
*Apport de l'étude géomorphologique et
statistique sur la compréhension
hydrogéologique des karsts – application au
Verneau (25).*

Rapport de stage 2A _ septembre 2021

Margot Vivier

*Encadrants : Jean-Baptiste Charlier (BRGM), Pauline Collon
(Géo Ressources) et Stéphane Jaillet (Edytem)*

Etablissement d'accueil : **BRGM Montpellier** (1039 rue de Pinville, 34 000 Montpellier)

Etablissement d'origine : **ENSG** (rue du Doyen Roubault, 54 500 Vandœuvre-lès-Nancy)

Université de Lorraine : 34 cours Léopold, 54 000 Nancy

Notice analytique

Titre	Apport de l'étude géomorphologique et statistique sur la compréhension hydrogéologique des karsts – application au Verneau (Doubs, 25).
Cadre du travail	Stage de fin de 2 ^{ème} année
Nature du travail	Rapport de stage
Auteur	Margot Vivier
Résumé	<p>Ce travail s'intéresse au réseau souterrain du Verneau (25). Il s'agit de déterminer un lien entre géomorphologie et hydrogéologie du réseau karstique. Une compartimentation du réseau est proposée dans un premier temps. Puis une étude statistique des différents compartiments et une étude des dynamiques de niveau d'eau par compartiment sont réalisées.</p> <p>Un schéma conceptuel, ainsi que des compléments sur la genèse du réseau concluent ce rapport.</p>
Nombre de page	43
Nombre de page d'annexes	6
Durée du travail	Du 21/06/21 au 10/09/21
Encadrants	Jean-Baptiste Charlier (BRGM) Pauline Collon (Géo Ressources) Stéphane Jaillet (Edytem)

Table des matières

Introduction.....	1
1 Site et données.....	2
1.1 Présentation du Verneau	2
1.1.1 Géologie.....	4
1.1.2 Karstogenèse	6
1.1.3 Hydrologie	7
1.2 Données collectées.....	8
1.2.1 Données spatiales.....	8
1.2.2 Données temporelles	9
2 Méthodes	10
2.1 Cartographie du réseau.....	10
2.1.1 Compartimentation géologique	10
2.1.2 Missions de terrain.....	12
2.1.3 Numérisation.....	13
2.2 Approche statistique	16
2.2.1 Karstnet	16
2.2.2 Sélection des descripteurs géométriques	16
2.2.3 Application au site du Verneau	18
3 Résultats.....	18
3.1 Approche globale	18
3.2 Compartimentation du réseau souterrain du Verneau.....	20
3.2.1 La compartimentation selon des observations morphologiques.....	20
3.2.2 Blocs selon la structure géologique de la zone où s'est développé le réseau	22
3.3 Lien avec l'hydrogéologie.....	23
3.3.1 Histogrammes cumulés de l'ensemble de la chronique	23
3.3.2 Analyse évènementielle	24
4 Schéma conceptuel	27
4.1 Contraintes géologiques du réseau.....	27
4.1.1 Contrainte stratigraphique.....	27
4.1.2 Contraintes structurales	28
4.2 Différence de stade d'évolution.....	29
4.2.1 Pour le réseau complet du Verneau.....	29
4.2.2 Entre l'amont et l'aval du réseau souterrain.....	29
Conclusion et perspectives.....	30
Bibliographie.....	31
Annexes	

Table des figures

Figure 1: Poste occupé au sein de l'entreprise du BRGM (BRGM, 2020).....	5
Figure 2: Position du réseau souterrain du Verneau dans le cadre du massif du Jura (Bichet, Campy 2008) et zoom sur le réseau et son bassin d'alimentation (Fond de carte au 1/50 000ème de Quingey, BRGM)..	3
Figure 3 : Log géologique sur le massif du Jura (soucre : Chauve, 2006) et log stratigraphique du Jurassique supérieur (Bichet, Campy, 2008).....	4
Figure 4: Coupe géologique passant par le gouffre de Jérusalem (J. Mexler, 2021) et localisation des différents synclinaux structurant la région (Tissot et Tresse, 1979).....	5
Figure 5: Ecoulement general des eaux entre Loue et Lison. Affluents de rive gauche et vallees seches (fleches noires) divergent a partir des hauteur du Faisceau Salinois, dans la zone comprise entre l' avancée maximale de la derniere glaciation (2) et l' avancée extrêmes des glaciers antérieurs (1). Ceci évoque un alimentation par le Sud, sur un front fluvio-glaicaire. En bas à gauche, le réseau du Verneau (encadré) (Petrequin, 1985).....	6
Figure 6: Décalage vers le Sud du cours actif du collecteur du réseau souterrain du Verneau, vue en coupe (J. Mexler, 2021) et en plan (S.H.A.G, 1981).....	7
Figure 7: La surface actuelle des bassins d' alimentation liasiques n' a plus aucun rapport avec les dimen sions respectives des dolines-pertes et du collecteur. De toute evidence, le bassin du gouffre de la Vieille Folie s' est developpe progressivement, par érosion régressive, aux dépens de l'alimentation du creux qui Sonne et des Bief-Boussets (Petrequin, 1985).....	8
Figure 8: Position des sondes de niveau d'eau dans le réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).....	9
Figure 9: Position des zones de passages du entre les différents synclinaux et des failles majeuresqui guident le tracé du réseau au niveau de ces zones (Fond de carte de Quingey au 1/50 000ème du BRGM)	10
Figure 10: Observations morphologiques sur le plan du réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).....	11
Figure 11: Alternance de dépôts détritiques avec une plus ou moins grand part carbonaté (varves) dans la salle Simon Chorvot (Annexes).....	12
Figure 12: Pli de la "Charnière" (à gauche) et couches plissées juste en aval (à droite) dans le gouffre des Bief-Boussets	12
Figure 13: Alternance de dépôts carbonatés et détritiques dans la salle des Dolois (Annexes).....	13
Figure 14: Parties actives vs fossiles (A) et parties collecteur vs affluent (B) du réseau couterrain du Verneau. 14	
Figure 15: Compartimentation du réseau selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries (A) et compartimentation du collecteur selon son changement de morphologie (B).	15
Figure 16: Compartimentation du réseau selon la structure géologique de la région.	15
Figure 17: Des données de terrain aux graphes pour un long karst linéaire (Collon et al., 2021).	16
Figure 18: Exemples de réseaux anastomosés et ramifiés, fracturés ou non (Jouve et al., 2017).....	17
Figure 19: Graphique de l'entropie d'orientation (Ho) en fonction du degré de connectivité moyen (k) des différentes parties du réseau complet. La taille des symboles est proportionnelle au pourcentage de noeud. .	19
Figure 20: Diagramme de Schmidt (à gauche) et rosas des orientations (à droite) des galeries du réseau complet du Verneau.....	19
Figure 21: Ensemble des résultats pour les blocs selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries (Aval : bleu eet Amont : vert).....	20
Figure 22: Ensemble des résultats pour les blocs selon le changement de morphologie du collecteur (Aval : bleu et Amont : vert).....	21
Figure 23: Ensemble des résultats pour les blocs selon la structure géologique de la région.....	22
Figure 24: Fréquence cumulés des différentes stations installées dans le collecteur du réseau souterrain du Verneau. Du 27/09/2020 au 28/02/2021. Les affluents sont en vert et en tiré, le collecteur est en dégradé de rouge selon l'éloignement à la source (la source étant grise). La précision des classes choisies est de 0.05.	23
Figure 25: Hauteur d'eau (cm) dans le cours actif du collecteur (ligne continue) et au niveau des affluents (ligne discontinue) pour les épisodes 1 (A), 2 (B) et 3 (C).	24
Figure 26: Vitesse de descente en focntion de la vitesse de montée des épisodes 1 à 3 pour les sondes de niveau d'eau du collecteur et de la source.	25
Figure 27: Vitesse de descente en fonction de la vitesse de montée des évènements 4 et 5 pour les sondes du collecteur.	26
Figure 28: Positionnement dees couches stratigraphiques sur la coupe du gouffre de la Baume des Crêtes (S.H.A.G, 1981).	27
Figure 29: Position des couches stratigraphiques traversées par le réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).	28
Figure 30: Scéma structurale de la géomorphologie du réseau selon les différentes compartimentations.	29

Avant-propos

Le Bureau de Recherche Géologique Minière (BRGM) est l'établissement public français de référence dans les applications des sciences de la Terre pour gérer les ressources et les risques du sol et du sous-sol. Il a été créé en 1959. C'est un établissement public à caractère industriel et commercial (EPIC). Placé sous la tutelle des ministères chargés de la Recherche, de l'Écologie et de l'Économie, il est basé à Orléans, et comprend plusieurs antennes dont une à Montpellier.

Mon stage s'inscrit dans la « Direction de l'Eau, de l'Environnement, des Procédés d'Analyse » au sein des « Nouvelles ressources en eau et économie », (DEPA/NRE) (Figure 1).

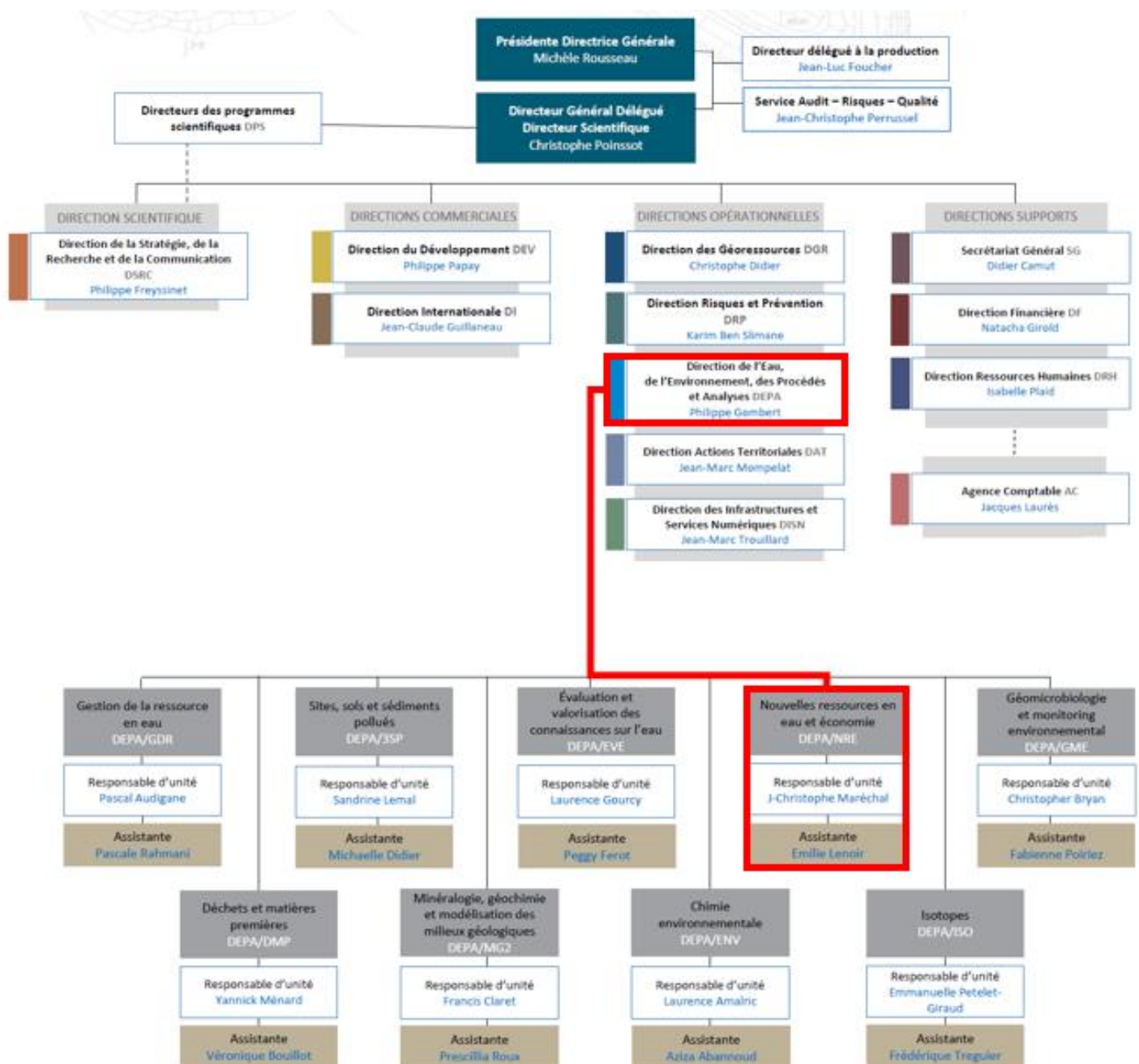


Figure 1: Poste occupé au sein de l'entreprise du BRGM (BRGM, 2020).

