	Total brut
Lisse luisante	0	0	25	23	8	56
Rugueuse	0	1	25	17	2	45
						101

Echantillon D12

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	4	57	62	21	7	1	152
M. Opaques	4	16	15	4	1	0	40
							192

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0	4	6	4	1	1	16
M. Sub-Emoussés	2	22	26	9	4	0	63
M. Anguleux	2	31	34	7	1	0	75
							154

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	0	31	31	5	0	1	68
M. Anguleux	0	17	13	0	2	0	32
							100

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	1	19	55	11	4	1	91
M. Colorés	0	0	2	3	2	0	7
M. Propres	2	9	6	3	0	0	20
							118

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante	0	1	4	2	0	0	7
Rugueuse	3	27	59	16	5	1	111
							118

Echantillon H12

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	5,00	36,00	66,00	62,00	6,00	0,00	2,00	###
M. Opaques	1,00	10,00	15,00	18,00	3,00	2,00	0,00	49,00
								###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	3,00	11,00	13,00	2,00	0,00	1,00	30,00
M. Sub-Emoussés	0,00	15,00	24,00	22,00	3,00	0,00	1,00	65,00
M. Anguleux	5,00	19,00	31,00	26,00	1,00	0,00	0,00	82,00
								###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	0,00	12,00	23,00	20,00	5,00	2,00	0,00	62,00
M. Anguleux	2,00	12,00	19,00	14,00	2,00	1,00	0,00	50,00
								###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	4,00	24,00	29,00	50,00	10,00	2,00	0,00	###
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	1,00	3,00	5,00	7,00	1,00	0,00	0,00	17,00
								###

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante-lisse	1,00	3,00	4,00	9,00	1,00	1,00	0,00	19,00
Luisante-Rugueuse	4,00	24,00	30,00	46,00	12,00	2,00	0,00	###

Echantillon A31

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	26	119	49	0	0	0	194
M. Opaques	4	11	3	0	0	0	18
							212

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	1	10	13	0	0	0	24
M. Sub-Emoussés	9	66	15	0	0	0	90
M. Anguleux	16	43	21	0	0	0	80
							194

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	54	49	11	1	1	0	116
M. Anguleux	17	23	7	1	0	0	48
							164

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	2	9	2	0	0	0	13
M. Colorés	2	1	0	0	0	0	3
M. Propres	15	69	25	0	0	0	109
							125

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0-0,5	0,5-1	1,0-2,0	2,0-3,0	3,0-4,0	4,0-5,0	Total brut
Luisante	14	67	18	0	0	0	99
Moins luisante	3	15	10	0	0	0	28
							127

Echantillon F11

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	Total brut
M. Clairs	1	45	45	61	15	167
M. Opaques	2	6	20	17	4	49
						216

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	Total brut
M. Emoussés	0	8	8	12	10	38
M. Sub-Emoussés	0	21	22	42	5	90
M. Anguleux	1	16	15	7	0	39
						167

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	Total brut
M. Arrondis	2	17	30	23	9	81
M. Anguleux	2	5	5	6	1	19
						100

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	Total brut
M. Picotés/Carrié	0	16	29	49	15	109
M. Colorés	0	1	6	0	0	7
M. Propres	1	3	5	2	0	11
						127

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	Total brut
Luisante-lisse	0	0	0	5	1	6
Luisantes-Rugueuse	1	20	38	46	13	118
Moins Luisante	0	0	0	0	1	1
						125

Echantillon FD I (Source) Riviere sub a erienne de Fouar Dara

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Clairs	2	33	40	73	24	5	177
M. Opaques	1	7	8	16	1	3	36

213

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Emoussés	0	0	5	11	6	3	25
M. Sub-Emoussé	0	12	20	44	10	1	87
M. Anguleux	2	22	16	18	6	1	65

177

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Arrondis	4	29	11	10	1	3	58
M. Anguleux	6	19	15	11	2	1	54

112

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	Total brut
M. Picotés/Carrié	0	5	12	34	13	2	66
M. Colorés	0	0	1	0	1	0	2
M. Propres	0	0	3	10	13	8	34

102

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	Total brut
Luisantes-Rugu	0	6	19	37	21	1	84
Moins Luisante	0	2	3	10	2	0	17

101

Echantillon FD V Gres de Base Bhannes (Source)

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	30,00	55,00	47,00	40,00	16,00	5,00	0,00	###
M. Opaques	7,00	11,00	14,00	14,00	13,00	3,00	2,00	64,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	0,00	7,00	12,00	11,00	3,00	0,00	33,00
M. Sub-Emoussé	1,00	19,00	17,00	15,00	5,00	1,00	0,00	58,00
M. Anguleux	29,00	36,00	23,00	13,00	0,00	1,00	0,00	###

###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	4,00	16,00	8,00	9,00	2,00	2,00	0,00	41,00
M. Anguleux	3,00	18,00	16,00	18,00	15,00	5,00	1,00	76,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	12,00	26,00	31,00	27,00	9,00	3,00	0,00	###
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	1,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	3,00

###

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante-lisse	0,00	1,00	3,00	4,00	0,00	0,00	0,00	8,00
Luisante-Rugue	13,00	26,00	28,00	24,00	9,00	3,00	0,00	###

Echantillon C12

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	0,00	10,00	67,00	84,00	27,00	3,00	0,00	###
M. Opaques	1,00	2,00	16,00	24,00	3,00	0,00	1,00	47,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	1,00	15,00	17,00	20,00	1,00	0,00	54,00
M. Sub-Emoussé	0,00	7,00	29,00	43,00	12,00	2,00	0,00	93,00
M. Anguleux	0,00	2,00	22,00	24,00	0,00	0,00	0,00	48,00

###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	0,00	3,00	23,00	31,00	3,00	0,00	0,00	60,00
M. Anguleux	0,00	5,00	18,00	21,00	2,00	1,00	0,00	47,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	0,00	7,00	29,00	64,00	22,00	1,00	0,00	###
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	2,00

###

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante-lisse	0,00	1,00	5,00	12,00	28,00	0,00	0,00	46,00
Luisante-Rugue	0,00	5,00	25,00	44,00	4,00	1,00	0,00	79,00

Echantillon FD II Gres de Base blanc

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	4,00	56,00	55,00	57,00	9,00	1,00	1,00	###
M. Opaques	4,00	7,00	3,00	1,00	0,00	0,00	0,00	15,00

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	3,00	9,00	12,00	2,00	0,00	1,00	27,00
M. Sub-Emoussé	0,00	11,00	21,00	25,00	7,00	1,00	0,00	65,00
M. Anguleux	4,00	42,00	25,00	20,00	0,00	0,00	0,00	91,00

###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	15,00	19,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	36,00
M. Anguleux	40,00	33,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	75,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	3,00	21,00	22,00	43,00	10,00	2,00	0,00	###
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	1,00	1,00	3,00	0,00	0,00	0,00	5,00

###

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante-lisse	0,00	1,00	1,00	3,00	0,00	0,00	0,00	5,00
Luisante-Rugue	3,00	21,00	22,00	43,00	10,00	2,00	0,00	###

Echantillon I22

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	2,00	29,00	50,00	71,00	29,00	4,00	0,00	###
M. Opaques	1,00	9,00	12,00	16,00	10,00	3,00	1,00	52,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	4,00	4,00	18,00	15,00	3,00	0,00	44,00
M. Sub-Emoussé	1,00	14,00	31,00	38,00	12,00	2,00	0,00	98,00
M. Anguleux	1,00	11,00	15,00	15,00	2,00	0,00	0,00	44,00

###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	0,00	9,00	12,00	24,00	9,00	4,00	0,00	58,00
M. Anguleux	0,00	10,00	13,00	12,00	8,00	0,00	1,00	44,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Picotés/Carrié	1,00	19,00	20,00	52,00	24,00	4,00	1,00	###
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	1,00	0,00	2,00

###

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
Luisante-lisse	0,00	4,00	1,00	6,00	2,00	1,00	0,00	14,00
Luisante-Rugue	1,00	15,00	19,00	49,00	20,00	4,00	1,00	###

Echantillon C16

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Clairs	1,00	51,00	92,00	58,00	2,00	0,00	0,00	###
M. Opaques	0,00	4,00	6,00	4,00	0,00	0,00	0,00	14,00

###

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Emoussés	0,00	6,00	19,00	16,00	0,00	0,00	0,00	41,00
M. Sub-Emoussé	0,00	22,00	36,00	28,00	2,00	0,00	0,00	88,00
M. Anguleux	1,00	23,00	37,00	15,00	2,00	0,00	0,00	78,00

###

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'�)	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total brut
M. Arrondis	0,00	10,0						

Echantillon FD V Gres de Base Bhannes Pourcentage

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Clairs	0,00	15,54	28,50	24,35	20,73	8,29	2,59	0,00	75,10
M. Opaques	0,00	10,94	17,19	21,88	21,88	20,31	4,69	3,13	24,90

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Emoussés	0,00	0,00	0,00	21,21	36,36	33,33	9,09	0,00	17,10
M. Sub-Emous	0,00	1,72	32,76	29,31	25,86	8,62	1,72	0,00	30,05
M. Anguleux	0,00	28,43	35,29	22,55	12,75	0,00	0,98	0,00	52,85

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Arrondis	0,00	9,76	39,02	19,51	21,95	4,88	4,88	0,00	35,04
M. Anguleux	0,00	3,95	23,68	21,05	23,68	19,74	6,58	1,32	64,96

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Picotés/Car	0,00	11,11	24,07	28,70	25,00	8,33	2,78	0,00	97,30
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	0,00	33,33	0,00	66,67	0,00	0,00	0,00	2,70

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
Luisante-lisse	0,00	0,00	12,50	37,50	50,00	0,00	0,00	0,00	7,21
Luisante-Rugu	0,00	12,62	25,24	27,18	23,30	8,74	2,91	0,00	92,79

Echantillon C12

Pourcentage

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Clairs	0,00	0,00	5,24	35,08	43,98	14,14	1,57	0,00	80,25
M. Opaques	0,00	2,13	4,26	34,04	51,06	6,38	0,00	2,13	19,75

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Emoussés	0,00	0,00	1,85	27,78	31,48	37,04	1,85	0,00	27,69
M. Sub-Emous	0,00	0,00	7,53	31,18	46,24	12,90	2,15	0,00	47,69
M. Anguleux	0,00	0,00	4,17	45,83	50,00	0,00	0,00	0,00	24,62

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Arrondis	0,00	0,00	5,00	38,33	51,67	5,00	0,00	0,00	56,07
M. Anguleux	0,00	0,00	10,64	38,30	44,68	4,26	2,13	0,00	43,93

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Anguleux	0,00	6,10	23,17	37,80	31,71	1,22	0,00	0,00	46,33

Proportion Minéraux opaques

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Arrondis	0,00	0,00	19,35	37,10	32,26	8,06	3,23	0,00	55,36
M. Anguleux	0,00	4,00	24,00	38,00	28,00	4,00	2,00	0,00	44,64

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Picotés/Car	0,00	3,36	20,17	24,37	42,02	8,40	1,68	0,00	87,50
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	5,88	17,65	29,41	41,18	5,88	0,00	0,00	12,50

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
Luisante-lisse	0,00	5,26	15,79	21,05	47,37	5,26	5,26	0,00	13,87
Luisante-Rugu	0,00	3,39	20,34	25,42	38,98	10,17	1,69	0,00	86,13

Echantillon I22

Pourcentage

Proportion Minéraux Opaques/Clairs

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Clairs	0,00	1,08	15,68	27,03	38,38	15,68	2,16	0,00	78,06
M. Opaques	0,00	1,92	17,31	23,08	30,77	19,23	5,77	1,92	21,94

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Emoussés	0,00	0,00	9,09	9,09	40,91	34,09	6,82	0,00	23,66
M. Sub-Emous	0,00	1,02	14,29	31,63	38,78	12,24	2,04	0,00	52,69
M. Anguleux	0,00	2,27	25,00	34,09	34,09	4,55	0,00	0,00	23,66