Introduction

Le karst est une structure géomorphologique résultant de l'érosion hydrochimique et hydraulique de toutes roches solubles, principalement de roches carbonatées dont essentiellement des calcaires. (Gilli 2011). En France, plus de la moitié du territoire est alimenté en eau potable provenant d'aquifères karstiques (Gilli 2011). Sachant que les terrains carbonatés représentent 15 % des terres émergées mondiales (Chen, Auler, Bakalowicz 2017), la réserve en eau potable que renferment les aquifères karstiques est estimée comme étant considérable, elle reste cependant difficile à cerner.

De nombreuses études s'intéressent aux karsts d'un point de vue hydrogéologique (Bakalowicz, 2005) mais peu croisent l'hydrogéologie avec la morphologie (Jeannin 2001; Chen, Goldscheider 2014). D'autres ce sont attachés à caractériser (Jouves et al. 2017) la morphologie des karsts et à quantifier (Howard 1971; Williams 1972) les motifs morphologiques présents. Une approche innovante consiste donc à caractériser la morphologie des karsts dans un premier temps puis à faire le lien avec l'hydrogéologie dans un second temps.

Le but principal de ce travail est de déterminer un lien entre géomorphologie et hydrogéologie d'un réseau karstique, en se basant sur le réseau souterrain du Verneau (Doubs, 25). Il s'agira d'effectuer une compartimentation du réseau souterrain puis d'effectuer une étude statistique des différents compartiments et enfin d'étudier les dynamiques de niveau d'eau par compartiment afin de produire un schéma conceptuel de la mise en place du réseau.

1 Site et données

1.1 Présentation du Verneau

Le réseau souterrain du Verneau est fortement étudié depuis les années 60. Situé dans le Doubs sur trois communes que sont Déservillers, Montmahoux et Nans-sous-Saint-Anne, il suit l'axe de l'anticlinal chevauchant du Faisceau Salinois (**Figure 2**). La tectonique de la région a guidé la formation du réseau qui s'est principalement développé le long de fractures et failles. A ce jour, 8 pertes actives ou fossiles ont été répertoriées (**plan et coupe du réseau en annexe**):

- Le gouffre de la Broche
- La perte des Trois-Croix (Fossile)
- Le gouffre de Jérusalem : perte la plus en amont pénétrable par l'Homme et qui rejoint le collecteur
- Le gouffre de la Baumes-des-Crêtes (Fossile)
- Le gouffre des Bief-Boussets
- La perte de la Vieille Folle
- Le gouffre du Creux-qui-sonne
- Le gouffre de Soit (Fossile)

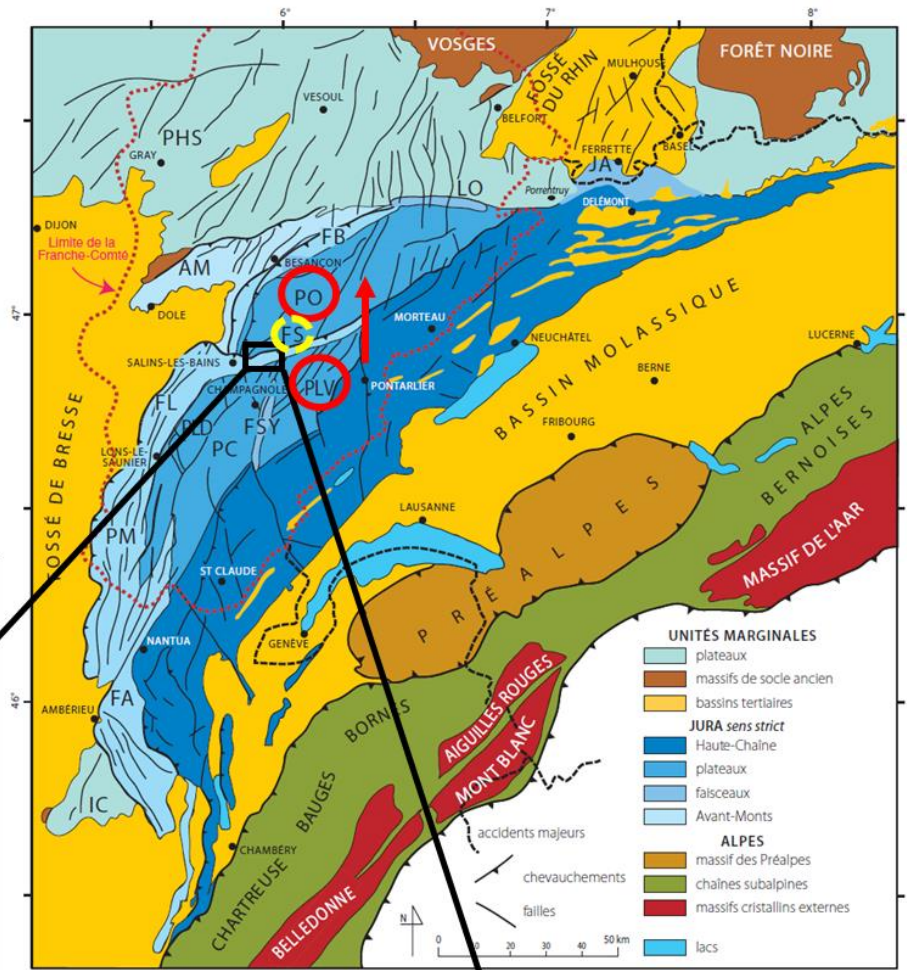
Le réseau du Verneau comprend 32 km de galeries, se développe sur 6.9 km de long et 387m de dénivelé (G.I.P.E.K 1986).

Plateaux
 PHS : P. de Haute-Saône
 PC : P. de Champagnole
 PLV : P. de Levier
 PC : P. de Champagnole
 PLD : P. lédonien
 PO : P. d'Ormans

Faisceaux
 FA : F. d'Ambérieu
 FS : F. salinois
 FSy : F. de Syam
 Fb : F. bisontin
 Lo : Lomont
 FL : F. lédonien
 PM : Petite Montagne

Autres lieux
 IC : Ile Crémieu
 AM : Avant-Monts;
 JA : Jura alsacien

➔ Sens de chevauchement



Tracé du réseau du Verneau avec son bassin versant

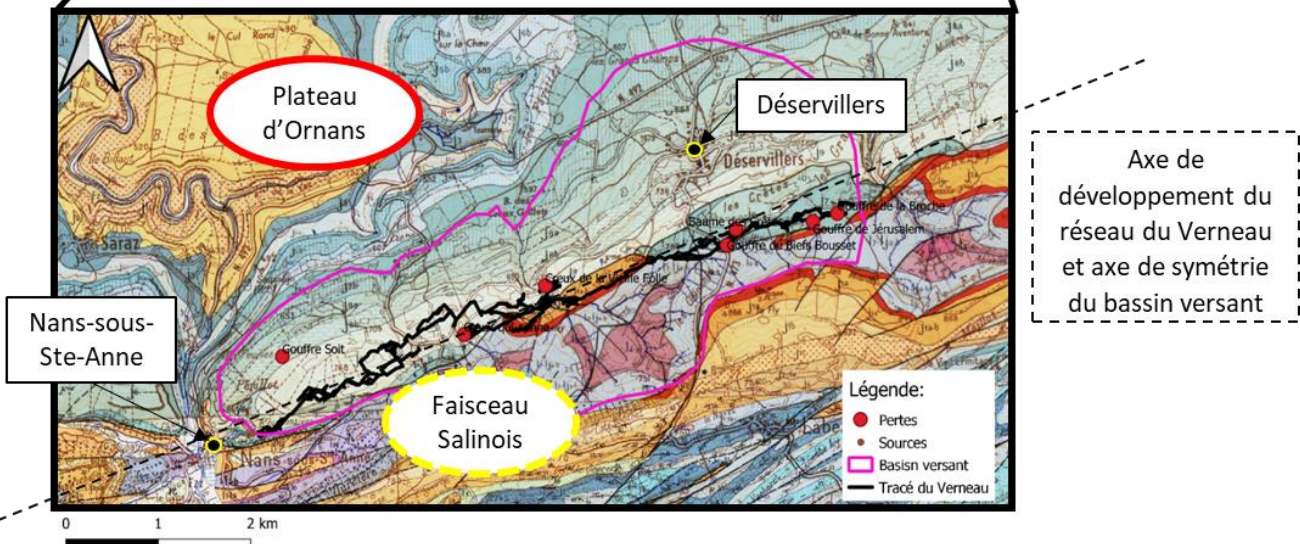


Figure 2: Position du réseau souterrain du Verneau dans le cadre du massif du Jura (Bichet, Campy 2008) et zoom sur le réseau et son bassin d'alimentation (Fond de carte au 1/50 000ème de Quingey, BRGM). Les structures géologiques importantes sont entourées.

1.1.1 Géologie

Le réseau karstique du Verneau se développe au sein du Jurassique supérieur, entre le Tithonien et l'Oxfordien (Tissot, Tresse 1978).

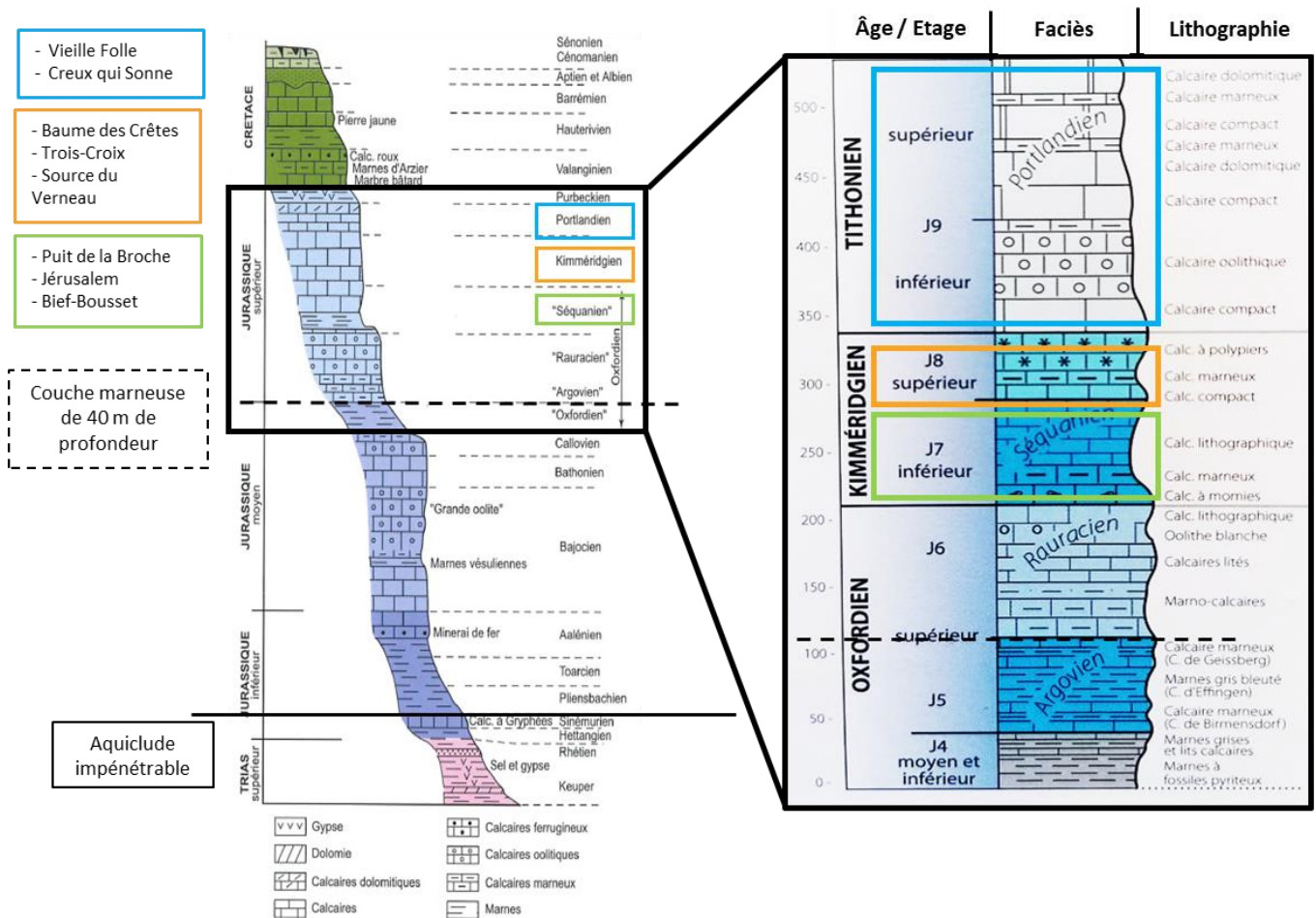


Figure 3 : Log géologique sur le massif du Jura (source : Chauve, 2006) et log stratigraphique du Jurassique supérieur (Bichet, Campy, 2008).