Proportion Minéraux opaques

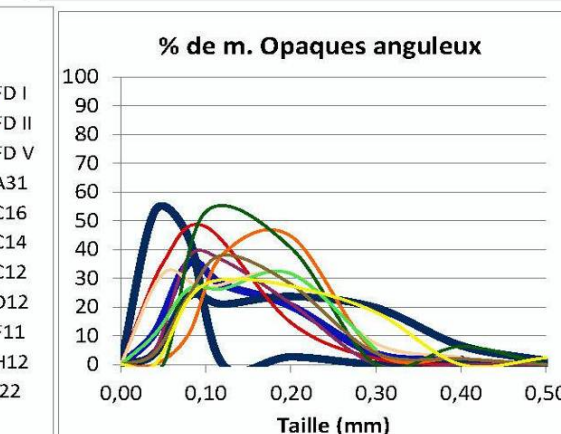
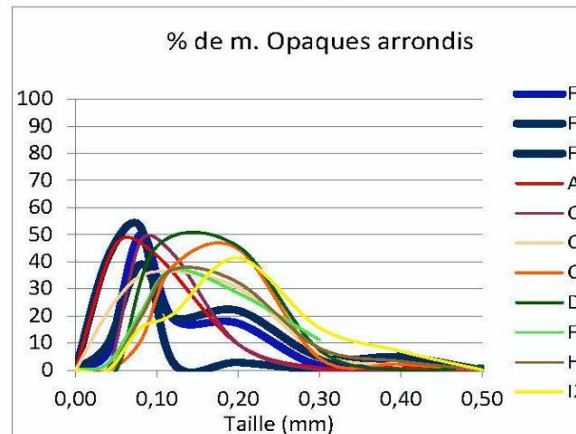
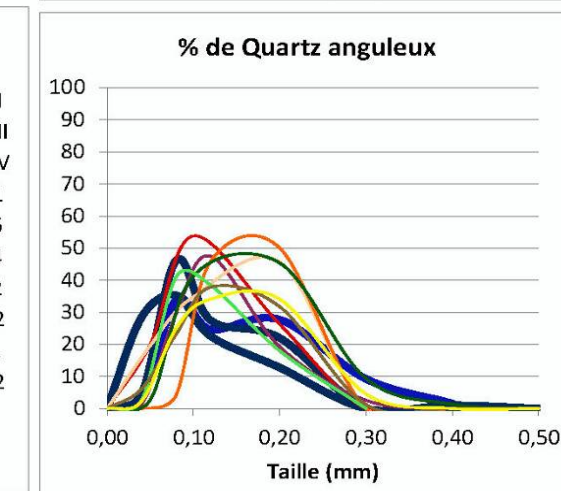
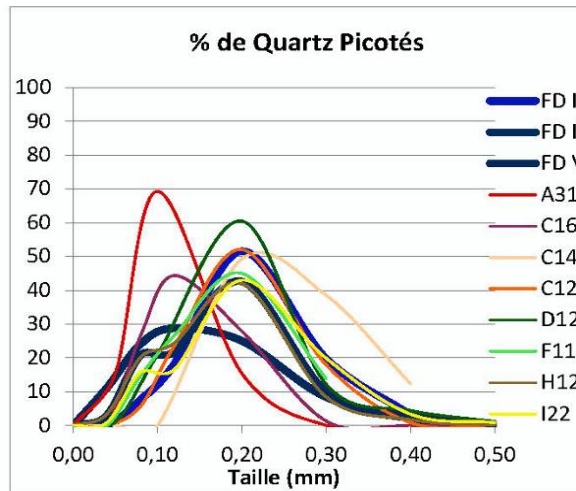
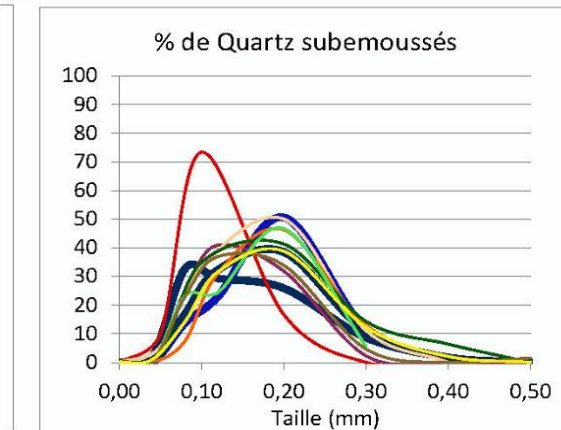
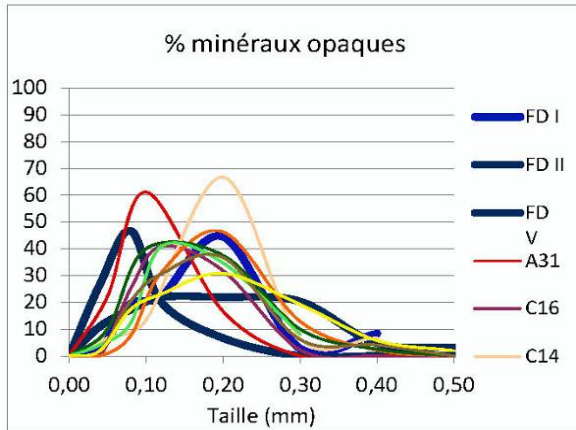
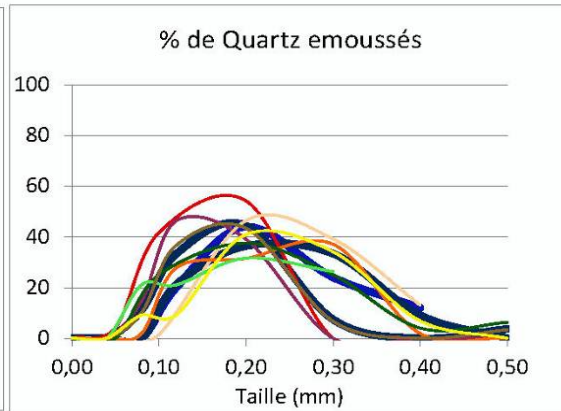
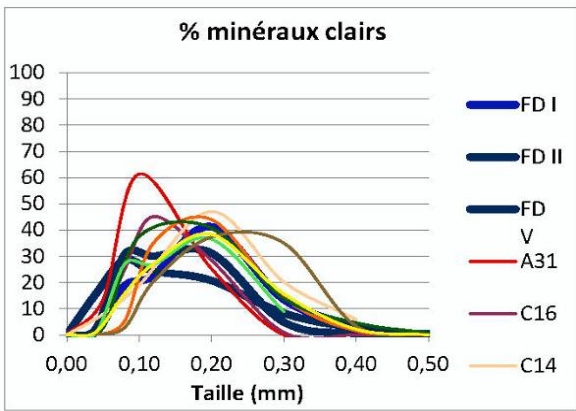
mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Arrondis	0,00	0,00	15,52	20,69	41,38	15,52	6,90	0,00	56,86
M. Anguleux	0,00	0,00	22,73	29,55	27,27	18,18	0,00	2,27	43,14

Proportion de Quartz

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
M. Picotés/Car	0,00	0,83	15,70	16,53	42,98	19,83	3,31	0,83	98,37
M. Colorés	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M. Propres	0,00	0,00	0,00	0,00	50,00	0,00	50,00	0,00	1,63

Proportion de Quartz à surface

mm (Jusqu'à)	0,00	0,04	0,08	0,12	0,20	0,30	0,40	0,50	Total %
Luisante-lisse	0,00	0,00	28,57	7,14	42,86	14,29	7,14	0,00	11,38
Luisante-Rugu	0,00	0,92	13,76	17,43	44,95	18,35	3,67	0,92	88,62



ANNEXE 6

N° Ech.	Taille (mm)	Long.	Larg.	Epaiss.	R(1s)	R(2s)	lithologi	Appl.	Em(R1s)	Em(R2s)	Long.O.Cr
51	60	51	34,5	26	5,5	2	Calcaire	1,64	0,21569	0,07843	51
17	60	52	45	39,5	14,5	8	Gres	1,23	0,55769	0,30769	52
39	60	52	43	29	5,5	2	Gres	1,64	0,21154	0,07692	52
65	60	52	45	28,5	15	10	Calcaire	1,70	0,57692	0,38462	52
66	60	52	39,5	18,5	9	0	Gres	2,47	0,34615	0	52
61	60	54	42	17	10	7,5	Gres	2,82	0,37037	0,27778	54
37	60	55	37,5	27,5	16	6	Gres	1,68	0,58182	0,21818	55
21	60	56	51	48,5	17	10	Calcaire	1,10	0,60714	0,35714	56
23	60	56	44,5	31,5	11	11	Gres	1,60	0,39286	0,39286	56
31	60	57,5	34	16	19	9	Gres	2,86	0,66087	0,31304	57,5
16	60	59	47	34,5	15,5	13	Calcaire	1,54	0,52542	0,44068	59
24	60	59	44	33	15	9,5	Gres	1,56	0,50847	0,32203	59
53	60	59	53,5	27,5	6,5	3,6	Gres	2,05	0,22034	0,12203	59
72	60	59	24	13	10,5	5	Calcaire	3,19	0,35593	0,16949	59
18	70	61	45	27	17	4	Calcaire	1,96	0,55738	0,13115	61
36	70	61	45,5	37,5	6,2	4,2	Gres	1,42	0,20328	0,1377	61
28	70	61,5	50	21,5	11	7	Gres	2,59	0,35772	0,22764	61,5
33	70	61,5	46	34,5	18	0	Calcaire	1,56	0,58537	0	61,5
42	70	62	47	18	16,2	7,5	Gres	3,03	0,52258	0,24194	62
20	70	64	50	42,5	13,5	10,2	Gres	1,34	0,42188	0,31875	64
27	70	65	44,5	43	9	7	Calcaire	1,27	0,27692	0,21538	65
45	70	65	34	30	7	0	Gres	1,65	0,21538	0	65
15	70	66	51	37,5	23	9,5	Gres	1,56	0,69697	0,28788	66
22	70	66	43,5	35,5	11	8	Gres	1,54	0,33333	0,24242	66
63	70	66	48	22,5	7	5	Gres	2,53	0,21212	0,15152	66
34	70	68	52	41,5	8	3,5	Gres	1,45	0,23529	0,10294	68
43	70	69	44,5	22	13,5	8	Gres	2,58	0,3913	0,23188	69
50	80	76	45	25,5	8,5	6	Gres	2,37	0,22368	0,15789	76
19	80	79	63	31,5	17	0	Calcaire	2,25	0,43038	0	79
8	80	80	48	46	20,5	10,5	Gres	1,39	0,5125	0,2625	80
11	90	83	75	53,5	28,5	20	Gres	1,48	0,68675	0,48193	83
2	90	89	79	74	13	14	Gres	1,14	0,29213	0,31461	89
10	90	90	47	49	16	10	Gres	1,40	0,35556	0,22222	90
100	110	101	18	9	5,5	3	Calcaire	6,61	0,10891	0,05941	101
9	110	106	76	36	35,5	20,5	Gres	2,53	0,66981	0,38679	106
6	110	107	97	65	41,5	18,5	Calcaire	1,57	0,7757	0,34579	107
7	140	132	80	46	18	17,5	gres	2,30	0,27273	0,26515	132
5	160	158	64	39	24,5	9,8	calcite	2,85	0,31013	0,12405	158
1	220	218	140	120	18	23,5	Calcaire	1,49	0,16514	0,2156	218

N° Ech.	Larg.O.Cr	Epaiss.O.Cr	R(1s)O.Cr	R(2s)O.Cr	Appl.O.Cr	Em(R1s)O.cr	Em(R2s)O.Cr.
102	11	5	1,5	0	1,103093	0,108910891	0
101	14	6	2,8	0	1,135135	0,125	0
94	14	6,5	3	0	1,227848	0,136363636	0
95	15	6,5	3,2	0	1,256757	0,165137615	0
87	16	8	4	0	1,273256	0,175824176	0
97	16	8	4	0	1,323529	0,203278689	0
85	17	8	4	0	1,341176	0,211538462	0
98	17	9	4,2	0	1,354839	0,212121212	0
86	17	9	4,2	1,2	1,382353	0,215384615	0
91	18	9	4,5	1,7	1,391304	0,215686275	0
99	18,5	9	5	1,8	1,397959	0,220338983	0
70	18,5	10	5	2	1,418919	0,221276596	0,059405941
84	18,5	10	5	2	1,42	0,223684211	0,076923077
41	18,5	10	5	2	1,421569	0,227272727	0,078431373
48	19	10	5	2	1,432432	0,235294118	0,080952381
83	19	10	5	2	1,432432	0,238095238	0,083333333
90	19,5	10,5	5,2	2,8	1,444444	0,241758242	0,102941176
12	20	10,5	5,2	3	1,445783	0,254545455	0,109090909
89	20	11	5,5	3	1,467742	0,255319149	0,114285714
96	20,5	11	5,5	3	1,469388	0,26	0,122033898
80	20,5	11,5	5,5	3	1,476636	0,272727273	0,124050633
30	21	11,5	5,5	3	1,491071	0,275862069	0,130612245
78	22	12	5,5	3	1,491667	0,276923077	0,131147541
88	22	12	5,5	3,2	1,52381	0,285714286	0,133333333
77	22	12	5,7	3,2	1,53125	0,291666667	0,137704918
93	23	13	6	3,2	1,536232	0,292134831	0,14
79	23	13	6	3,5	1,54	0,292134831	0,151515152
74	23,5	15	6	3,5	1,542254	0,295652174	0,153846154
75	24	15,5	6	3,5	1,557971	0,297029703	0,157894737
47	24	15,5	6	3,5	1,56	0,298507463	0,158415842
92	24	15,5	6	3,8	1,560606	0,3	0,16
64	25	16	6	3,8	1,569231	0,310126582	0,16091954
76	25,5	16	6	4	1,595238	0,31372549	0,163636364
68	25,5	16	6,2	4	1,637931	0,323529412	0,166666667
82	25,5	17	6,5	4	1,644231	0,333333333	0,169491525
60	26	17	6,5	4	1,646341	0,342857143	0,175824176
73	27	17	6,5	4	1,65	0,342857143	0,178723404
81	29	17	6,5	4,2	1,680851	0,345945946	0,196078431
52	29,5	17,5	6,8	4,5	1,681818	0,346153846	0,2
32	30,5	17,5	6,8	4,5	1,683673	0,355555556	0,2
4	31,5	18	7	4,8	1,690476	0,355932203	0,204255319
26	33,5	18,5	7	4,9	1,7	0,357723577	0,204545455
69	33,5	18,5	7	5	1,701754	0,367346939	0,205882353
25	33,5	18,5	7	5	1,711538	0,37037037	0,215384615
55	33,5	18,5	7,5	5	1,758065	0,377777778	0,21559633
71	34	18,5	7,5	5	1,805556	0,390243902	0,216216216
46	34	19	8	5	1,8125	0,391304348	0,218181818
56	34	19	8	5	1,8125	0,392857143	0,218181818
57	34	19	8	5	1,813953	0,4	0,22
59	34,5	19	8	5	1,85	0,408163265	0,222222222
62	34,5	19	8,2	5,2	1,866667	0,413793103	0,222222222
40	34,5	19,5	8,5	5,5	1,875	0,41509434	0,227642276
44	35	20	8,5	5,5	1,887755	0,42	0,231884058
54	35	20,5	9	5,5	1,895833	0,421875	0,23880597
58	36	20,5	9	6	1,952381	0,430379747	0,241935484
38	36,5	20,5	9	6	1,962963	0,436781609	0,242424242
67	37	21	9	6	1,97561	0,438709677	0,242424242
3	37	21	9,5	6	1,978261	0,43902439	0,244705882
35	37,5	21,5	10	6	1,985714	0,444444444	0,24691358
14	38,5	21,5	10	7	2	0,453333333	0,247191011
29	39	22	10	7	2,0375	0,454545455	0,258064516