D'amont en aval, les différents affluents du réseau souterrain du Verneau, au niveau de la surface, se situent dans le Kimméridgien inférieur (faciès Séquanien, J7), puis dans le Kimméridgien supérieur (J8) et enfin dans le Tithonien (faciès Portlandien, J9) (Figure 3). Ainsi, d'amont en aval, le réseau s'enfonce à travers des couches géologiques de plus en plus récentes. De plus, aucun aquiclude ne viendrait limiter le développement vertical du réseau (Petrequin 1985).

Le réseau karstique du Verneau se situe à la limite entre le Faisceau Salinois et le plateau d'Ornans, à l'Est de Nans-sous-Saint-Anne et jusque Déservillers (Figure 2), (Tissot, Tresse 1978). Le développement du réseau souterrain semble avoir été bloqué au nord de l'anticlinal chevauchant et ne jamais traverser le faisceau Salinois, sauf au niveau de la salle du P'tit Loup (Annexes) où il est mentionné la présence de galets du Jurassique inférieur (faciès Aalénien, J1) témoins d'une avancée plus importante du compartiment chevauchant avant érosion de celui-ci (Petrequin 1985).

Le Faisceau Salinois est le résultat du chevauchement du plateau de Levier sur le plateau d'Ornans (Figure 2), amenant les marnes du Lias sur les calcaires du Jurassique supérieur. D'orientation générale Sud-Ouest Nord-Est, c'est une zone fortement tectonisée (Bichet, Campy 2008). Le réseau est d'ailleurs guidé par les failles de la région. Les galeries sont souvent décrites comme « en diacalse » d'après

(Aucant, Urlacher 1985)). Le collecteur en aval de la salle du Sinäi (**Annexes**) est une galerie en diaclase très haute dont la voûte est à peine perceptible ((Aucant, Urlacher 1985)). La salle du Sinäi elle-même étant marquée par les nombreux plans de faille. Le collecteur entre le gouffre des Bief-Boussets et celui de la Vieille Folle est régulier et en forme de diaclase de 20m de haut sur 3m de large ((Aucant, Urlacher 1985)).

L'anticlinal chevauchant repose sur trois synclinaux accolés et séparés par des failles subverticales (Foltete 1985).

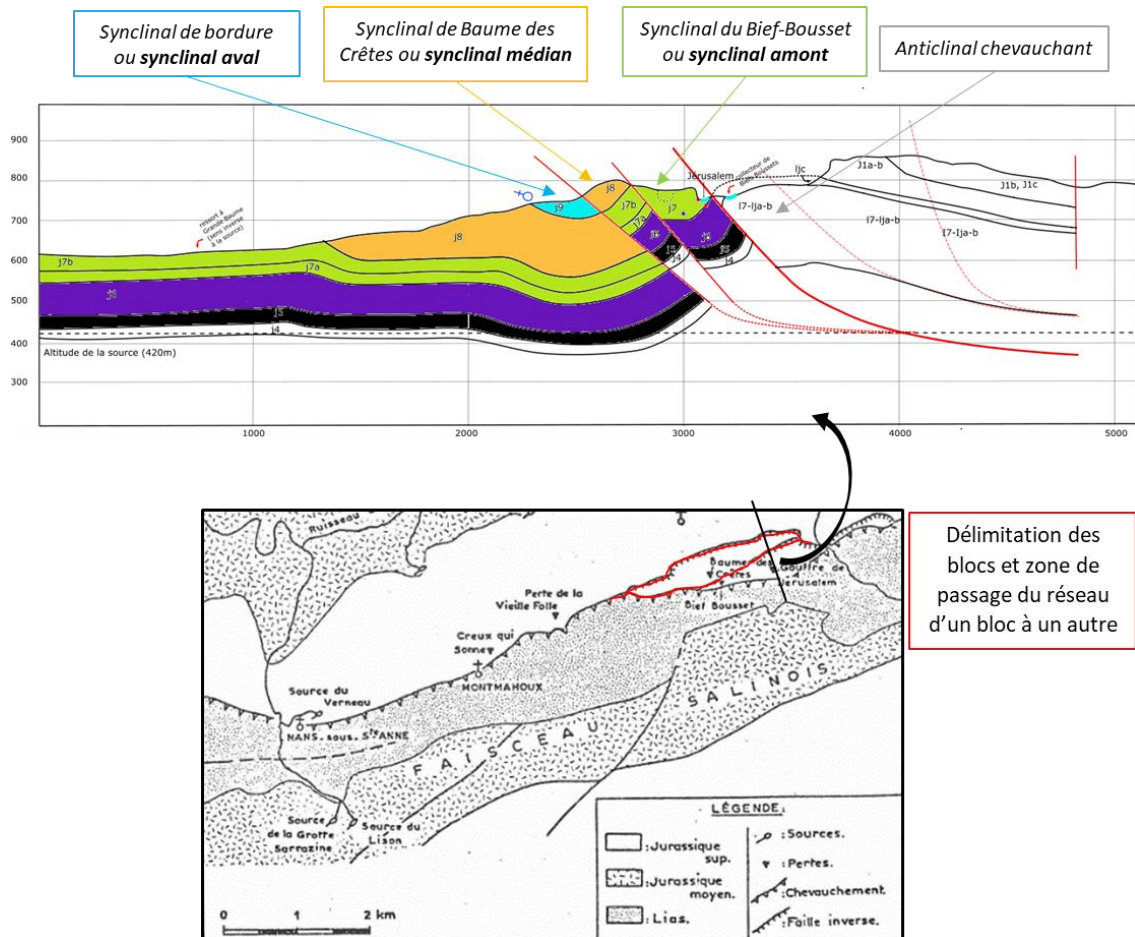


Figure 4: Coupe géologique passant par le gouffre de Jérusalem (J. Mexler, 2021) et localisation des différents synclinaux structurant la région (Tissot et Tresse, 1979)

D'amont en aval on retrouve (**Figure 4**):

- Le *synclinal dit des Bief-Boussets* que nous nommerons par la suite le *synclinal amont*. Il comprend le puits de la Broche, le gouffre de Jérusalem et le gouffre des Bief-Boussets, ce qui représente 21% du réseau complet. Sa séquence géologique débute par le Kimméridgien inférieur (faciès Séquanien, J7).
- Le *synclinal dit de Baume des Crêtes* que nous nommerons *synclinal médian*. Il comprend le gouffre de Baume des Crêtes et ne contient que **15 %** du réseau complet. Sa séquence géologique commence par le Kimméridgien supérieur (J8).
- Le *synclinal de bordure* ou *synclinal aval*. Il comprend les gouffres de la Vieille folle, du Creux qui sonne et la source Baudin, exutoire du Verneau. Il comprend la majeure partie du réseau, soit **64 %**. Sa séquence géologique commence par le Tithonien (faciès Portlandien, J9).

1.1.2 Karstogénèse

Le réseau du Verneau a connu une mise en place guidée par les périodes glaciaires et interglaciaires (Petrequin 1985). La dernière période glaciaire dite de Würm datant de 115 000 ans.

(Petrequin 1985) a montré que les marnes du Lias recouvraient une plus grande surface et l'écoulement était alors superficiel depuis la limite sud du bassin versant du Verneau actuel jusqu'au ruisseau d'Eternoz dans la vallée du Lison et jusque dans la vallée de la Loue. Le niveau de base de la Loue et du Lison était égal au niveau de la grotte Baudin, exutoire du Verneau. On trouve les marques d'anciennes vallées aujourd'hui asséchées qui relient les bassins marneux actuels des pertes du Verneau à la Loue et au Lison (**Figure 5**).

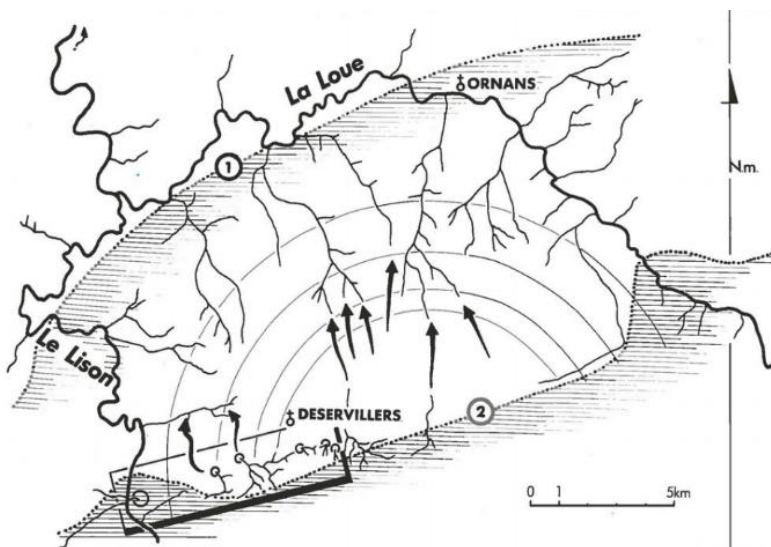


Figure 5: *Écoulement général des eaux entre Loue et Lison. Affluents de rive gauche et vallées sèches (flèches noires) divergent à partir des hauteurs du Faisceau Salinois, dans la zone comprise entre l'avancée maximale de la dernière glaciation (2) et l'avancée extrême des glaciers antérieurs (1). Ceci évoque un alimentation par le Sud, sur un front fluvio-glaciaire. En bas à gauche, le réseau du Verneau (encadré) (Petrequin, 1985).*

La présence de bloc erratiques, de galets alpins et de complexe fluvio-glaciaires confirme l'existence de glaciers Alpins et Jurassien du Quaternaire sur le plateau d'Ornans. Le front de ces glaciers reculait et avançait en fonction du climat pouvant aller jusqu'à la Loue. Les derniers glaciers alpins, datant du Pléistocène, se sont avancés jusqu'au niveau du chevauchement du Faisceau Salinois (**Figure 5**).

Ainsi, de manière simultanée, il existait un écoulement en surface depuis le Faisceau Salinois jusqu'à la Loue et un écoulement sous glacier, à l'origine de la création de pertes

dans la partie calcaire du bassin versant du Verneau.

De nombreuses pertes existent sur le plateau calcaire d'Ornans. Ayant fonctionné pendant les périodes glaciaires, ces pertes rejoignaient le collecteur du Verneau. Elles se sont ensuite colmatées et il n'existe plus aujourd'hui de jonction traversable par un humain. C'est par exemple le cas du gouffre de Soit, mis à jour récemment (Relié, Jeannoutot 2018). On peut donc supposer la partie fossile du réseau du Verneau bien plus importante que ce que montre la partie explorée actuelle.

Les pertes connues se sont mises en place de manière asynchrone. Parmi les pertes en aval, la première à s'être mise en place serait celle de la Côte-Jamey, puis par érosion, les pertes de la Vieille Folle et du Creux-qui-Sonne auraient pris le relais petit à petit. La perte de la Côte Jamey est actuellement fossile, elle s'est colmatée et est surélevée par rapport aux deux autres pertes. Plus en amont, la première perte à s'être mise en place aurait été celle de la Baume-des-Crêtes. Aujourd'hui celle-ci est fossile et le gouffre des Bief-Boussets la remplace (Chorvot 1984).

Le collecteur connaît un changement de morphologie environ à partir de la perte de la Vieille Folle et ce jusqu'à l'exutoire. En aval, de la salle des Patafouins (**Annexes**) le collecteur contient de forts dépôts

d'argile, témoin d'une mise en charge importante. A partir de la salle du Rochanon (**Annexes**) et ce jusque l'exutoire, on peut noter la présence de marques d'une érosion importante (marmites et lames acérées) (Petrequin 1985). Les coupoles de détente, signent d'une importante variation du niveau d'eau dans les galeries (Lismonde 2000), ne sont mentionnée qu'à partir de la salle du Bon Negro (**Annexes**) (Petrequin 1985).

Enfin, dans la partie aval du réseau, on peut constater un décalage du cours actif du collecteur vers le sud, de plus en plus au cœur de la charnière des synclinaux (**Figure 6**).

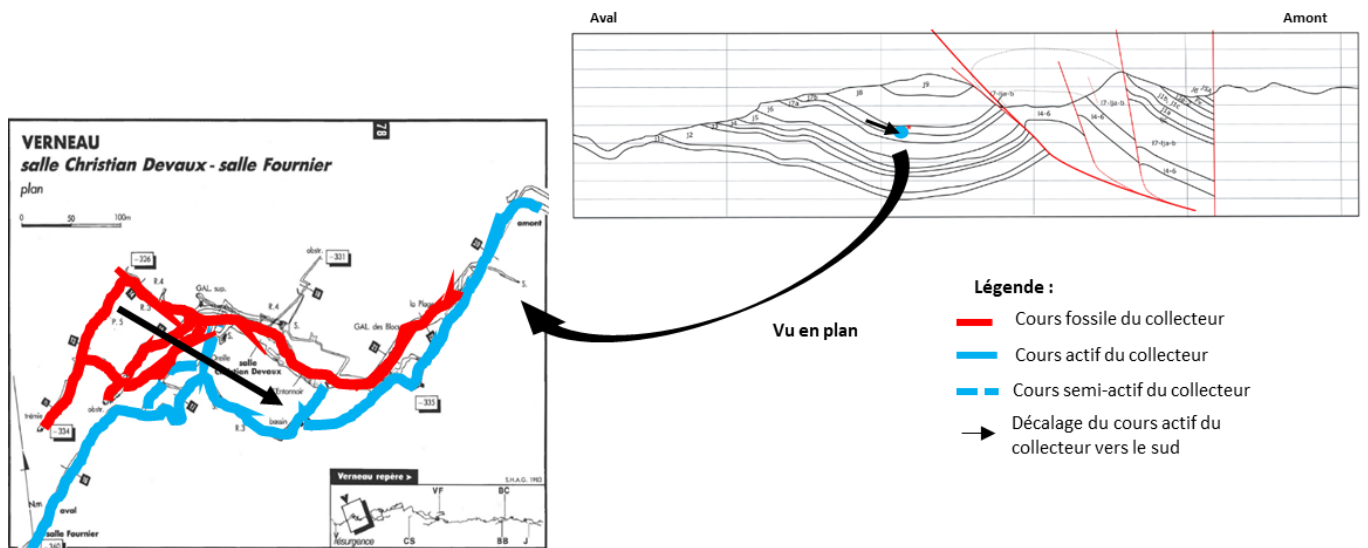


Figure 6: Décalage vers le Sud du cours actif du collecteur du réseau souterrain du Verneau, vue en coupe (J. Mexler, 2021) et en plan (S.H.A.G, 1981)

1.1.3 Hydrologie

Le bassin d'alimentation du Verneau fait 13.9 km². Au sud, il s'arrête au niveau des crêtes de chevauchement du Faisceau Salinois et, au nord, au niveau de faibles reliefs. De forme allongé, il présente un axe de symétrie qui se confond avec l'axe d'allongement du faisceau Salinois (**Figure 2**) (Tissot, Tresse 1978).

D'un point de vue géologique, le bassin d'alimentation se divise en deux parties, l'une calcaire au nord, où l'eau s'infiltre et où les pertes sont diffuses et l'autre partie marneuse au sud, où l'eau ruisselle en surface et s'engouffre au niveau de pertes localisées. L'eau rejoint le collecteur et ressort au niveau de l'exutoire du réseau. Il y a une grande variation de débit au niveau de l'exutoire du Verneau, en raison de sa réponse rapide à la pluie. Le débit minimal, en période d'étiage, est de $7 \cdot 10^{-3}$ m³/s alors que le débit maximal, suite à de très fortes averses est de 15 m³/s. Des études hydrodynamiques ont permis de montrer que le réseau du Verneau appartient aux systèmes très karstifiés et ayant une partie noyée négligeable (Mettetal 1985).

L'âge moyen des eaux en sortie du réseau du Verneau varie entre 3 et 5 ans alors que le temps moyen de renouvellement, c'est-à-dire le temps nécessaire au remplacement total de l'eau présent dans l'ensemble du réseau est de 7 ans (Mettetal 1985).

Les pertes localisées du réseau du Verneau ont chacune un bassin versant marneux aux surfaces différentes. Le plus grand bassin versant étant celui de la perte de la Vieille Folle. Il existe un étonnant lien entre la taille des dolines des pertes du réseau du Verneau et le diamètre du collecteur. D'amont en aval, les dolines sont de plus en plus grandes, tout comme le collecteur (Petrequin 1985) (**Figure 7**).

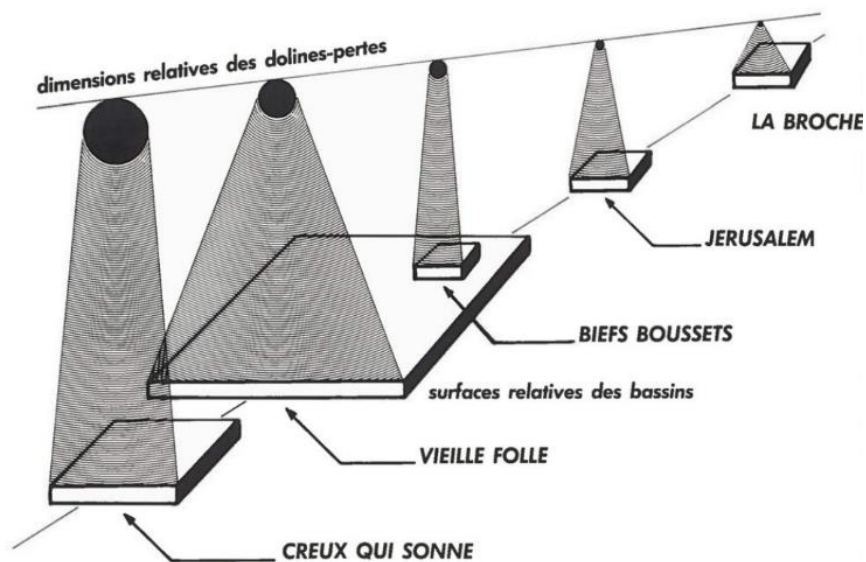


Figure 7: La surface actuelle des bassins d'alimentation liasiques n'a plus aucun rapport avec les dimensions respectives des dolines-pertes et du collecteur. De toute évidence, le bassin du gouffre de la Vieille Folle s'est développé progressivement, par érosion régressive, aux dépens de l'alimentation du creux qui Sonne et des Bief-Boussets (Petrequin, 1985).

1.2 Données collectées

1.2.1 Données spatiales


Ce travail est basé sur les données spatiales suivantes :

- Les cartes géologiques au 1/50 000ème des zones de Quingey et de Salin-les-Bains du BRGM
- Les données spéléologiques (Aucant, Schmidt, Urlacher 1985; Chorvot 1984; Grosjean et al. 2005)
- Les cartes topologiques et coupes du réseau complet du Verneau et de zones plus précises (Aucant, Schmidt, Urlacher 1985; G.I.P.E.K 1986)
- La numérisation du réseau karstique du Verneau et le modèle 3D produit par J. Mexler dans le cadre d'un stage en 2021
- Les coupes géologiques réalisées par J. Mexler dans le cadre d'un stage en 2021


1.2.2 Données temporelles

De plus, ce travail est également basé sur les données temporelles du niveau d'eau au sein du réseau du Verneau fournies par le GIPEK et le BRGM (**Tableau 1** et **Figure 8**). Seuls les niveaux d'eau du cours actif du collecteur et de la source seront analysés. Les niveaux d'eau des affluents n'apporteront que l'information d'activité des différentes pertes.

Tableau 1: Inventaire et caractéristiques des sondes de niveau d'eau dans le réseau souterrain du Verneau.

Station	Type hydrologique	Localisation	Section	Particularité aval	Particularité amont	Affluent connecté
Source	Actif	Surface	—	—	—	—
Collecteur 1	Actif	Souterrain	Diaclase large		Siphon	—
Collecteur 2	Actif	Souterrain	Diaclase large		1	
Collecteur 3	Semi-actif	Souterrain	Passage bas		Paliers topographiques	Paliers topographiques
Collecteur 4	Actif	Souterrain	Diaclase large		Siphons	2
Collecteur 5	Actif	Souterrain	Diaclase large		Siphons	3
Affluent 1	Semi-actif	Surface	—	—	—	—
Affluent 2	Actif	Souterrain	—	—	—	—
Affluent 3	Semi-actif	Surface	—	—	—	—

 Rétrécissement de la section du collecteur, d'aval en amont

 Eloignement à la source : d'aval en amont

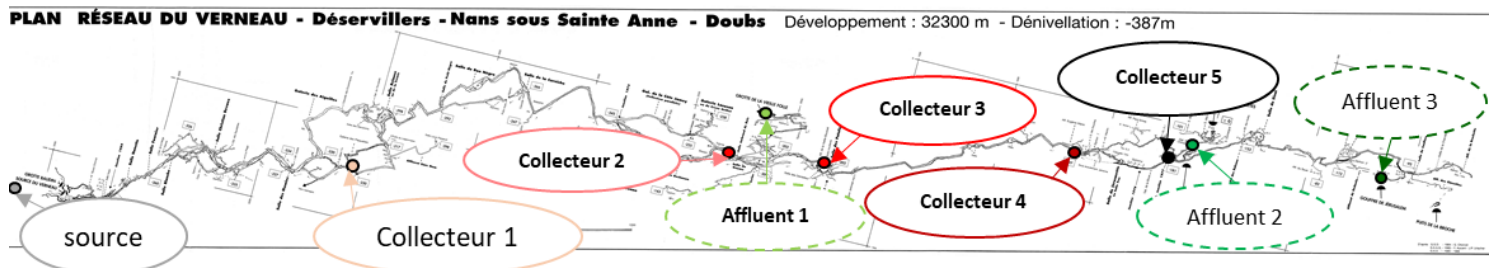


Figure 8: Position des sondes de niveau d'eau dans le réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).

2 Méthodes

2.1 Cartographie du réseau

2.1.1 Compartimentation géologique

2.1.1.1 Selon la structure géologique de la région

La comparaison entre le tracé du réseau et la carte géologique, font penser que les délimitations entre les blocs synclinaux seraient plus longues que ce qui est suggéré par Aucant et Urlacher (1985). Le réseau suivrait les failles qui délimitent les blocs sur une certaine distance avant de basculer réellement.

En effet, la première zone de passage entre le bloc synclinal amont et le bloc synclinal médian commence au niveau de la salle du Sinaï (**Annexes**) et se termine au bord de la confluence entre le gouffre de la Baume-des-Crêtes et le collecteur (**Figure 9 : 1^{er} zone de passage**).