N° Ech.	Larg.O.Cr	Epaiss.O.Cr	R(1s)O.Cr	R(2s)O.Cr	Appl.O.Cr	Em(R1s)O.cr	Em(R2s)O.Cr.
51	39	22,5	10,2	7,5	2,045455	0,470588235	0,260869565
17	39,5	23,5	10,5	7,5	2,054054	0,47311828	0,2625
39	39,5	24,5	11	8	2,065789	0,48	0,265151515
65	42	24,5	11	8	2,15625	0,48	0,272727273
66	42	24,5	11	8,5	2,179487	0,481481481	0,275862069
61	43	25	11	9	2,184211	0,494117647	0,277777778
37	43,5	25,5	11	9	2,25	0,5	0,285714286
21	44	25,5	11,5	10	2,253968	0,505050505	0,285714286
23	44	26	11,5	10	2,256098	0,508474576	0,287878788
31	44,5	27	12	11	2,263158	0,510638298	0,292682927
16	44,5	27	12	13	2,277778	0,5125	0,298039216
24	44,5	27,5	12,5	9,5	2,304348	0,52	0,3
53	45	27,5	13	3,6	2,328571	0,522580645	0,307692308
72	45	28	13,5	5	2,338235	0,525423729	0,313043478
18	45	28,5	13,5	4	2,342105	0,557377049	0,314606742
36	45	29	14	4,2	2,342105	0,557692308	0,31875
28	45,5	30	14,5	7	2,35	0,56097561	0,322033898
33	45,5	31,5	15	0	2,372549	0,571428571	0,329411765
42	46	31,5	15	7,5	2,472973	0,571428571	0,333333333
20	47	33	15	10,2	2,527778	0,576923077	0,341463415
27	47	34,5	15	7	2,533333	0,581818182	0,345794393
45	47	34,5	15,5	0	2,541667	0,585365854	0,357142857
15	48	35,5	16	9,5	2,579545	0,585365854	0,357142857
22	48	37	16	8	2,586957	0,596363636	0,36
63	49,5	37,5	16,2	5	2,593023	0,6	0,361702128
34	50	37,5	17	3,5	2,642857	0,605263158	0,37037037
43	50	39	17	8	2,823529	0,607142857	0,37037037
50	51	39,5	17	6	2,846154	0,660869565	0,384615385
19	51	41,5	18	0	2,859375	0,666666667	0,386792453
8	52	42,5	18	10,5	2,923077	0,669811321	0,387096774
11	53,5	43	18	20	3,027778	0,677966102	0,38961039
2	63	46	19	14	3,192308	0,686746988	0,392857143
10	64	46	20,5	10	3,730769	0,691358025	0,4
100	75	48,5	23	3	3,875	0,696969697	0,4
9	76	49	24,5	20,5	3,958333	0,705882353	0,406779661
6	79	53,5	28,5	18,5	4,194444	0,775700935	0,440677966
7	80	65	35,5	17,5	4,55	0,810810811	0,444444444
5	97	74	41,5	9,8	4,568182	0,816326531	0,481927711
1	140	120		23,5	6,611111	0,844444444	0,653061224

ANNEXE 7

N°(XD)	YD	ZD	XF	YF	ZF	Dist. Horiz.	Dist.Tot. (m)	Pente	V (cm/s)	V. (m/s)	F.Sin
1	-3,633	-19,997	-2,5713	-3,643	-19,797	-2,533	0,200432	0,2039733	10,69	12,2565	0,12256506
2	-3,647	-19,788	-2,542	-3,591	-19,543	-2,471	0,250723	0,2605355	15,77	9,59562	0,09595621
3	-3,612	-19,625	-2,6739	-3,615	-19,383	-2,657	0,241294	0,2418669	3,945	10,3363	0,10336264
4	-3,591	-19,535	-2,4965	-3,48	-19,261	-2,453	0,295483	0,2986823	8,394	8,3701	0,08370099
5	-3,482	-19,267	-2,4245	-3,362	-19,006	-2,392	0,287519	0,2893741	6,491	8,63934	0,08639337
6	-3,621	-19,388	-2,6724	-3,593	-19,154	-2,664	0,235115	0,2352559	1,983	10,6267	0,10626725
7	-3,742	-20,347	-2,981	-3,706	-20,217	-2,973	0,134743	0,1349877	3,448	18,5202	0,18520204
8	-3,698	-20,096	-2,9152	-3,711	-19,906	-2,876	0,190695	0,1946135	11,52	12,846	0,12845975
9	-3,67	-19,946	-2,7312	-3,636	-19,698	-2,729	0,25072	0,2507337	0,606	9,97074	0,0997074
10	-3,722	-19,816	-2,9501	-3,703	-19,659	-2,922	0,158628	0,1611019	10,05	15,5181	0,1551813
11	-3,697	-19,639	-2,902	-3,643	-19,511	-2,887	0,138781	0,1396082	6,239	17,9073	0,17907259
12	-3,605	-19,376	-2,9008	-3,606	-19,222	-2,869	0,153677	0,1569787	11,77	15,9257	0,1592573
13	-3,604	-19,163	-2,6904	-3,617	-18,941	-2,677	0,22259	0,2229686	3,341	11,2123	0,11212341
14	-3,336	-18,937	-2,4438	-3,262	-18,738	-2,38	0,211971	0,221226	16,63	11,3007	0,1130066
15	-3,357	-19,049	-2,349	-3,26	-18,899	-2,322	0,178007	0,1800787	8,7	13,8828	0,13882815
16	-3,224	-18,689	-2,3466	-3,101	-18,44	-2,326	0,277161	0,2779371	4,283	8,99484	0,08994839
17	-3,111	-18,437	-2,3545	-3,068	-18,182	-2,274	0,258929	0,2711007	17,23	9,22166	0,09221665
18	-3,201	-18,058	-2,4847	-3,205	-17,837	-2,447	0,220766	0,2239566	9,684	11,1629	0,11162876
19	-3,205	-17,971	-2,5537	-3,183	-17,802	-2,518	0,170779	0,1745402	11,92	14,3233	0,14323347
20	-3,216	-17,823	-2,3274	-3,179	-17,57	-2,3	0,255312	0,2567736	6,117	9,7362	0,09736202
21	-3,155	-17,759	-2,1976	-3,079	-17,493	-2,159	0,276675	0,2793965	8,004	8,94786	0,08947858
22	-2,993	-17,542	-2,0252	-2,956	-17,381	-2,041	0,165712	0,1664471	-5,39	15,0198	0,15019784
23	-2,942	-17,38	-2,0169	-2,946	-17,273	-2,02	0,107615	0,1076479	-1,42	23,2239	0,23223864
24	-2,993	-17,299	-2,0876	-2,873	-17,129	-2,033	0,208055	0,2150667	14,67	11,6243	0,11624302
25	-3,161	-17,492	-2,2903	-3,121	-17,336	-2,267	0,161967	0,1636082	8,122	15,2804	0,15280405
26	-3,457	-18,709	-2,6072	-3,38	-18,517	-2,561	0,206652	0,2116633	12,49	11,8112	0,11811212
27	-3,717	-19,635	-3,0851	-3,686	-19,48	-3,065	0,157509	0,1588352	7,408	15,7396	0,15739584
28	-3,679	-18,979	-3,0942	-3,673	-18,768	-3,054	0,210876	0,214709	10,84	11,6437	0,11643666
29	-3,663	-18,79	-3,0465	-3,538	-18,585	-3,036	0,240653	0,2408751	2,459	10,3788	0,10378825
30	-2,967	-17,085	-2,1387	-2,912	-16,923	-2,149	0,170972	0,1713056	-3,58	14,5938	0,14593802
31	-3,053	-17,149	-2,2584	-2,946	-16,941	-2,266	0,233473	0,2336009	-1,9	10,702	0,10702016
32	-3,057	-17,816	-2,0368	-3,02	-17,616	-2,021	0,203632	0,2042575	4,486	12,2395	0,12239455
33	-2,888	-17,101	-2,0641	-2,801	-16,947	-2,026	0,176442	0,180493	12,16	13,851	0,13850952
34	-2,78	-16,681	-2,1274	-2,687	-16,522	-2,122	0,183474	0,1835593	1,752	13,6196	0,13619574
35	-2,944	-16,951	-2,2068	-2,844	-16,734	-2,175	0,238592	0,2407216	7,626	10,3854	0,10385441
36	-2,924	-16,851	-2,4291	-2,823	-16,681	-2,43	0,198572	0,198574	-0,23	12,5898	0,12589767
37	-2,752	-16,473	-2,5106	-2,731	-16,32	-2,465	0,15436	0,1608313	16,31	15,5442	0,15544241
38	-2,696	-16,438	-2,3922	-2,684	-16,333	-2,362	0,106244	0,1105258	16	22,6191	0,22619149
39	-2,646	-16,355	-2,2781	-2,619	-16,262	-2,263	0,097011	0,0981853	8,872	25,462	0,25462048
40	-2,579	-16,198	-2,1803	-2,545	-16,001	-2,161	0,200026	0,2009707	5,558	12,4396	0,12439626
41	-2,667	-16,09	-2,3372	-2,58	-15,877	-2,287	0,229367	0,2347972	12,35	10,6475	0,10647488
42	-2,575	-15,891	-2,2593	-2,477	-15,715	-2,217	0,201575	0,2059354	11,81	12,1397	0,12139732
43	-2,29	-15,935	-2,0654	-2,139	-15,774	-1,976	0,220878	0,238168	21,97	10,4968	0,10496794
44	-2,756	-15,954	-2,5043	-2,675	-15,734	-2,399	0,234841	0,2574492	24,19	9,71065	0,09710654
45	-2,657	-15,733	-2,3827	-2,493	-15,564	-2,315	0,235236	0,2447005	15,99	10,2166	0,10216572
46	-2,662	-15,614	-2,3971	-2,538	-15,439	-2,33	0,214795	0,2250636	17,37	11,108	0,11107973
47	-2,524	-15,021	-2,3699	-2,53	-14,764	-2,337	0,256438	0,2585279	7,29	9,67014	0,09670136
48	-2,614	-15,005	-2,5665	-2,608	-14,868	-2,514	0,137735	0,1473907	20,85	16,9617	0,16961721
49	-2,616	-14,858	-2,5326	-2,531	-14,662	-2,497	0,212999	0,2159968	9,557	11,5742	0,11574244
50	-2,552	-14,752	-2,3609	-2,554	-14,429	-2,283	0,323151	0,3324211	13,56	7,52058	0,07520582
51	-2,547	-14,432	-2,2694	-2,486	-14,192	-2,232	0,24824	0,2510613	8,597	9,95773	0,09957729
52	-2,49	-14,184	-2,2382	-2,417	-13,936	-2,231	0,259309	0,2593979	1,503	9,6377	0,09637702
							D. Horiz.	D.Tot (m)	Pente	V (cm/s)	V (m/s)
Moyenn							0,21	0,21	8,81	12,65	0,13
Ecart Ty							0,05	0,05	6,54	3,77	0,04
coef var							24,04	24,05	74,21	29,82	29,82
Minimum							0,10	0,10	-5,39	7,52	0,08
Maximu							0,32	0,33	24,19	25,46	0,25
Surface	Lx l (m)	Surface (m2)	Debit (l/s)	Debit o. gr.							
Surface	10 x 0.86	8,6	1,088	1 a 3 m3/s							
Surface	5 x 0.46	2,3	0,291	200 a 600 l/s							
Surface	4.6 x 0.6	2,76	0,349	300 a 900 l/s							

ANNEXE 8

PRELEVEMENTS DES CONCRETIONS DANS LA GROTTE DE JEITA

Fiche descriptive I

Nom prélèvement : JER12011

Lieu de prélèvement : Eboulis de la rivière souterraine.

Objectif : Dater la phase après la mise en place du plancher de part et d'autre de la rivière souterraine.