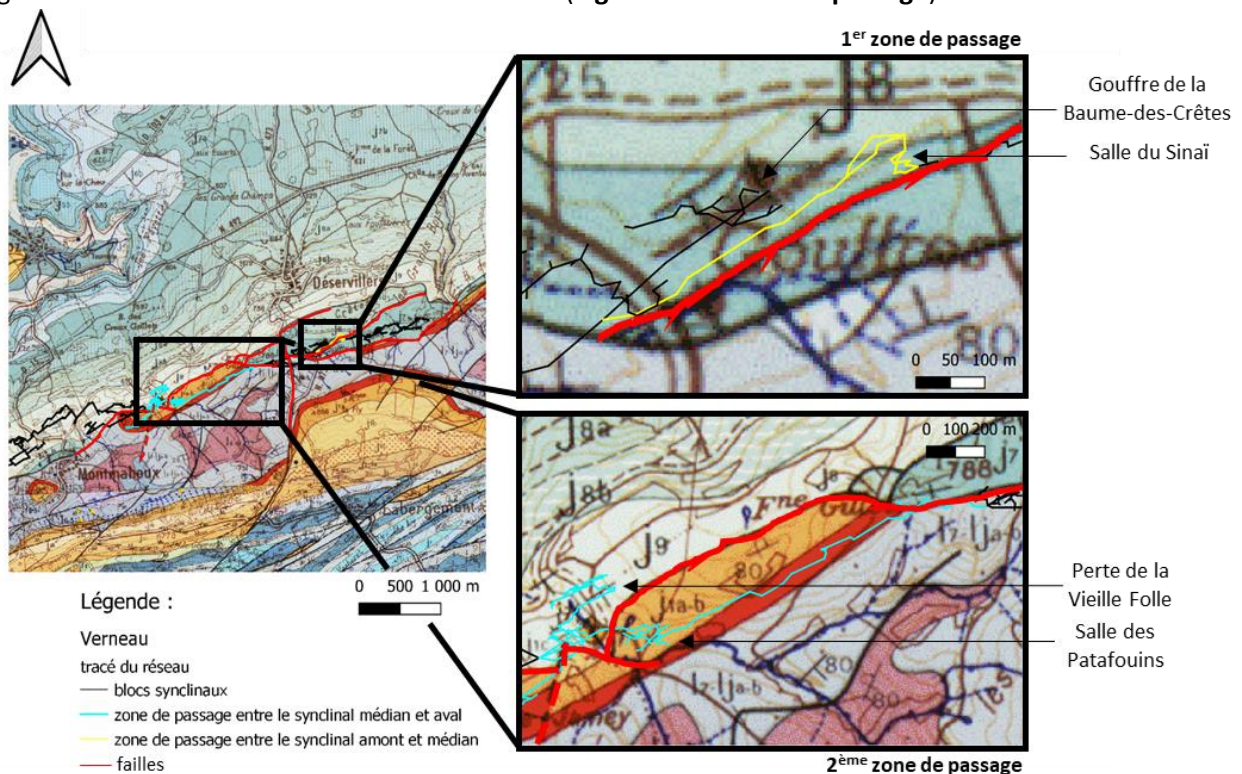


Figure 9: Position des zones de passages du entre les différents synclinaux et des failles majeures qui guident le tracé du réseau au niveau de ces zones (Fond de carte de Quingey au 1/50 000ème du BRGM)

La deuxième zone de passage, entre le bloc synclinal médian et le bloc synclinal aval est encore plus grande. Elle débuterait au niveau de la confluence entre le gouffre des Bief-Boussets et le collecteur et s'achèverait au niveau de la salle du Rochanon (**Annexes**). Au niveau du gouffre des Bief-Boussets, la carte géologique présente de nombreuses failles dont les directions sont sensiblement N-S et E-W. Le synclinal médian fini en biseau entre l'anticlinal chevauchant et le synclinal aval. Ainsi, le réseau quitterait le synclinal médian pour suivre la faille séparant l'anticlinal chevauchant et le synclinal aval jusqu'au gouffre de la Vieille Folle, nouvelle zone fortement faillée (**Figure 9 : 2^{ème} zone de passage**).

2.1.1.2 Selon le changement de morphologie du réseau et du collecteur.

Le changement de morphologie du collecteur s'observe sur le plan du réseau souterrain du Verneau.

En effet, c'est à partir de la salle Jarbraud de Bois (**Annexes**) et jusqu'à l'exutoire que le collecteur comprend de nombreux cycles et s'étage sur plusieurs niveaux (**Figure 10**). Et c'est au niveau de la confluence entre le collecteur et la galerie de la Côte-Jamey (**Annexes**) que les galeries du réseau changent d'orientation et d'inclinaison (**Figure 10**). Ces différentes compartimentations seront adoptées par la suite.

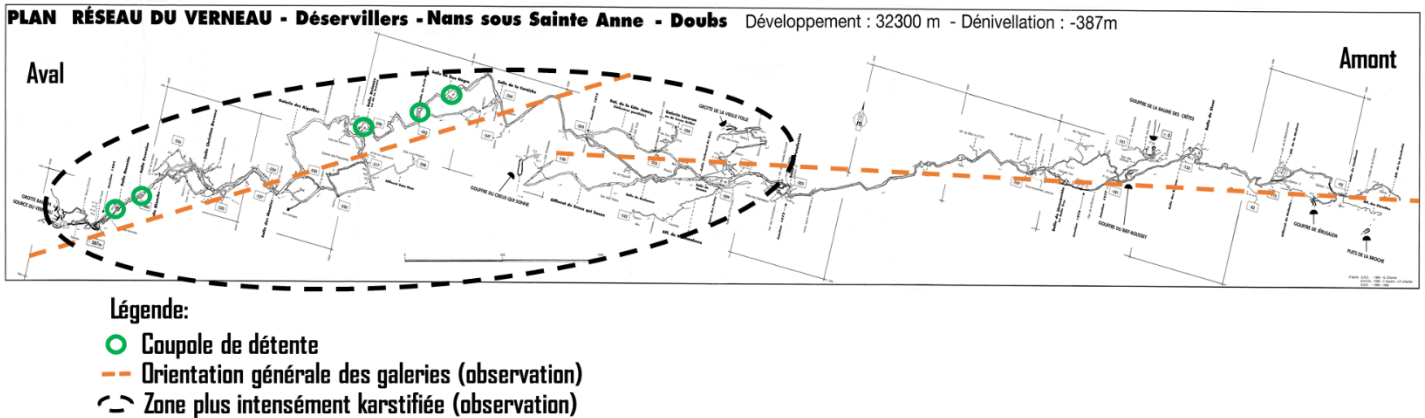


Figure 10: Observations morphologiques sur le plan du réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).

On peut émettre plusieurs hypothèses de karstogenèse pour expliquer ce changement de morphologie observé entre l'amont et l'aval du réseau souterrain. Ces hypothèses seront testées par la suite.

Hypothèse 1 :

Une différence de variation du niveau d'eau au sein des galeries entre l'amont et l'aval du réseau souterrain du Verneau.

Hypothèse 2 :

Une différence de contrainte géologique entre l'amont et l'aval du réseau souterrain du Verneau.

Hypothèse 3 :

Une différence de stade d'évolution entre l'amont et l'aval du réseau souterrain du Verneau.

2.1.2 Missions de terrain

Au cours de cette étude, trois missions de terrain ont été réalisées. Celles-ci consistent en une étude morphologique et géologique de certaines parties du réseau du Verneau. La grotte Baudin, les gouffres des Bief-Boussets et de la Baume des Crêtes sont les parties du Verneau qui ont été visitées.

Grotte Baudin :

Cette grotte est l'exutoire fossile du réseau du Verneau, la résurgence actuelle est à plus basse altitude. Depuis la grotte Baudin, on rejoint le cours actif qui s'est enfoncé petit à petit.



Figure 11: Alternance de dépôts détritiques avec une plus ou moins grande part carbonatée (varves) dans la salle Simon Chorvot (Annexes).

Au sein de la grotte Baudin de nombreuses preuves du ré-ennoiement des galeries ont été observées. Il y avait des lapiaz de résurgence, des varves (**Figure 11**) et des conduites de raccordement. Cela montre que le passage du bras actuellement fossile à celui actuellement actif s'est réalisé progressivement. Les différentes galeries ont connu une période de fonctionnement commune dans le temps. Le même phénomène se produit actuellement avec la grotte Yves, qui capte aujourd'hui une partie des eaux du collecteur.

Les conditions météorologiques nous ont empêchés de progresser dans le collecteur, mais nous avons pu y pénétrer et voir la taille de cette galerie en diaclase.

Gouffre des Bief-Boussets :

Le gouffre des Bief-Boussets, actif, est marqué par la tectonique de la région. La galerie d'entrée traverse un plissement de strates nommé « la Charnière » où l'on voit bien la différence entre le magnifique pli formé de strates compétentes et le reste plissé de manière informe et bien plus érodé (**Figure 12**). Un peu plus loin, on trouve des miroirs de faille, des conglomérats en discordance avec une alternance de bancs marneux sombres et de bancs calcaires coquillé. Ces marques attestent du passage d'une faille.

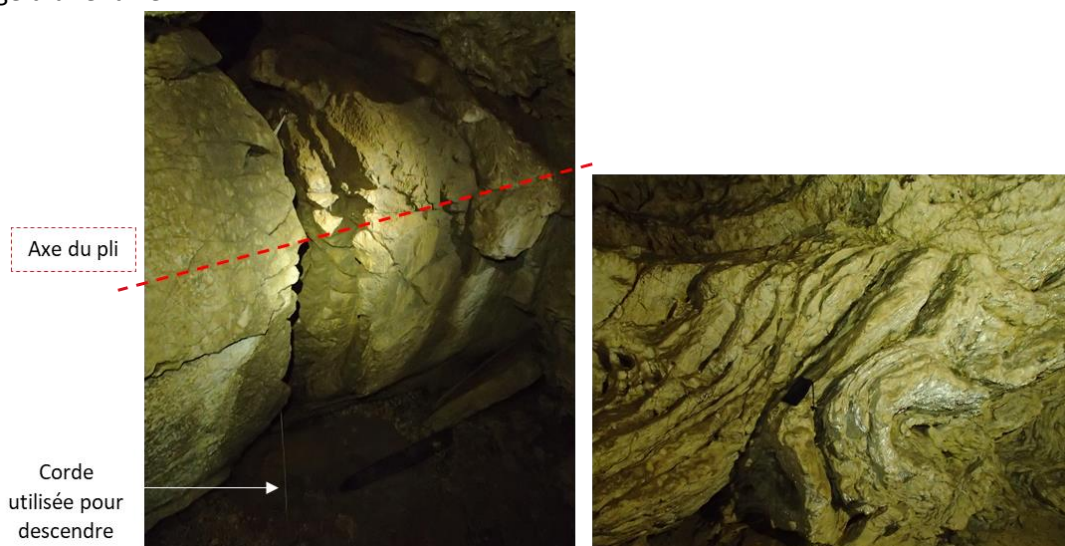


Figure 12: Pli de la "Charnière" (à gauche) et couches plissées juste en aval (à droite) dans le gouffre des Bief-Boussets.

Cette cavité permet de prendre conscience de la sous-représentation des méandres sur les cartes topographiques, en effet, de nombreux passages fortement tortueux sont représentés par une galerie relativement linéaire.

Enfin, nous avons pu assister à la montée des eaux dans le réseau d'une dizaine de centimètre en raison d'une averse de pluie. Un fort grondement a précédé l'arrivée du front d'eau.

Gouffre de la Baume des Crêtes :

Cette perte est aujourd'hui fossile, seul un ruisseau coule et rejoint le drain principal au fond du gouffre.

Cet affluent comprend de nombreux dépôts détritiques plus ou moins érodés en alternance avec des dépôts carbonatés. Un très bel exemple dans la salle des Dolois. (**Figure 13**)



Figure 13: Alternance de dépôts carbonatés et détritiques dans la salle des Dolois (Annexes).

Cette alternance est liée aux périodes de glaciation et interglaciaires. Un climat froid favorise l'érosion du calcaire et les dépôts détritiques, alors qu'un climat chaud favorise les dépôts carbonatés (1.1.2).

2.1.3 Numérisation

La numérisation des données récoltées sur le terrain et des connaissances sur le réseau souterrain du Verneau des spéléologues du GIPEK s'est faite sur un modèle 3D déjà créé dans le cadre du stage (2021) de J. Mexler. Le réseau numérique est constitué de points aux coordonnées connues reliés entre eux par des segments. On distingue différents types de données, les données hydrogéologiques et morphologiques, mais également les données de compartimentation du réseau.

2.1.3.1 L'étude du réseau complet d'un point de vue hydrogéologique et morphologique

Les données hydrogéologiques correspondent à la notion de galerie fossile, semi-active ou encore active, c'est-à-dire, des galeries où l'eau ne circule pas du tout, de façon temporaire ou enfin de façon pérenne. Par soucis de praticité, lors de l'approche statistique, les galeries actives et semi-actives ont été regroupées sous la notion de galerie active. Ainsi, un filet d'eau coule au moins de façon temporaire dans une galerie dite active (**Figure 14 (A)**).