Description : la stalagmite fait 34 cm de longueur et 12 cm de largeur. Elle pousse sur le plancher stalagmitique et elle serait alimentée par des stalactites alignées sur une fissure au niveau d'un plafond effondré. La section montre que la stalagmite est localisée sous le plafond effondré. En effet le choix était tombé sur cette concrétion vue son état (la moins altérée et la moins translaturée) parmi le lot de concrétions présentes. La translation de la stalagmite JER12011 peut être due au déplacement de l'alimentation au niveau de la fissure. L'observation de la forme nous amène à penser à la possibilité que l'échantillon soit constitué d'une stalagmite translaturée ou pas et d'une autre pousse qui est venue s'ajouter à l'ancienne pousse.

Le contexte de la stalagmite nous pousse à émettre plusieurs hypothèses de reconstitution : l'effondrement de la dalle rocheuse d'un plafond est-il antérieur à la pousse de la stalagmite ou postérieur à celle-ci? Les indices géomorphologiques sur le terrain montre la présence de stalactites au niveau du plafond effondré et alignées sur le même axe de translation de la stalagmite. De plus, des stalagmites cassées et prises dans le plancher actuel, ont été repérées. Ceci nous pousse à pencher vers un scénario d'effondrement antérieur à la pousse. Cependant, la présence de blocs effondrés autour de la stalagmite et sur le plancher sur lequel pousse la concrétion nous permet d'évoquer un scénario d'effondrement post- concrétionnement. Faudra-t-il envisager plusieurs phases d'effondrement qui auront été masquées par d'anciennes coulées et a continué après la coulée actuelle? Faudra-t-il observer de plus près la forme de la stalagmite qui peut nous donner des indices sur la translation mais surtout des indices de cassure probable (par impact de blocs) de la concrétion?

Prélèvement : la stalagmite a été prélevée avec sa base (bout du plancher)

Photos et croquis sur mesure :

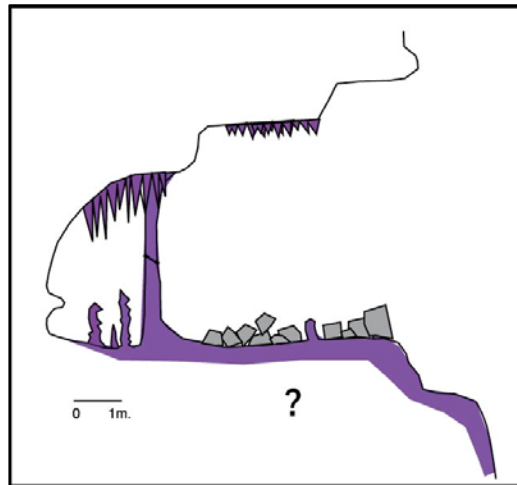


Figure 1 : Croquis sur mesure de l'emplacement de la stalagmite JER12011. La photo à gauche montre une vue d'ensemble du site (Cliché B. GEDEON)

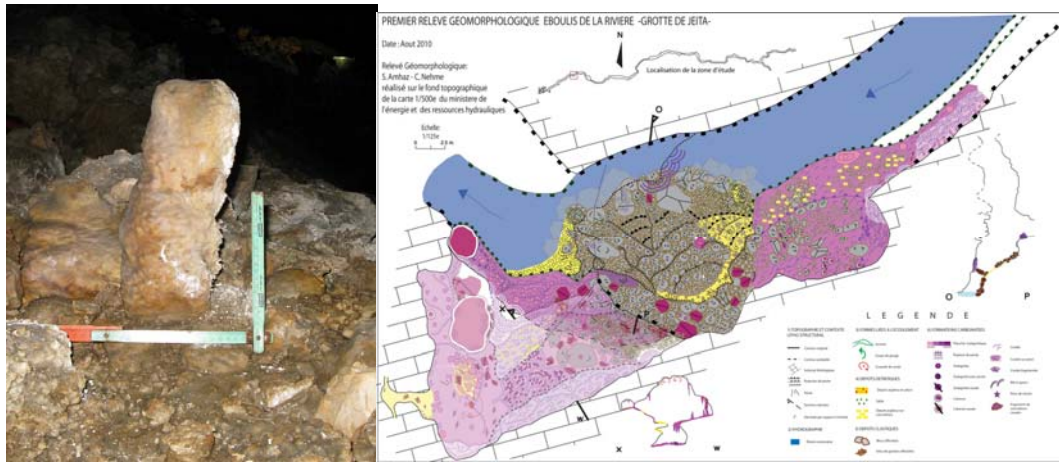


Figure 2 : Extrait de la carte géomorphologique du secteur d'étude. La photo montre la stalagmite JER12011 avant son prélèvement (Cliché M. Mawla).



Figure 3: Stalagmite JER12011 vue dans son axe translaté (Photo à gauche). La photo à droite montre la stalagmite JER12011 vue dans son axe droit (C. Nehmé).

Prélèvement de l'échantillon JER12011 (Masse : 12,4 g)



Figure 4 : l'emplacement de la calcite prélevée de la stalagmite JER12011

Contexte de prélèvement : l'échantillon de calcite a été pris de la stalagmite JER12011 situé sur un des planchers érodés par la rivière souterraine. La stalagmite a été prélevée avec un bout du plancher. Cependant, le bout de plancher prélevé n'est que la partie supérieure de ce qui pourrait être une longue phase de concrétionnement du plancher. La calcite propre et nette a été prise de la base.

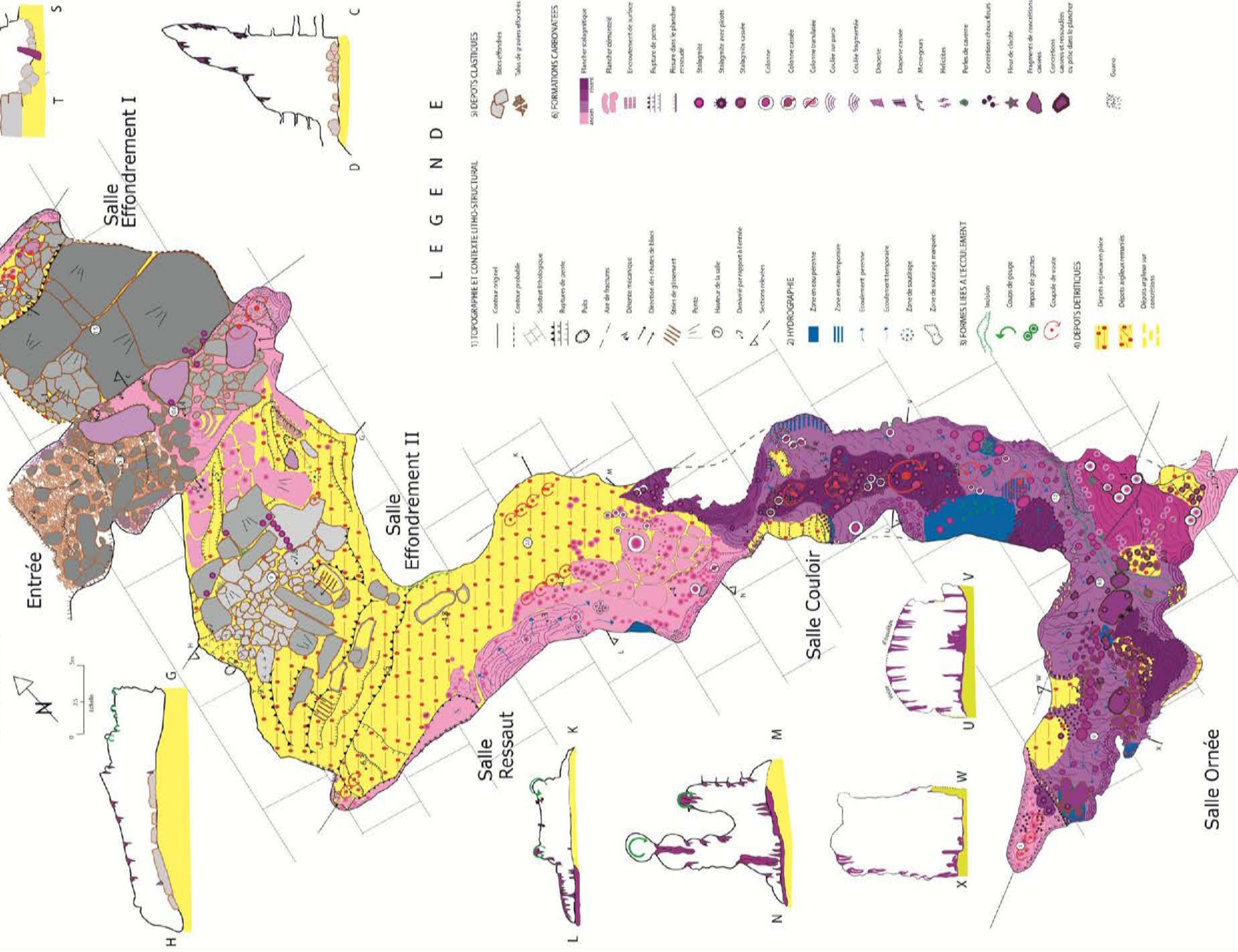
Objectif : caler la phase du concrétionnement dans la galerie de la rivière souterraine de Jeita, permettant ainsi de situer la phase de concrétionnement dans l'histoire de la cavité.

CARTE GEOMORPHOLOGIQUE GROTTE KANAAN - METN - LIBAN

AUTEURS : C. BÉRYNE ; B. LABROUF-GEZDAN ; P.-C. GÉPARD ; J.-J. DESLAINOIX



INFOGRAPHIE : DÉCEMBRE 2007 - MARS 2010
CAMPAIGNE DE RELEVÉ GEOMORPHOLOGIQUE :
AOÛT-DÉCEMBRE 2007 ET MARS 2010

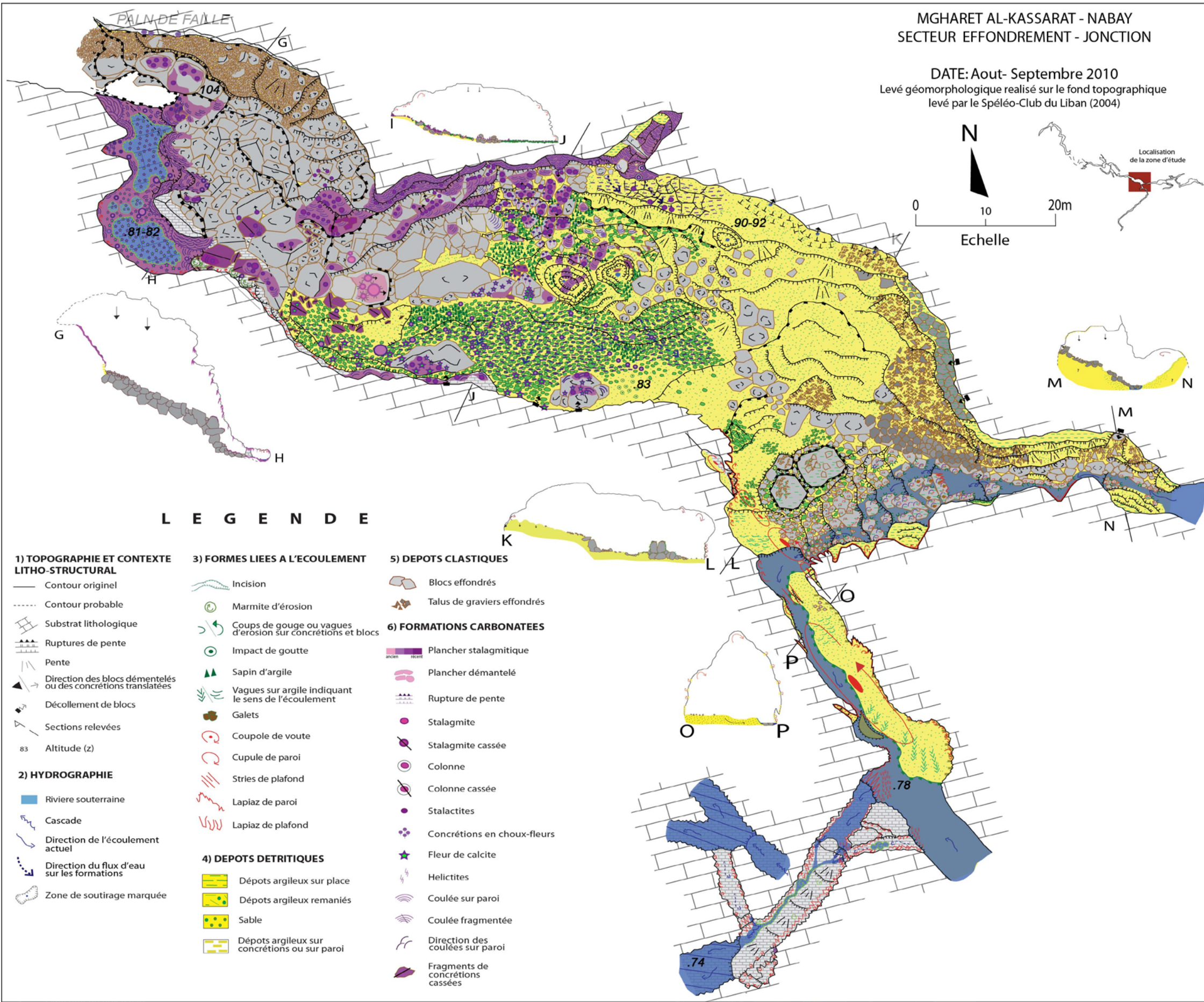
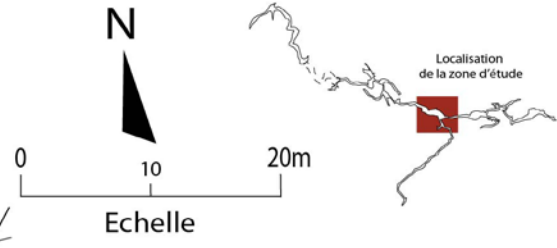


LEGENDE

- 1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL
 - Contour original
 - Contour probable
 - Substrat lithologique
 - Rapures de pente
 - Puits
 - Axe de fractures
 - Dévers micantique
 - Déverses des chûnes de blocs
 - Sens de glissement
 - Points
 - Hauteur de la salle
 - Dénivelé par rapport à l'entrée
 - Sections rebouchées
- 2) HYDROGRAPHIE
 - Zone en eau pérenne
 - Zone en eau temporaire
 - Écoulement pérenne
 - Écoulement temporaire
 - Zone de soutirage
 - Zone de soutirage marquée
- 3) FORMES LIÉES À L'ÉCOULEMENT
 - Inclination
 - Cours de gouge
 - Impact de gouttes
 - Gouge de route
- 4) DEPOTS DETRITIQUES
 - Dépôts argileux en place
 - Dépôts argileux remaniés
 - Dépôts argileux sur concrétions
- 5) DEPOTS CLASTIQUES
 - Blocs effondrés
 - Talus de graviers effondrés
- 6) FORMATIONS CARBONATÉES
 - Plancher stalagmitique
 - Plancher concrétisé
 - Encroûtement de surface
 - Figures de pente
 - Rifure dans le plancher ressauté
 - Stalagmite
 - Stalagmite avec pilots
 - Stalagmite cavée
 - Colonne
 - Colonne casée
 - Colonne tuméfiée
 - Couleur sur paroi
 - Couleur fragmentée
 - Dipocrite
 - Dipocrite cavée
 - Microgouge
 - Héliolite
 - Perles de cavene
 - Concrétions choux-fleurs
 - Heur de chute
 - Fragmente de concrétions caillées
 - Concrétions caillées et ressautes en prise dans le plancher
 - Guano

MGHARET AL-KASSARAT - NABAY
SECTEUR EFFONDREMENT - JONCTION

DATE: Aout- Septembre 2010
Levé géomorphologique réalisé sur le fond topographique
levé par le Spéléo-Club du Liban (2004)



L E G E N D E

1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL

- Contour originel
- - - - Contour probable
- ▨ Substrat lithologique
- ▧ Ruptures de pente
- ▩ Pente
- ▴ Direction des blocs démantelés ou des concrétions translitées
- ◆ Décollement de blocs
- ▾ Sections relevées
- 83 Altitude (z)

2) HYDROGRAPHIE

- ▬ Rivière souterraine
- ▬ Cascade
- ▬ Direction de l'écoulement actuel
- ▬ Direction du flux d'eau sur les formations
- ▭ Zone de soutirage marquée

3) FORMES LIEES A L'ECOULEMENT

- ▬ Incision
- ⊙ Marmite d'érosion
- ▬ Coups de gouge ou vagues d'érosion sur concrétions et blocs
- ⊙ Impact de goutte
- ▲ Sapin d'argile
- ▬ Vagues sur argile indiquant le sens de l'écoulement
- ◆ Galets
- ⊙ Coupole de voute
- ⊙ Cupule de paroi
- ▬ Stries de plafond
- ▬ Lapiaz de paroi
- ▬ Lapiaz de plafond

4) DEPOTS DETRITIQUES

- ▬ Dépôts argileux sur place
- ▬ Dépôts argileux remaniés
- ▬ Sable
- ▬ Dépôts argileux sur concrétions ou sur paroi

5) DEPOTS CLASTIQUES

- ▬ Blocs effondrés
- ▬ Talus de graviers effondrés

6) FORMATIONS CARBONATEES

- ▬ Plancher stalagmitique
- ▬ Plancher démantelé
- ▬ Rupture de pente
- Stalagmite
- Stalagmite cassée
- Colonne
- Colonne cassée
- Stalactites
- ★ Fleur de calcite
- ▬ Helictites
- ▬ Coulée sur paroi
- ▬ Coulée fragmentée
- ▬ Direction des coulées sur paroi
- ▬ Fragments de concrétions cassées

Carte géomorphologique du secteur Jonction-Effondrement et sa légende morphologique effectuée à la base du levé de terrain et de travaux antérieurs (Delannoy J.J., 1982, 2001; Sadier B., 2003; Perroux A.-S., 2005; Noury M, 2005; Jaillet S et al., 2007; Nehme et al., 2009; Thomas M., 2010)

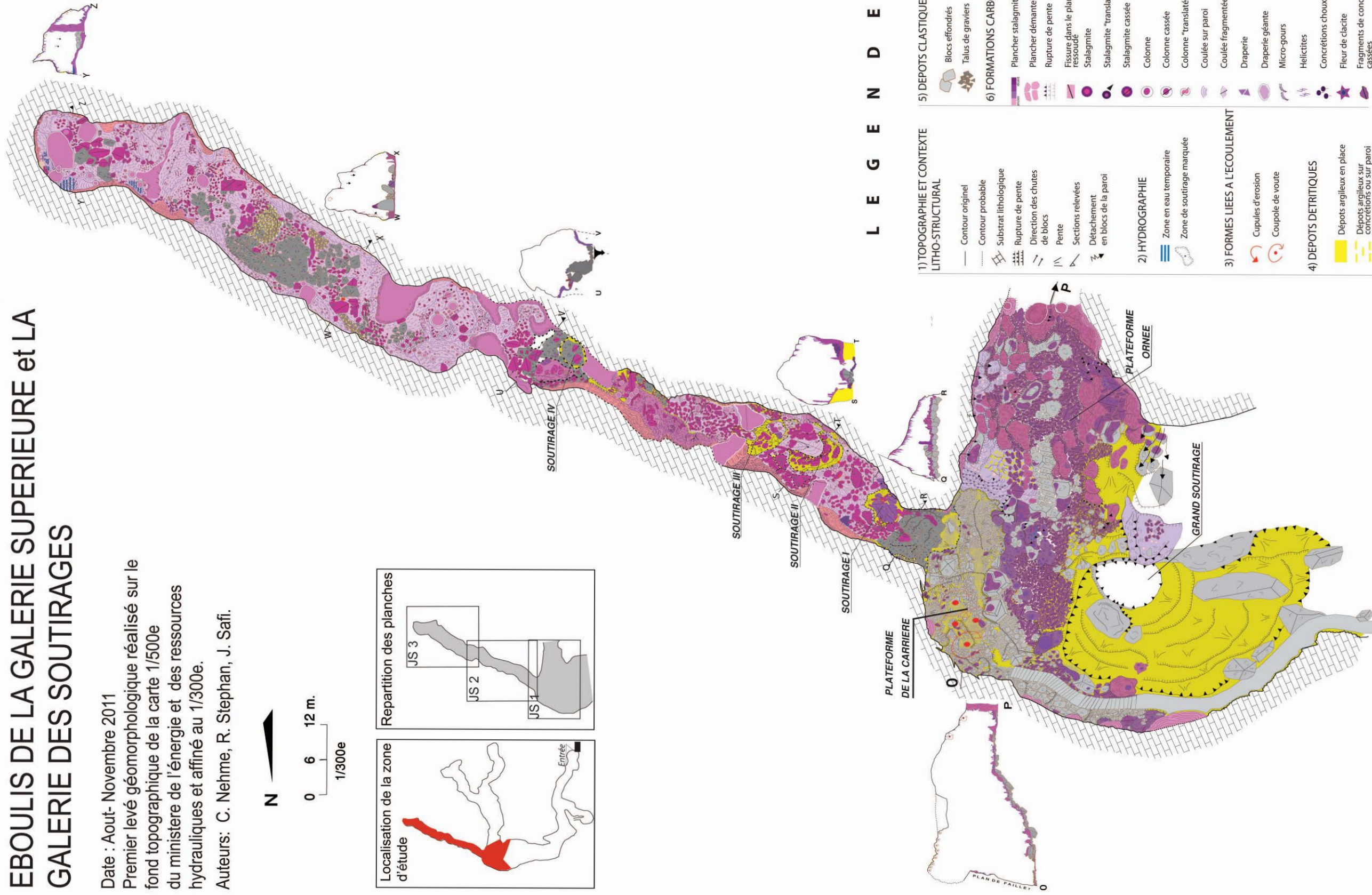
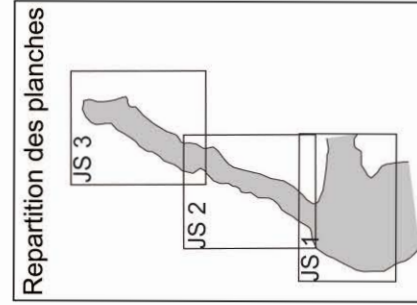
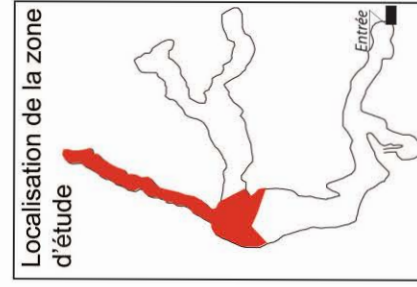
GALERIES SUPERIEURES- GROTTE DE JEITA- EBOULIS DE LA GALERIE SUPERIEURE et LA GALERIE DES SOUTIRAGES

Date : Aout- Novembre 2011
Premier levé géomorphologique réalisé sur le
fond topographique de la carte 1/500e
du ministère de l'énergie et des ressources
hydrauliques et affiné au 1/300e.

Auteurs: C. Nehme, R. Stephan, J. Safi.



0 6 12 m.
1/300e



L E G E N D E

1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL

- Contour original
- - - Contour probable
- Substrat lithologique
- Rupture de pente
- Direction des chutes de blocs
- Pente
- Sections relevées
- Détachement en blocs de la paroi

2) HYDROGRAPHIE

- Zone en eau temporaire
- Zone de soutirage marquée

3) FORMES LIEES A L'ECOULEMENT

- Cupules d'érosion
- Coupole de voûte

4) DEPOTS DETRITTIQUES

- Dépôts argileux en place
- Dépôts argileux sur concrétions ou sur paroi

5) DEPOTS CLASTIQUES

- Blocs effondrés
- Talus de graviers

6) FORMATIONS CARBONATEES

- Plancher stalagmitique
- Plancher démantelé
- Rupture de pente
- Fissure dans le plancher ressoudé
- Stalagmite
- Stalagmite "translatée"
- Stalagmite cassée
- Colonne
- Colonne cassée
- Colonne "translatée"
- Coulée sur paroi
- Coulée fragmentée
- Draperie
- Draperie géante
- Micro-gours
- Helicités
- Concrétions choux fleurs
- Fleur de clacite
- Fragments de concrétions cassées

GROTTE DE JEITA-GALERIE SUPERIEURE- GALERIE DE LA COULEE DU PILLER

Cartographie géomorphologique
Date: Décembre 2009 - Janvier 2010

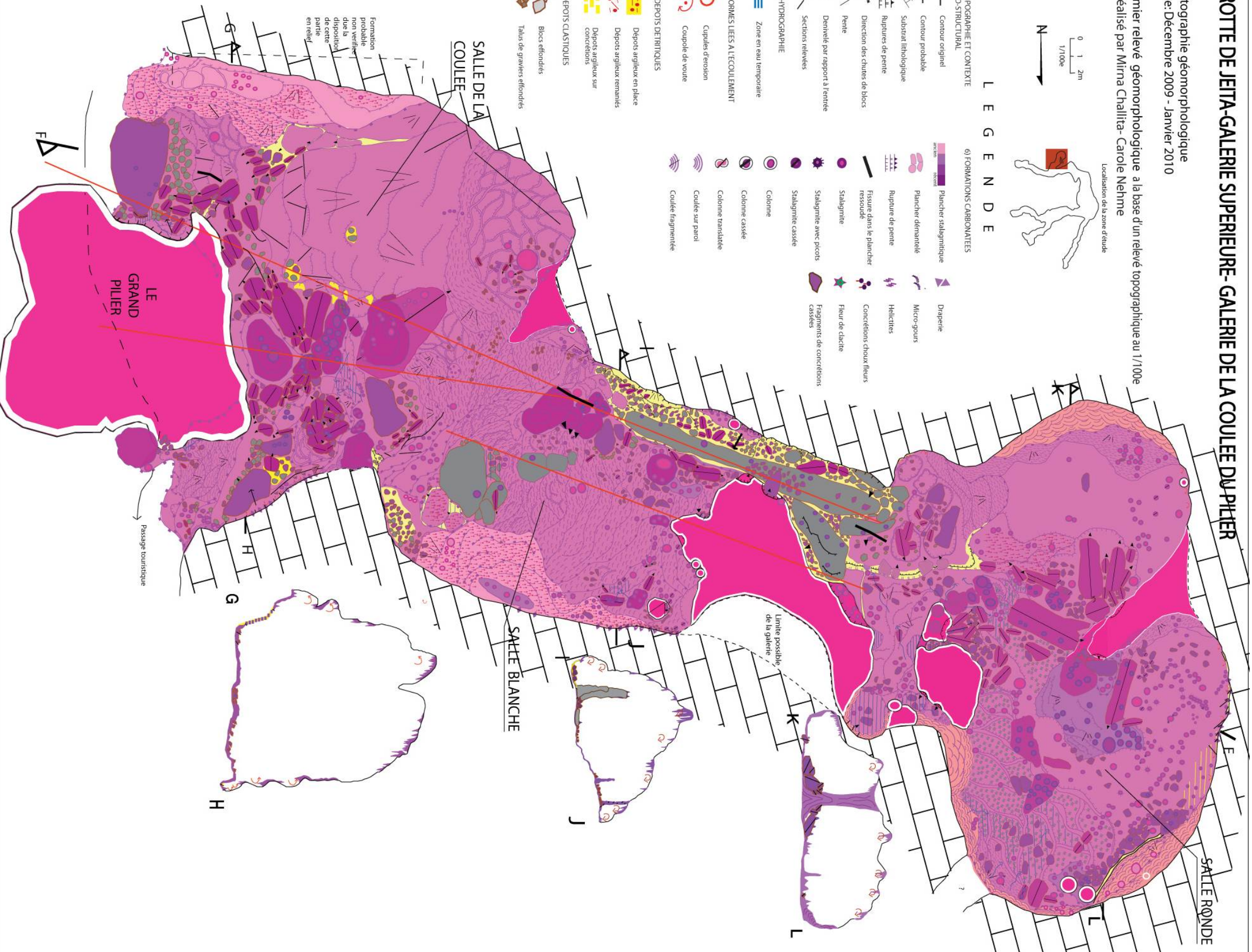
Premier relevé géomorphologique à la base d'un relevé topographique au 1/100e et réalisé par Mirna Challita- Carole Nehme