Les données morphologiques traduisent la notion de collecteur ou d'affluent. Le collecteur est le drain principal qui concentre toute l'eau de surface jusque l'exutoire, c'est le point le plus bas du réseau. Les affluents étant la connexion verticale entre la surface et le collecteur (**Figure 14 (B)**).

Une galerie peut être fossile mais appartenir au collecteur, comme une autre active et être un affluent.

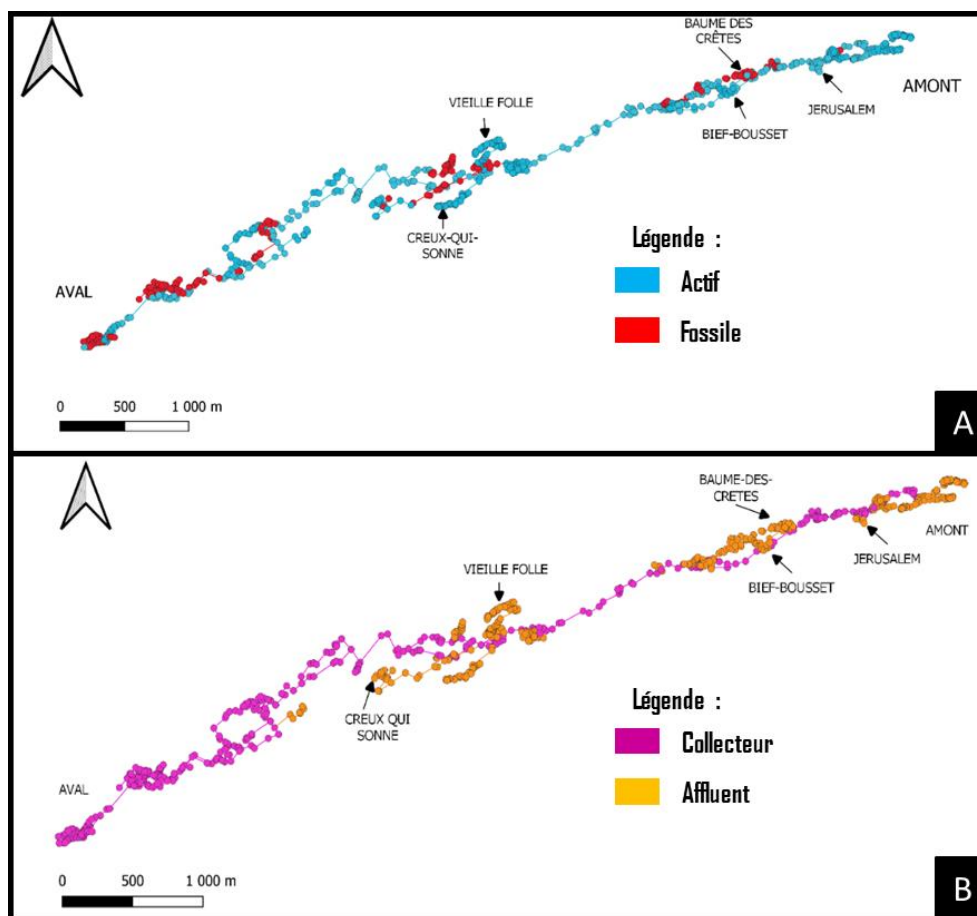


Figure 14: Parties actives vs fossiles (A) et parties collecteur vs affluent (B) du réseau souterrain du Verneau.

2.1.3.2 La compartimentation du réseau par blocs,

2.1.3.2.1 La compartimentation selon des observations morphologiques.

Ces compartimentations du réseau (**Figure 15 (A) et (B)**) s'appuient sur l'observation de la carte topographique du réseau (2.1.1.2).

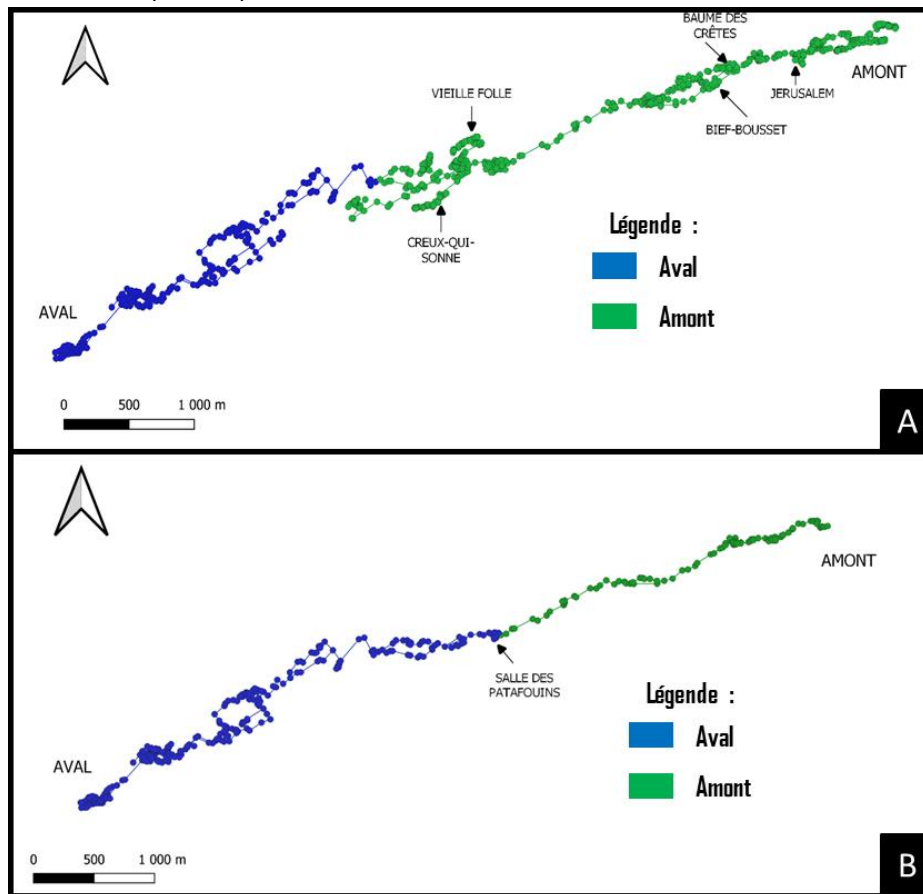


Figure 15: Compartimentation du réseau selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries (A) et compartimentation du collecteur selon son changement de morphologie (B).

2.1.3.2.2 La compartimentation selon les structures géologiques traversées par le réseau souterrain du Verneau

Cette compartimentation (**Figure 16**) se base sur les trois synclinaux que traversent le réseau (1.1.1) et sur les zones de passages entre ces synclinaux (2.1.1.1).

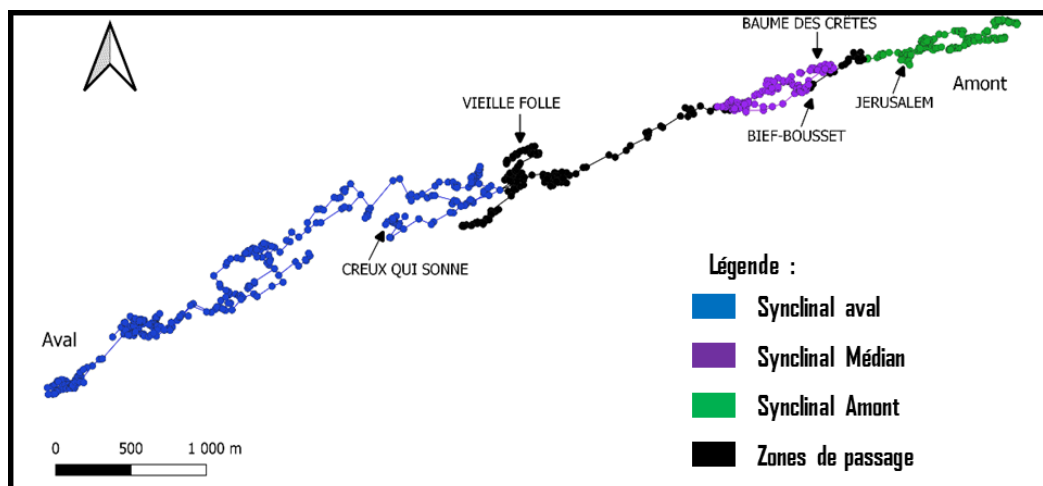


Figure 16: Compartimentation du réseau selon la structure géologique de la région.

2.2 Approche statistique

2.2.1 Karstnet

Le programme Karstnet (Collon et al. 2017) est intéressant afin de vérifier et appuyer les différentes compartimentations du réseau karstique du Verneau. En effet, à partir de deux fichiers d'entrée, l'un contenant les coordonnées (X, Y, Z) des points constituant le réseau et l'autre la manière dont ces points sont liés entre eux, ce programme renvoi un certain nombre de paramètres métriques sur la taille du réseau, ses caractéristiques morphologiques et topologiques.

Les paramètres morphologiques sont calculés sur la base du graphe complet alors que les paramètres topologiques sont calculés sur la base du graphe simplifié.

Graphe complet : ensemble des points topographiés dont on connaît les coordonnées (X, Y, Z). Ils sont reliés entre eux par des segments. Tous les segments relient seulement deux points entre eux. Chaque point peut comprendre un ou plusieurs segments (**Figure 17, graphe complet**).

Nœud : point d'un graphe simplifié, de degré supérieur à 2.

Branche : segment d'un graphe simplifié.

Graphe simplifié : ensemble des nœuds de degré supérieur à 2 dont on connaît les coordonnées (X, Y, Z). Seuls les nœuds aux extrémités (de degré 1) ou nécessaires à la conservation des cycles (de degré 2) sont conservés. Ils sont reliés entre eux par des branches. Toutes les branches relient seulement deux nœuds entre eux (**Figure 17, graphe simplifié**).

Degré d'un nœud (k): nombre de branche partant d'un nœud (**Figure 18**).

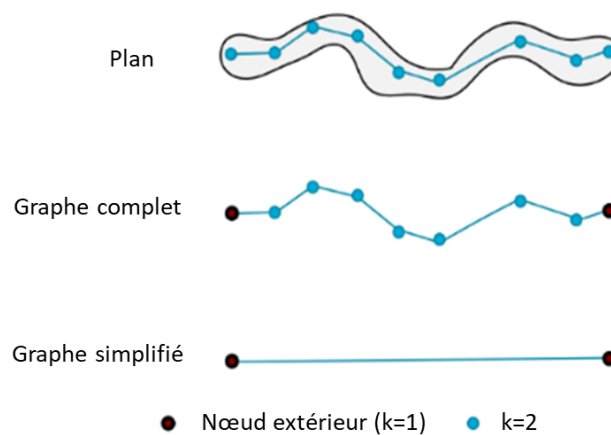


Figure 17: Des données de terrain aux graphes pour un long karst linéaire (Collon et al., 2021).

2.2.2 Sélection des descripteurs géométriques

En plus des paramètres calculés par le programme Karstnet (**Tableau 2**), trois autres paramètres ont été ajoutés :

$$\%noeud = \frac{\text{Nombre de noeud}}{\text{Nombre de noeud du réseau complet (= 700)}}$$

$$\%cycle = \frac{\text{Nombre de cycle}}{\text{Nombre de cycle du réseau complet (= 39)}}$$

$$\%d'affluent = \frac{\text{Nombre d'affluent}}{\text{Nombre d'affluent du réseau complet (= 20)}}$$

Tableau 2 : Description des paramètres sélectionnés (Collon et al., 2021)

Nom du paramètre	Formule	Commentaire
Nombre de cycle	$N_{cycl} = S - N + p$ avec N le nombre de nœud dans un graphe simplifié, S, le nombre de branche et p le nombre de sous-graphes (?)	Nombre de boucle fermée à une ou plusieurs entrées
Looping branches		Nombre de boucle fermée avec une seule entrée
Mean tortuosity	$t_{i,j} = \frac{l_{i,j}}{d_{i,j}}$	Ratio entre la distance curvilinéaire et la distance euclidienne d'une branche (entre les nœuds i et j)
Mean length		Longueur moyenne d'une branche
Orientation entropy (Ho)	$H_0 = - \sum_{i=1}^t p_i * \ln_{nbins}(p_i)$ avec pi la probabilité qu'une branche ait une orientation qui corresponde à la n-ième bins, sachant que les nbins sont les orientations possibles d'un histogramme	<ul style="list-style-type: none"> Maximale si les branches ont des orientations réparties de manière uniforme Minimale si les branches ont tous la même orientation
Mean degree (k)	$\bar{k} = \frac{2(N-1)}{N}$ avec N, le nombre de nœud dans un graphe simplifié (où seuls les nœud de degré supérieur ou égal à 2 sont pris en compte)	<ul style="list-style-type: none"> Varie entre 1,5 et 2 pour un graphe anastomosé (Figure 19) Supérieur à 2 pour un système ramifié (Figure 19)

De plus, un histogramme de l'orientation (2D) ainsi qu'un diagramme de Schmidt du plongement (3D) des branches (pondérées par leur longueur) du réseau est produit par le programme Karstnet.