Localisation de la zone d'étude



LE G E N D E

- | | |
|---|--|
| <p>1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL</p> <ul style="list-style-type: none"> Contour originel Contour probable Substrat lithologique Ruptures de pente Direction des chutes de blocs Pente Demiellé par rapport à l'entée Secteurs relevés Zone en eau temporaire Formes liées à l'écoulement Cupules d'érosion Coupoles de voûte Depôts argileux en place Depôts argileux remaniés Depôts argileux sur concrétions Blocs effondrés Talus de graviers effondrés | <p>6) FORMATIONS CARBONATEES</p> <ul style="list-style-type: none"> Pancher stalagmitique Pancher d'ermantèle Rupture de pente Fissure dans le plancher ressoudé Stalagmite Stalagmite avec picots Stalagmite casquée Colonne Colonne casquée Colonne translataée Coulee sur paroi Coulee fragmentée Draperie Micro-gours Helictites Concrétions choux fleurs Fleur de cactée Fragments de concrétions cassées |
|---|--|

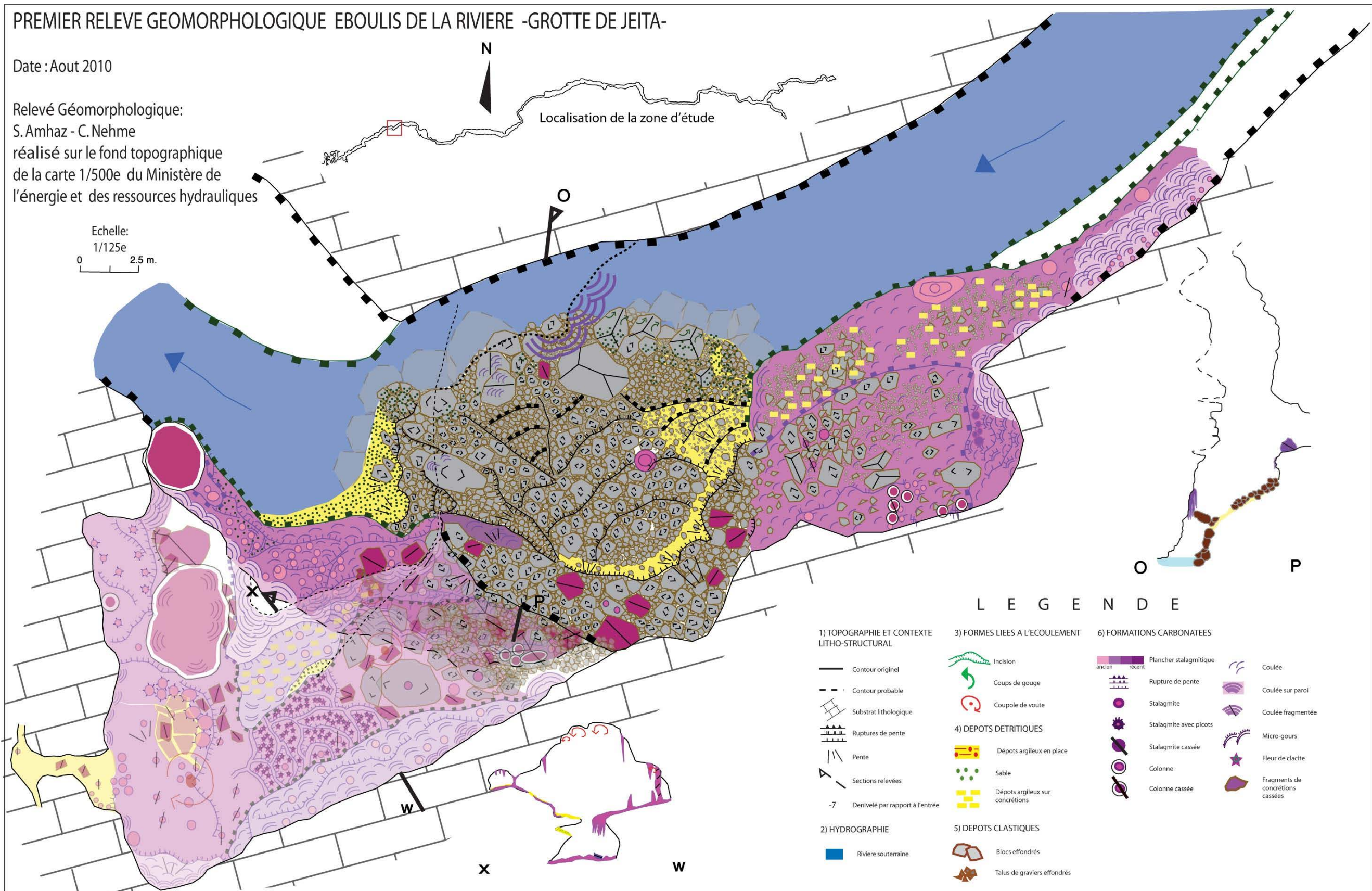


PREMIER RELEVÉ GEOMORPHOLOGIQUE EBOULIS DE LA RIVIERE -GROTTE DE JEITA-

Date : Aout 2010

Relevé Géomorphologique:
S. Amhaz - C. Nehme
réalisé sur le fond topographique
de la carte 1/500e du Ministère de
l'énergie et des ressources hydrauliques

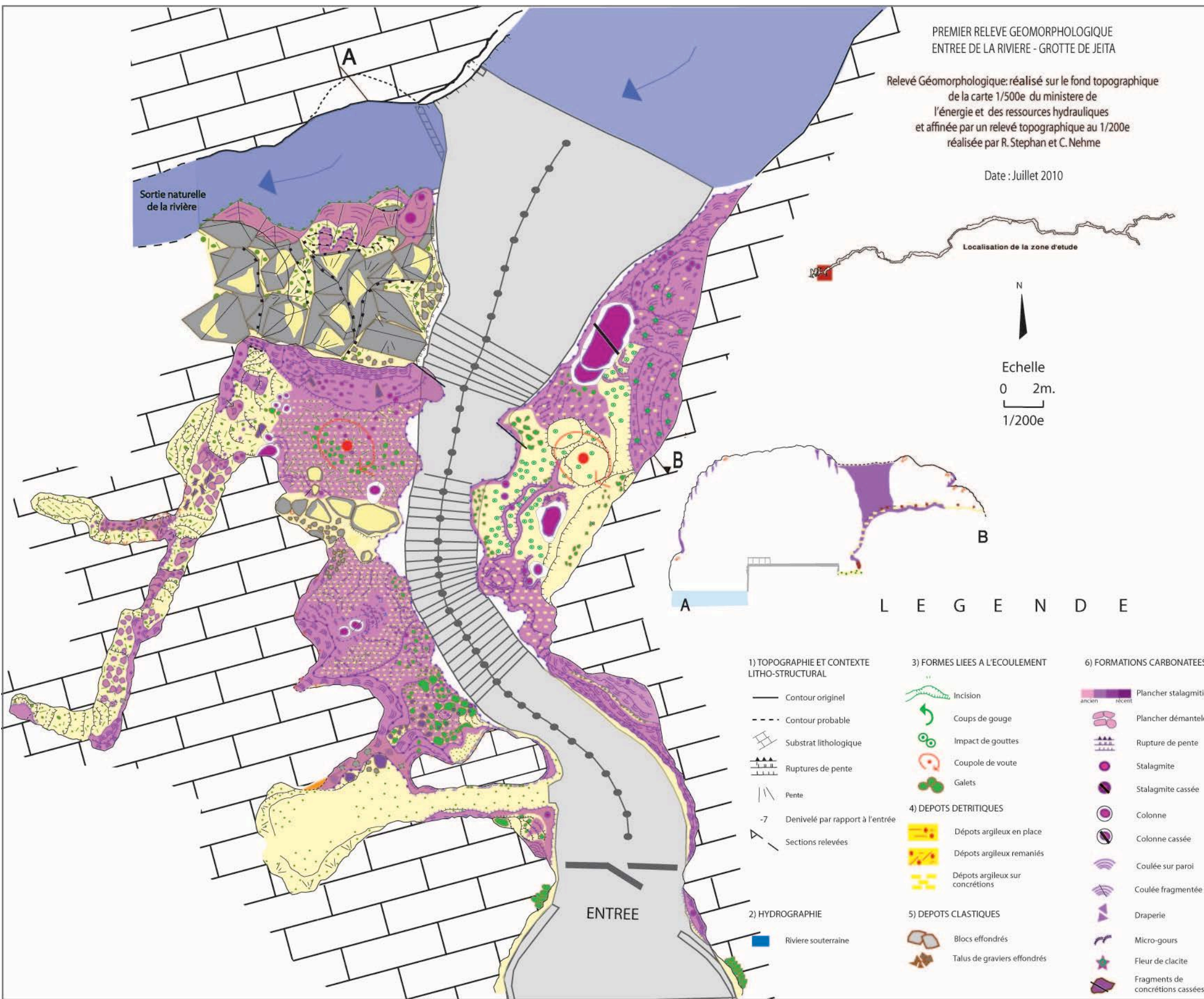
Echelle:
1/125e
0 2.5 m.



PREMIER RELEVÉ GEOMORPHOLOGIQUE
ENTREE DE LA RIVIERE - GROTTES DE JEITA

Relevé Géomorphologique: réalisé sur le fond topographique de la carte 1/500e du ministère de l'énergie et des ressources hydrauliques et affinée par un relevé topographique au 1/200e réalisée par R. Stephan et C. Nehme

Date : Juillet 2010



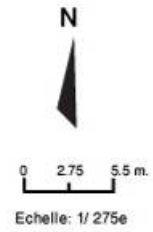
L E G E N D E

- | | | | |
|--|---|--|--|
| <p>1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL</p> <ul style="list-style-type: none"> — Contour originel - - - Contour probable ▨ Substrat lithologique ▬ Ruptures de pente ▯ Pente -7 Denivelé par rapport à l'entrée ▸ Sections relevées | <p>2) HYDROGRAPHIE</p> <ul style="list-style-type: none"> ▬ Riviere souterraine | <p>3) FORMES LIEES A L'ECOULEMENT</p> <ul style="list-style-type: none"> ▬ Incision ↪ Coups de gouge ⊙ Impact de gouttes ⊖ Coupole de voute ⊙ Galets <p>4) DEPOTS DETRITIQUES</p> <ul style="list-style-type: none"> ▬ Dépôts argileux en place ▬ Dépôts argileux remaniés ▬ Dépôts argileux sur concrétions <p>5) DEPOTS CLASTIQUES</p> <ul style="list-style-type: none"> ▬ Blocs effondrés ▬ Talus de graviers effondrés | <p>6) FORMATIONS CARBONATEES</p> <ul style="list-style-type: none"> ▬ Plancher stalagmitique (ancien / récent) ▬ Plancher démantelé ▬ Rupture de pente ⊙ Stalagmite ⊙ Stalagmite cassée ⊙ Colonne ⊙ Colonne cassée ▬ Coulée sur paroi ▬ Coulée fragmentée ▬ Draperie ▬ Micro-gours ⊙ Fleur de clacite ▬ Fragments de concrétions cassées |
|--|---|--|--|