Enfin, on peut tracer le graphique de l'entropie de l'orientation des branches (Ho) en fonction du degré de connectivité (k) permettant de classer le réseau selon 4 catégories (**Figure 18**) :

- Les réseaux ramifiés
- Les réseaux anastomosés
- Les réseaux ramifiés fracturés
- Les réseaux anastomosés fracturés

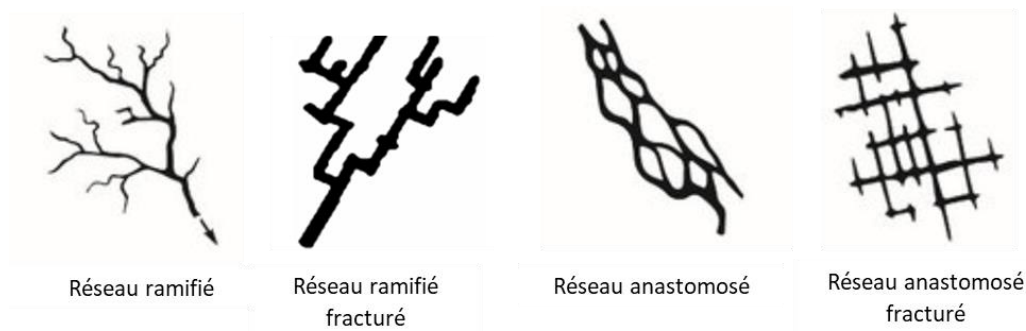


Figure 18: Exemples de réseaux anastomosés et ramifiés, fracturés ou non (Jouve et al., 2017).

2.2.3 Application au site du Verneau

Dans le cadre de l'étude, les compartiments suivants ont été traités :

- Le réseau complet
- Les parties Active et Fossile du réseau complet
- Les parties Affluent et Collecteur du réseau complet
- Les blocs selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries
- Les blocs selon le changement de morphologie du collecteur
- Les blocs selon la structure géologique de la région

3 Résultats

3.1 Approche globale

Dans un premier temps, l'étude du réseau complet se fait à travers les critères morphologique (**Collecteur / Affluent**) (**Figure 14 (A)**) et hydrogéologique (**Actif / Fossile**) (**Figure 14 (B)**).

Tableau 3: Résultat pour le réseau souterrain du Verneau complet et ses différentes parties. Les maximums sont en gras.

Verneau complet	Complet	Actif	Fossile	Affluent	Collecteur
% de nœud	100	72	28	49	51
Nombre de cycle	39	18	8	6	31
% de cycle	100	46	21	15	79
% d'affluent	100	14	86	100	0
Mean length	78	92	66	57	110
Mean tortuosity	1,16	1,12	1,29	1,14	1,19

On constate que la partie fossile ne représente qu'un faible pourcentage du réseau (**Tableau 3**). Cependant, la partie fossile est sans doute sous-estimée dans cette étude car de nombreuses pertes fossiles sont aujourd'hui colmatées et non recensées sur la carte topographique.

Le collecteur concentre la quasi-totalité des cycles (79%), cela est dû au fait que le cours du collecteur a évolué au fil du temps et a dévié vers le sud laissant des bras morts plus au nord mais encore reliés au cours actif. Il existe un cycle fermé dans la totalité du réseau, au niveau de l'affluent de la méduse.

Les affluents sont pour la plupart fossiles. Cela est cohérent avec le fait qu'à l'inverse du collecteur qui, par définition, comprend toujours un cours actif, les pertes sont sujettes à l'érosion en surface et à la déviation de l'écoulement de surface. Elles perdent alors leur fonction et se colmatent petit à petit.

Le réseau comprend des branches de longueur moyenne égale à 78m. Le collecteur a en moyenne des branches plus longues que les autres sections et fait parties des moins tortueuses. Le collecteur s'est souvent mis en place dans le sillon de failles au tracé rectiligne et a suivis cette faille sur un long parcours (2.1.1.1). A l'inverse, les affluents ont des branches plus petites que la moyenne. L'eau a dû se tracer un chemin vertical au sein des roches carbonatées peu faillées de haut en bas.

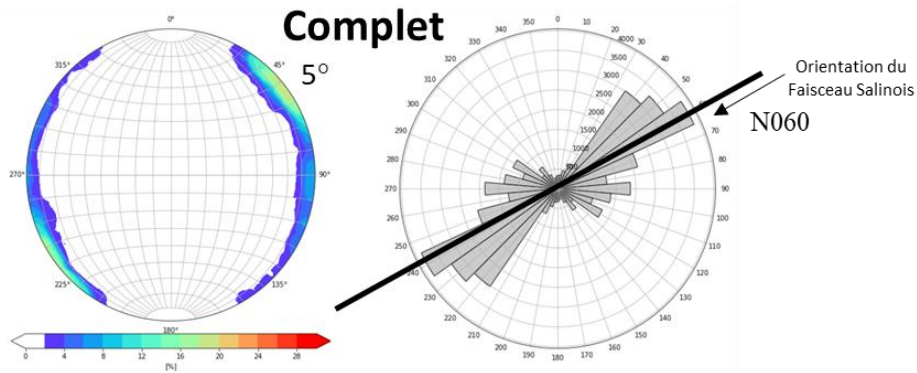


Figure 20: Diagramme de Schmidt (à gauche) et rosas des orientations (à droite) des galeries du réseau complet du Verneau.

Les branches du réseau tendent à avoir une orientation marquée, à savoir, entre N40 et N60 avec une inclinaison de 5° vers le sud (**Figure 19**). L'orientation du Faisceau Salinois est de N065. Le tracé du réseau complet est donc guidé par la structure géologique de la région. Son développement a été contraint par les failles en place.

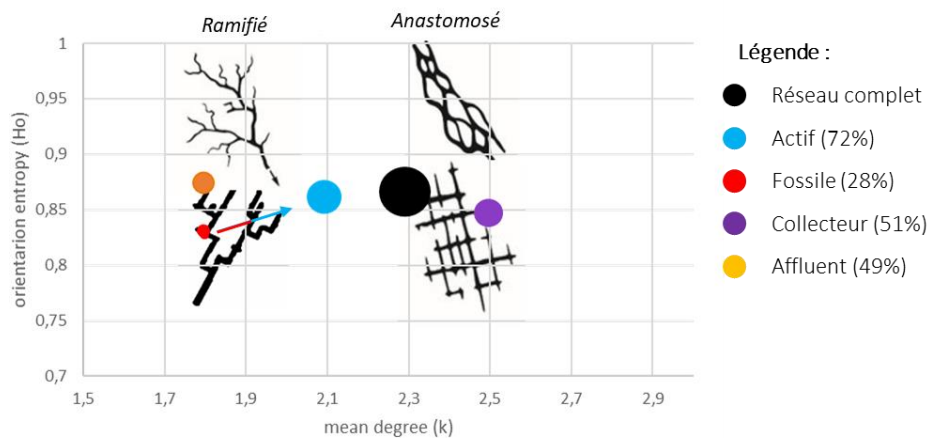


Figure 19: Graphique de l'entropie d'orientation (H_o) en fonction du degré de connectivité moyen (k) des différentes parties du réseau complet. La taille des symboles est proportionnelle au pourcentage de noeud.

On remarque clairement que l'ensemble du réseau connaît une orientation majoritaire (**Figure 20**), on peut supposer qu'il est dirigé par la fracturation, ce qui est cohérent avec les résultats précédents.

Le réseau complet est de type anastomosé.

De plus, on voit deux types de morphologies bien distinctes selon si on se trouve dans la partie collecteur ou affluent : le collecteur est un réseau anastomosé fracturé alors que l'affluent est un réseau ramifié fracturé.

Enfin, même si le faible pourcentage de la partie fossile ne peut que nuancer ce résultat, le réseau souterrain du Verneau évolue d'une morphologie de type ramifié fracturé au type anastomosé fracturé au cours du temps (de la partie fossile à la partie active).

3.2 Compartimentation du réseau souterrain du Verneau

3.2.1 La compartimentation selon des observations morphologiques

3.2.1.1 La compartimentation selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries

Voir **Figure 15 (A)**.

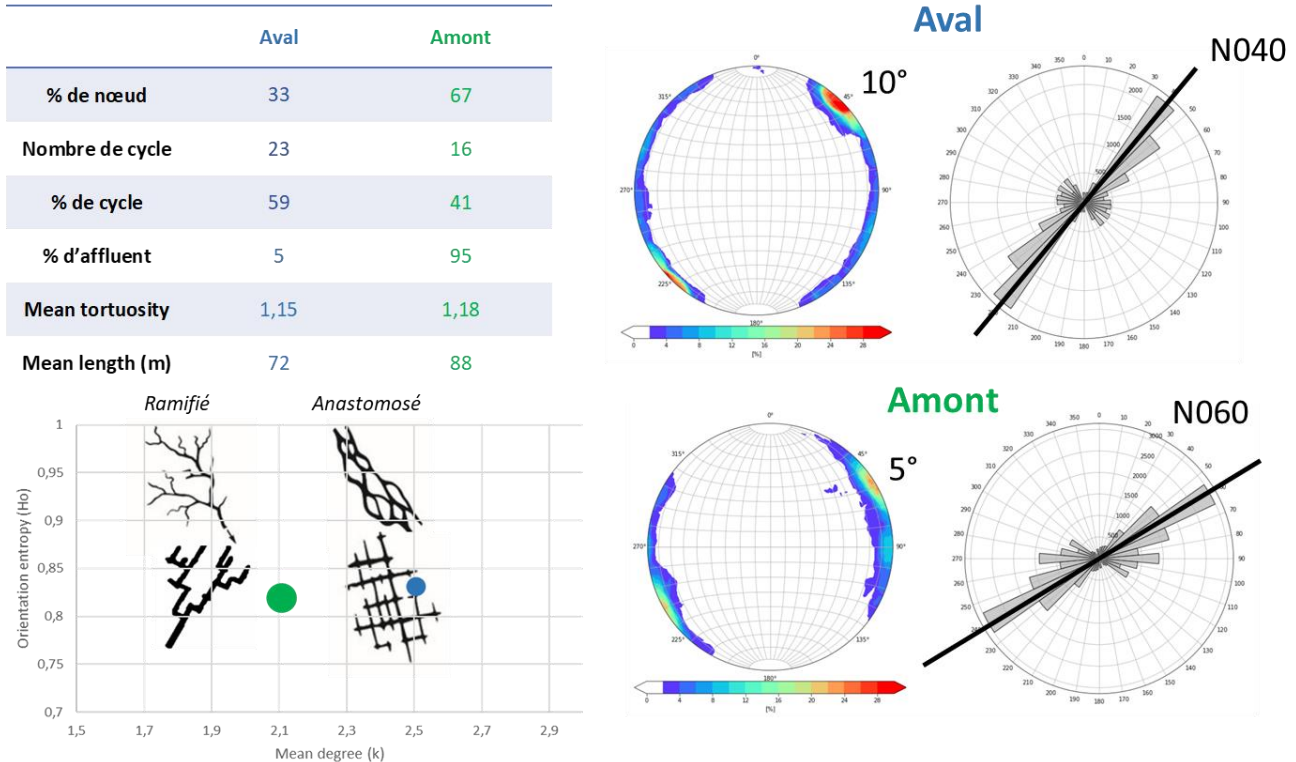


Figure 21: Ensemble des résultats pour les blocs selon le changement d'orientation et d'inclinaison des galeries (Aval : bleu et Amont : vert).

Les affluents se situent principalement en amont de la galerie Côte-Jamey (**Annexes**), seulement 5% se trouvent en aval (**Figure 21**). C'est dans cette partie du bassin d'alimentation du Verneau qu'une perte fossile et colmaté a été mise à jour, suggérant une sous-estimation du nombre d'affluent en aval du réseau souterrain.