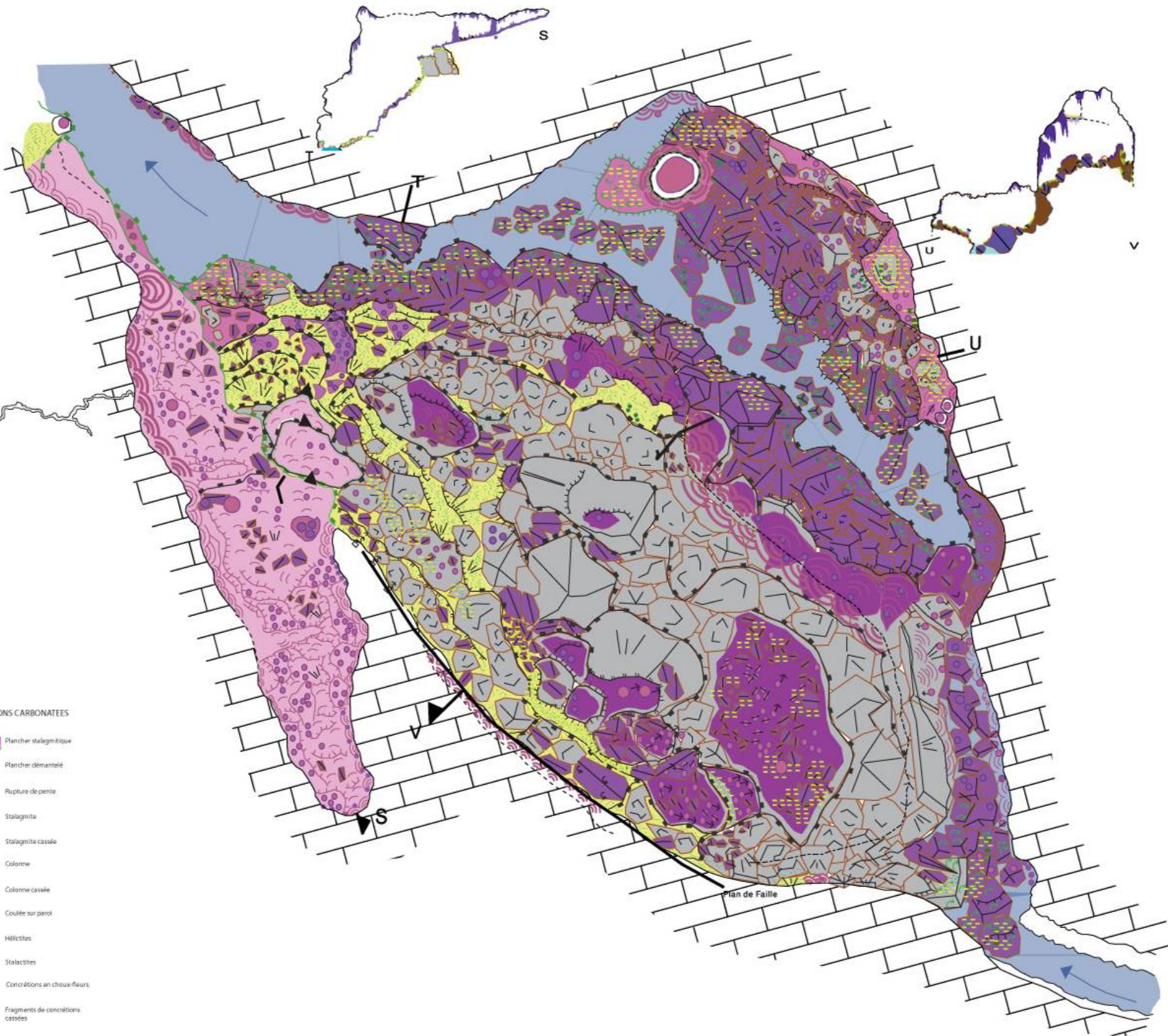
**PREMIER RELEVÉ GEOMORPHOLOGIQUE
SALLE DU CHAOS-GALERIE DE LA RIVIERE
GROTTE DE JEITA**

Date : Aout 2010

Relevé Géomorphologique: S. Amhaz - C. Nehme
réalisé sur le fond topographique de la carte 1/500e
du ministère de l'énergie et des ressources hydrauliques



Localisation de la zone d'étude



L E G E N D E

**1) TOPOGRAPHIE ET CONTEXTE
LITHO-STRUCTURAL**

- Contour original
- - - Contour probable
- ▨ Substrat lithologique
- ▬ Ruptures de pente
- ▬ Pente
- ▬ Direction des blocs démantelés ou des concrétions transitaires
- ▬ Détachement en blocs de la paroi
- ▬ Sections relevées
- 7 Dentelé par rapport à l'entrée

3) FORMES LIÉES A L'ÉCOULEMENT

- ▬ Inosion
- ▬ Coups de gouge ou veignes d'érosion sur concrétions
- ▬ Cupule de paroi
- ▬ Galeries

4) DÉPÔTS DÉTRITIQUES

- ▬ Dépôts argileux remaniés
- ▬ Sable
- ▬ Dépôts argileux sur concrétions

5) DÉPÔTS CLASTIQUES

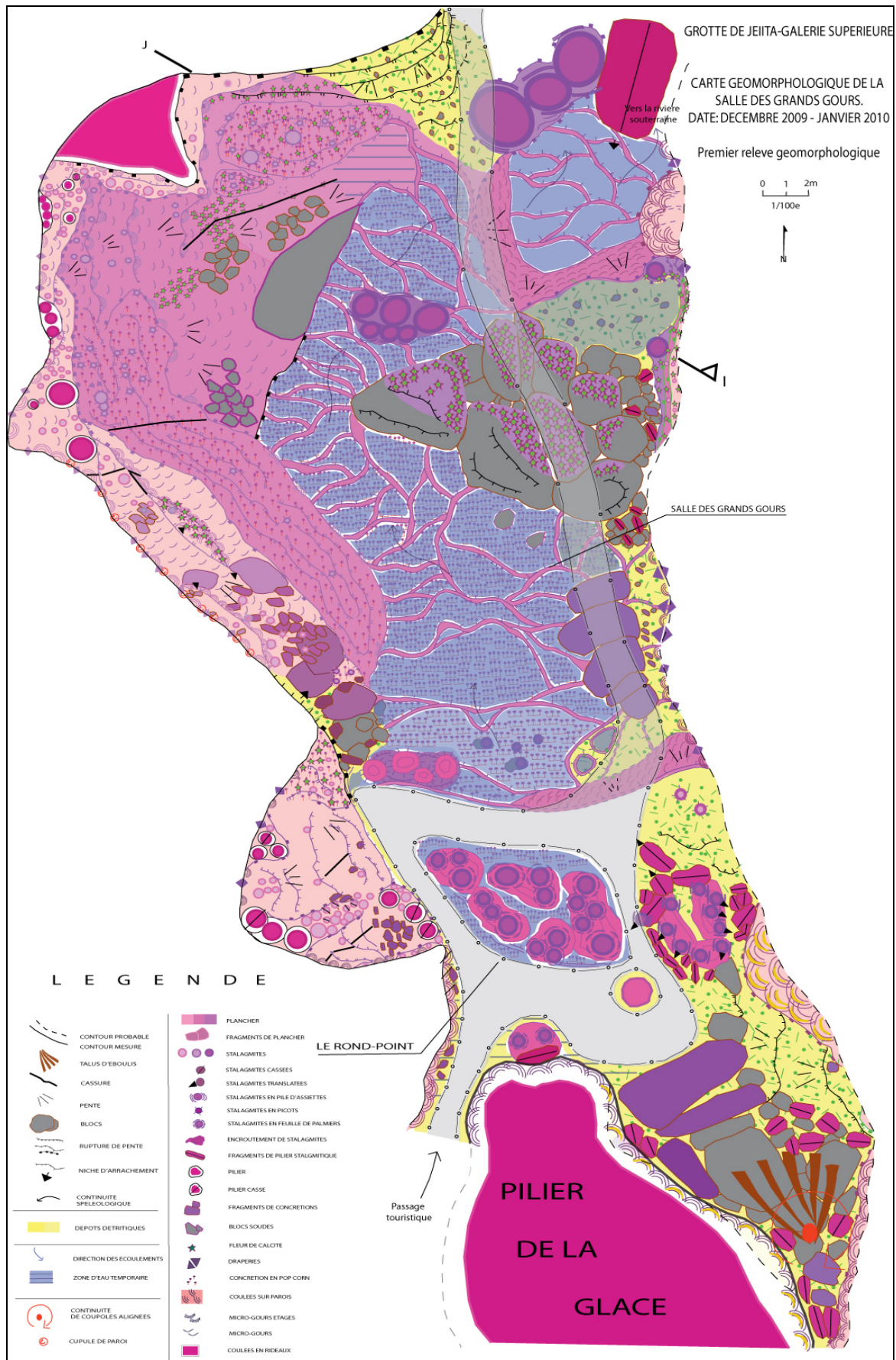
- ▬ Blocs effondrés
- ▬ Talus de graviers effondrés

6) FORMATIONS CARBONATÉES

- ▬ Plancher stalagmitique
- ▬ Plancher démantelé
- ▬ Rupture de pente
- ▬ Stalagmite
- ▬ Stalagmite cassée
- ▬ Colonne
- ▬ Colonne cassée
- ▬ Coulée sur paroi
- ▬ Hélicites
- ▬ Stalactites
- ▬ Concrétions en choux-fleurs
- ▬ Fragments de concrétions cassées

2) HYDROGRAPHIE

- ▬ Rivière souterraine



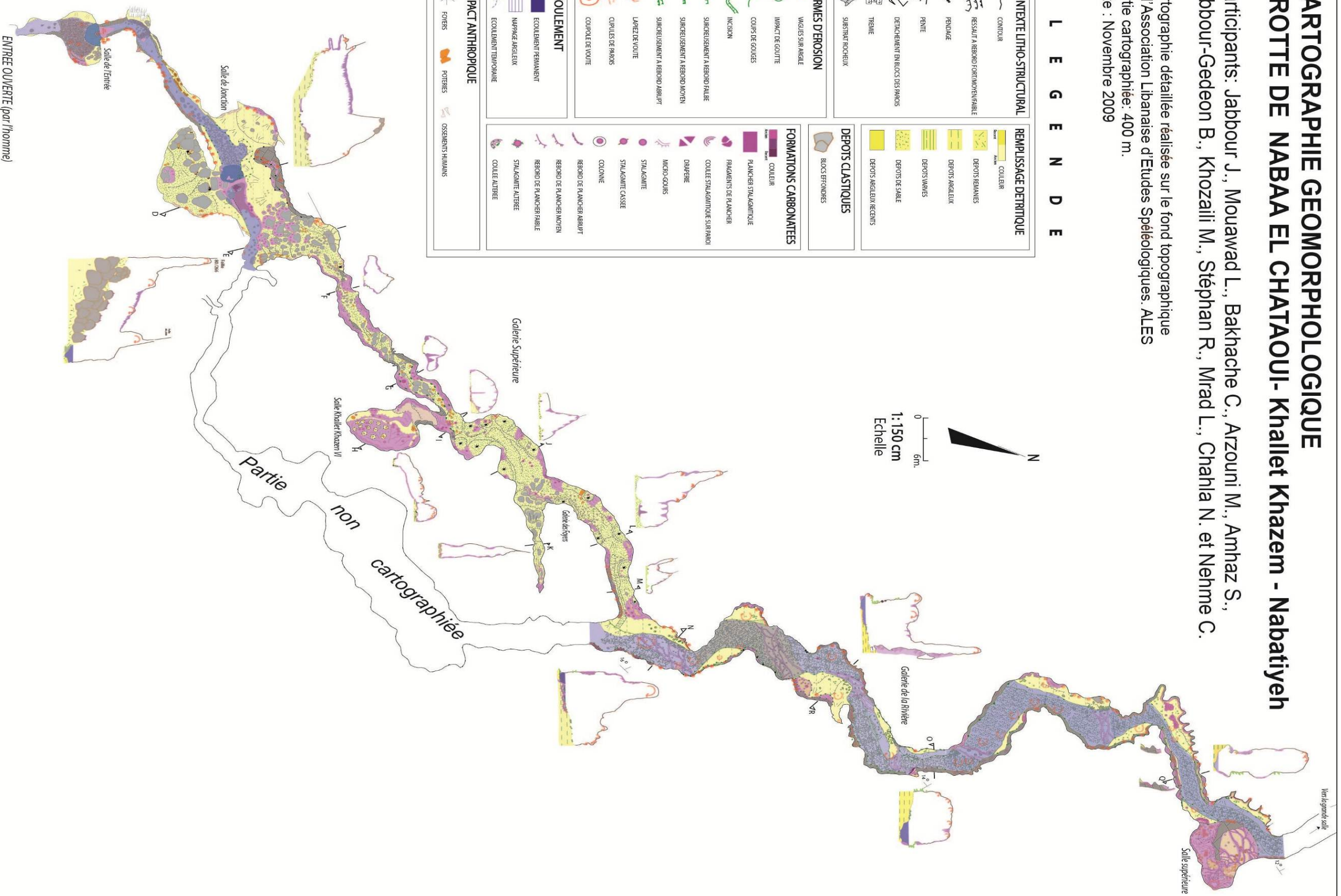
CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE GROTTE DE NABAA EL CHATAOUI- KHALLET KHAZEM - Nabatiyeh

Participants: Jabbour J., Mouawad L., Bakhache C., Arzouni M., Amhaz S.,
Jabbour-Gedeon B., Khozailli M., Stéphan R., Mrad L., Chahla N. et Nehme C.

Cartographie détaillée réalisée sur le fond topographique
de l'Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques: ALES
Partie cartographiée: 400 m.
Date : Novembre 2009

L E G E N D E

CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL CONTOUR RESULT A REBORD FORMATION FAIBLE PENDAGE PENTE DETACHEMENT EN BLOCS DES RANOS TREME SUBSTRAT ROCHEUX	REMPLEISSAGE DETRIQUE COULEUR DEPOTS REMANES DEPOTS ARGILEUX DEPOTS VASEUX DEPOTS DE SABLE DEPOTS ARGILEUX RECENTS
FORMES D'EROSION VAGUES SUR ANGLE IMPACT DE GOUTTE COUPS DE GOULES INCISION SURCREUSEMENT A REBORD FAIBLE SURCREUSEMENT A REBORD MOYEN SURCREUSEMENT A REBORD ABRUPT LAPPEZ DE VOUTE CUPULES DE RANOS CUPULE DE VOUTE	DEPOTS CLASTIQUES BLOCS EFFONDRES
IMPACT ANTHROPIQUE FOYERS POTERIES OSSEMENTS HUMAINS	FORMATONS CARBONATEES COULEUR RANOS STALAGMITIQUE FRAGMENTES DE RANOS COULEE STALAGMITIQUE SUR PARI ORNERE MICRO-CONUS STALAGMITE STALAGMITE CASSEE COLONNE REBORD DE RANOS EN ABRUPT REBORD DE RANOS MOYEN REBORD DE RANOS FAIBLE STALAGMITE ANTREE COULEE ALTBRE
ECOULEMENT ECOULEMENT PERMANENT NAPPAGE ARGILEUX ECOULEMENT TEMPORAIRE	



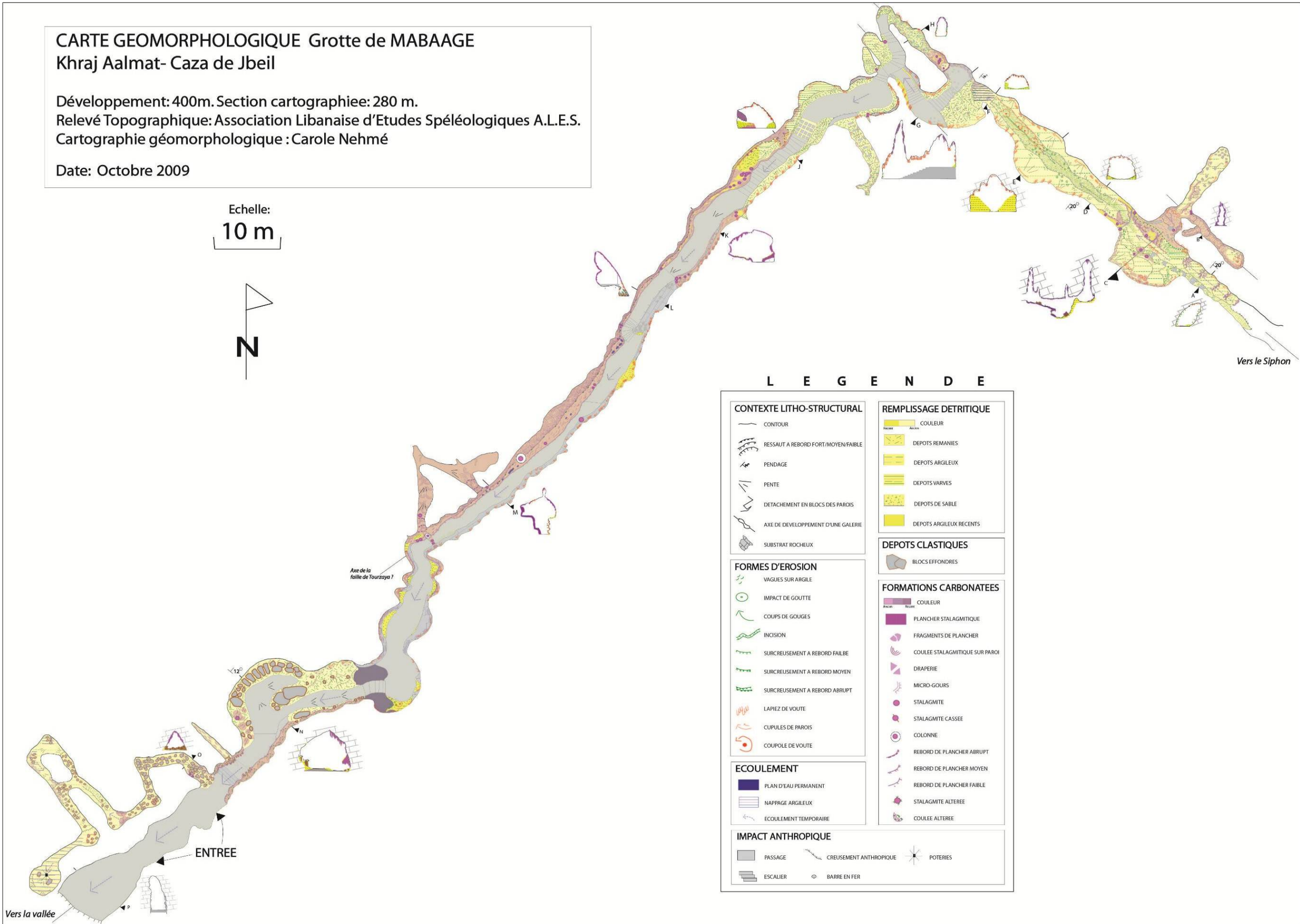
ENTREE OUVERTE (par l'homme)

CARTE GEOMORPHOLOGIQUE Grotte de MABAAGE
 Khraj Aalmat- Caza de Jbeil

Développement: 400m. Section cartographiée: 280 m.
 Relevé Topographique: Association Libanaise d'Etudes Spéléologiques A.L.E.S.
 Cartographie géomorphologique : Carole Nehmé

Date: Octobre 2009

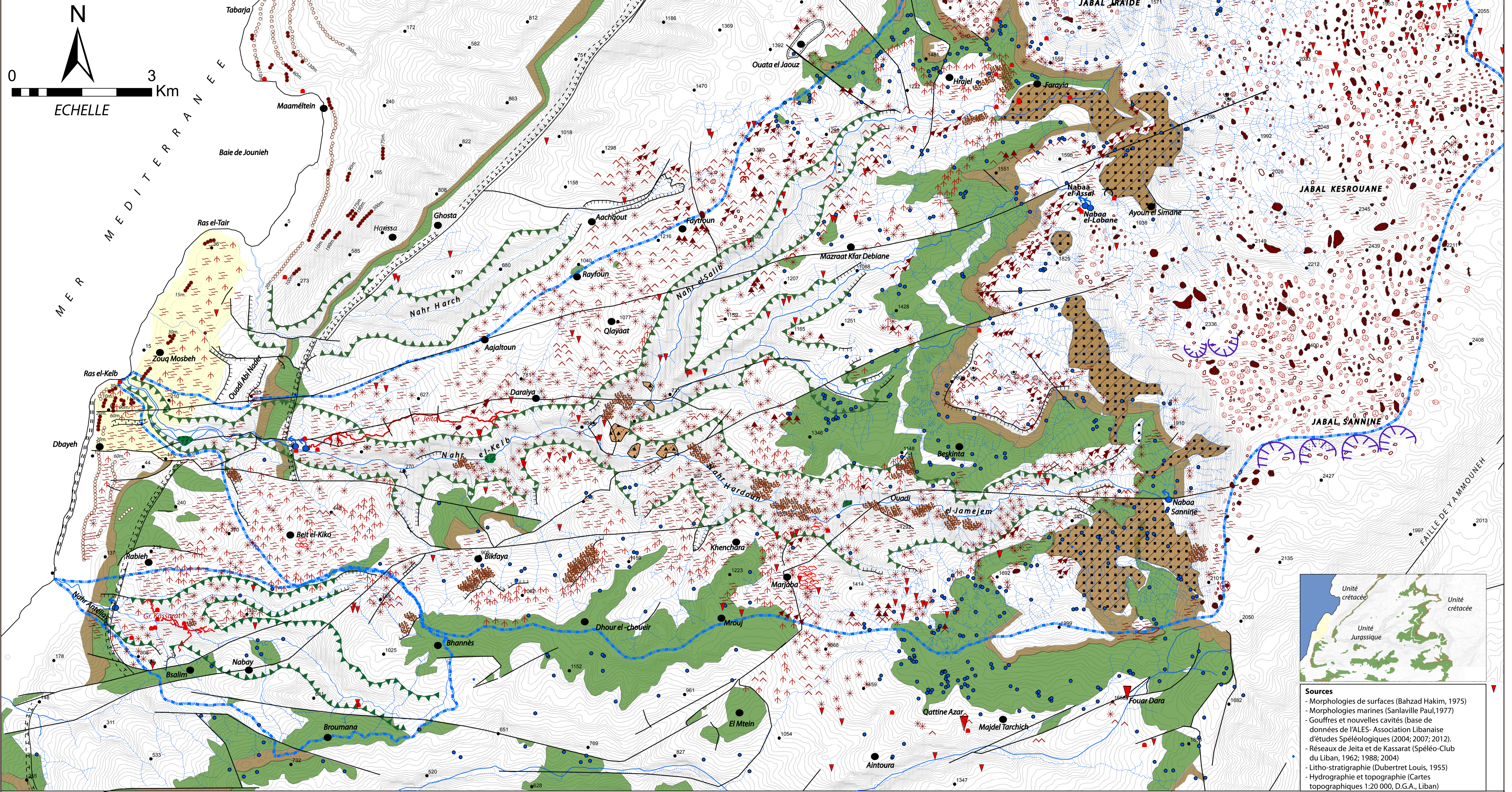
Echelle:
10 m



L E G E N D E

<p>CONTEXTE LITHO-STRUCTURAL</p> <ul style="list-style-type: none"> CONTOUR RESSAUT A REBORD FORT/MOYEN/FAIBLE PENDAGE PENTE DETACHEMENT EN BLOCS DES PAROIS AXE DE DEVELOPPEMENT D'UNE GALERIE SUBSTRAT ROCHEUX 	<p>REPLISSAGE DETRIQUE</p> <p>COULEUR <small>Ancien Recent</small></p> <ul style="list-style-type: none"> DEPOTS REMANIES DEPOTS ARGILEUX DEPOTS VARVES DEPOTS DE SABLE DEPOTS ARGILEUX RECENTS
<p>FORMES D'EROSION</p> <ul style="list-style-type: none"> VAGUES SUR ARGILE IMPACT DE GOUTTE COUPS DE GOUGES INCISION SURCREUSEMENT A REBORD FAIBLE SURCREUSEMENT A REBORD MOYEN SURCREUSEMENT A REBORD ABRUPT LAPIEZ DE VOUTE CUPULES DE PAROIS COUPOLE DE VOUTE 	<p>DEPOTS CLASTIQUES</p> <ul style="list-style-type: none"> BLOCS EFFONDRES
<p>ECOULEMENT</p> <ul style="list-style-type: none"> PLAN D'EAU PERMANENT NAPPAGE ARGILEUX ECOULEMENT TEMPORAIRE 	<p>FORMATIONS CARBONATEES</p> <p>COULEUR <small>Ancien Recent</small></p> <ul style="list-style-type: none"> PLANCHER STALAGMITIQUE FRAGMENTS DE PLANCHER COULEE STALAGMITIQUE SUR PAROI DRAPERIE MICRO-GOURS STALAGMITE STALAGMITE CASSEE COLONNE REBORD DE PLANCHER ABRUPT REBORD DE PLANCHER MOYEN REBORD DE PLANCHER FAIBLE STALAGMITE ALTEREE COULEE ALTEREE
<p>IMPACT ANTHROPIQUE</p> <ul style="list-style-type: none"> PASSAGE ESCALIER CREUSEMENT ANTHROPIQUE BARRER EN FER POTERIES 	

CARTE DES MORPHOLOGIES DE SURFACE ET SOUTERRAINES DU B.V. DE N. EL-KELB, N. HRACH ET N. ANTELIAS (modifiée d'après la carte dressée par B. Hakim, 1975)



Sources

- Morphologies de surfaces (Bahzad Hakim, 1975)
- Morphologies marines (Sanlaville Paul, 1977)
- Gouffres et nouvelles cavités (base de données de l'ALES- Association Libanaise d'études Spéléologiques (2004; 2007; 2012).
- Réseaux de Jeita et de Kassarat (Spéleo-Club du Liban, 1962; 1988; 2004)
- Litho-stratigraphie (Dubertret Louis, 1955)
- Hydrographie et topographie (Cartes topographiques 1:20 000, D.G.A., Liban)

Topographie	Hydrographie	Litho-stratigraphie	Evolution marine	Formations superficielles	Formes et formation fluviales	Formes résiduelles de surface (en relief)	Morphologie endokarstique
• 20 Point coté	Exurgences karstiques	Flexure	Beach rock	Eboulis	Canyon >100 m. d'encassement	Petit lapiez	Poljé
— Courbes de niveau (équidistance 20 m.)	Sources	M2b (Miocène moyen): calcaires récifaux	Dépôts marins	Niche de nivation	Terrasses fluviales	Taffoni	Doline plat/en cuvette
Escarpement	Affluents	Niveaux imperméables C2a (Aptien inférieur): argile, grès argileux, marnes	Lignes de rivages	Brèches de pente consolidés		Lapiez arrondi	Doline d'effondrement
	Rivière pérenne	C1(Néocomien): grès		Eboulements et glissements		Lapiez tsingy	Petite doline
	Bassin versant	Assises calcaires crétacées et jurassiques				Lapiez aigu	Doline entonnoir
							Pertes
							Cavité
							Gouffre
							Pont naturel