Il existe une vraie différence d'orientation et d'inclinaison des galeries du réseau entre les deux blocs. Le bloc aval ayant pour orientation majoritaire N40 et pour inclinaison 10° alors que le bloc amont a des galeries d'orientation N60 et d'inclinaison de 5°. L'hypothèse de travail d'une différence de morphologie entre l'amont et l'aval du réseau souterrain du Verneau est confirmée.

Enfin, le bloc aval est de type anastomosé fracturé, alors que le bloc amont se rapproche du type ramifié fracturé.

3.2.1.2 Blocs selon le changement de morphologie du collecteur

Dans cette partie, seul le collecteur est étudié. La somme des pourcentages des deux compartiments n'est donc pas égale à 100 (**Figure 15 (B)**).

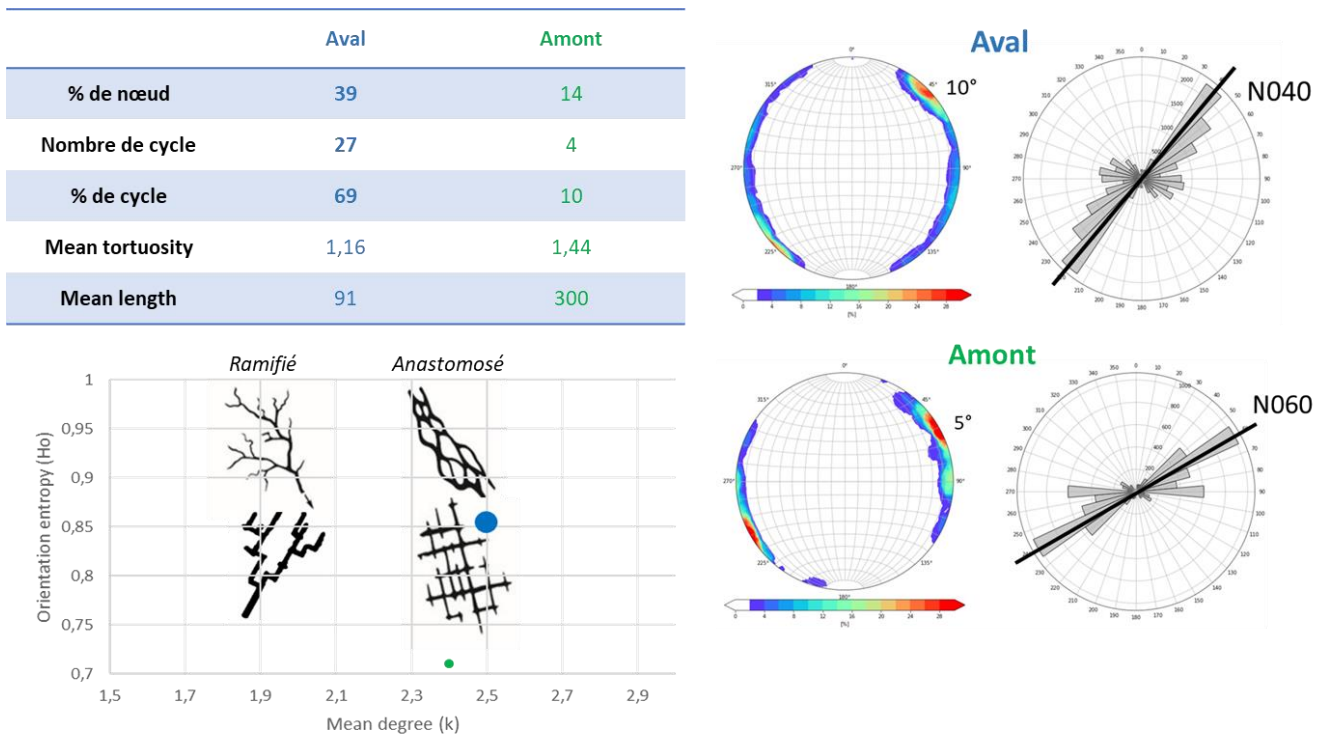


Figure 22: Ensemble des résultats pour les blocs selon le changement de morphologie du collecteur (Aval : bleu et Amont : vert).

Le bloc aval comprend plus de cycles (69 %) (**Figure 22**). Le collecteur en aval s'est beaucoup plus étalé et son cours actif s'est décalé dans le temps de plus en plus vers le sud, formant des cycles (1.1.2).

La partie amont est plus tortueuse que la partie aval et est composée de longues branches (en moyenne 300m de long).

Le bloc aval a pour orientation majoritaire N040 alors que le bloc amont a pour orientation majoritaire N060. La limite entre les blocs selon le changement global d'orientation et d'inclinaison des galeries est proche de la limite entre ces blocs-ci, il est donc cohérent de retrouver les mêmes orientations majoritaires des galeries.

On a vu dans la partie 2.1.3.1 que le collecteur était clairement de type anastomosé. Il est donc cohérent de retrouver ce résultat dans cette approche. Cependant, on constate que la partie amont a des galeries qui ont presque toutes la même orientation, ce qui va dans le sens d'un bloc amont guidé par la fracturation.

D'après l'analyse statistique des parties aval et amont du réseau souterrain du Verneau, la différence entre ces deux blocs est confirmée, tant au niveau du changement de morphologie du collecteur qu'au niveau du changement d'orientation et de l'inclinaison des galeries. Et même si le collecteur amont est de type anastomosé, la morphologie générale du bloc amont est plutôt de type ramifiée. Ainsi, on aurait un réseau de type ramifié qui se connecterait à un réseau de type anastomosé, environ à la confluence entre la perte de la Vieille Folle et le collecteur.

3.2.2 Blocs selon la structure géologique de la zone où s'est développé le réseau

Les deux zones de passage (noir) sont regroupées alors que les trois synclinaux (bleu, violet et vert) sont étudiés séparément (**Figure 16**).

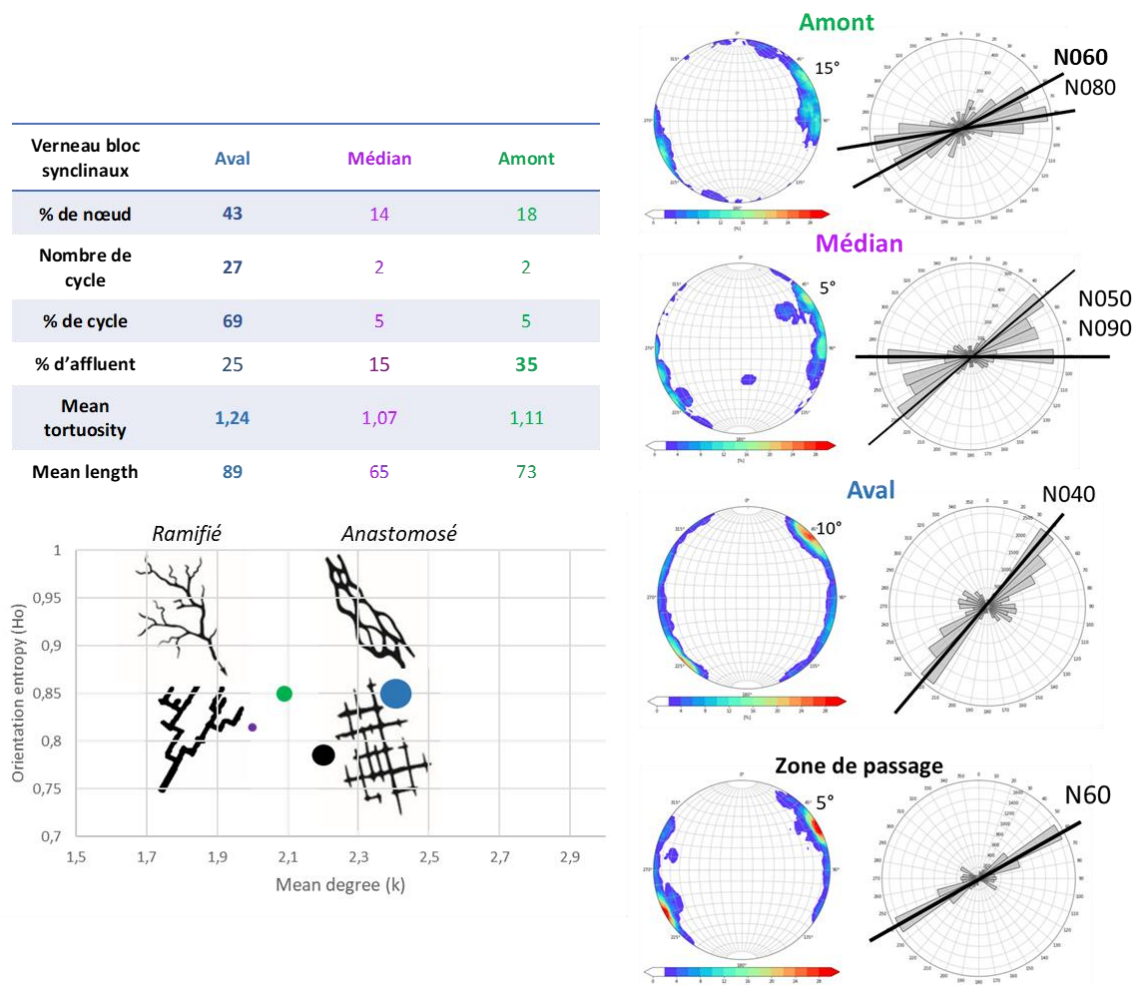


Figure 23: Ensemble des résultats pour les blocs selon la structure géologique de la région. Les deux zones de passage (noir) sont regroupées alors que les trois synclinaux (Aval : bleu, Médian : violet et Amont : vert) sont étudiés séparément.

Concernant les synclinaux (d'aval en amont, en bleu, violet et vert):

Les blocs amont et médians représentent des pourcentages faibles du réseau complet, ce qui peut biaiser l'analyse (**Figure 23**).

Le bloc aval est constitué de branches plus longues que les deux autres blocs. Cela est lié au fait que le bloc aval est principalement constitué du collecteur qui a des branches plus longues que la moyenne. Ce bloc est également plus tortueux.

L'orientation principale du bloc aval est N040 alors que les galeries des blocs amont et médian ont des orientations qui varient entre N050 et N090. Le réseau s'est développé au creux de la gouttière synclinale, ce qui laisse penser que le tracé du réseau suit l'orientation de l'axe de pli. A l'aide de la carte géologique, l'orientation de l'axe des différents synclinaux a pu être déterminée. Alors que les synclinaux amont et médian ont un axe de d'orientation environ égale à N080, le synclinal aval a un axe environ parallèle au faisceau Salinois (N060).

Le bloc amont comprend quelques branches d'inclinaison forte (40° et 80°), ce qui fait sens car ce compartiment ne comprend presque que les gouffres de la Baume des Crêtes et des Bief-Boussets, qui sont des pertes aux galeries verticales.

Enfin, les blocs médian et amont se rapprochent des réseaux de type ramifié fracturé. A l'inverse, le bloc aval appartient aux réseaux anastomosés fracturés. On retrouve la différence de morphologie qui existait entre les parties amont et aval de la compartimentation du réseau selon le changement général d'orientation et d'inclinaison des galeries.

Concernant les zones de passage (en noir):

Les zones de passages ont des galeries à l'orientation marquée (N060). Les zones de passages suivent les failles majeures de la région, parallèles au Faisceau Salinois. Ainsi, les failles contraignent le tracé du réseau. Le passage de l'eau est facilité dans ces zones fragilisées et celle-ci n'emprunte donc pas d'autre chemin, elle suit la structure géologique déjà présente.

3.3 Lien avec l'hydrogéologie

Les sondes de niveau d'eau posées dans la partie active du collecteur seront particulièrement étudiées. Les sondes de niveau d'eau des affluents permettront de connaître l'activité des pertes. Le but de cette approche est de mettre en avant une compartimentation du réseau souterrain du Verneau selon sa réponse hydrogéologique.

3.3.1 Histogrammes cumulés de l'ensemble de la chronique

Dans un premier temps, on s'intéresse à la totalité de la chronique, soit du 27 septembre 2020 au 28 février 2021. Pour ce faire, on étudie la fréquence cumulée en fonction de la hauteur d'eau normalisée au niveau de chaque station (**Figure 24**).

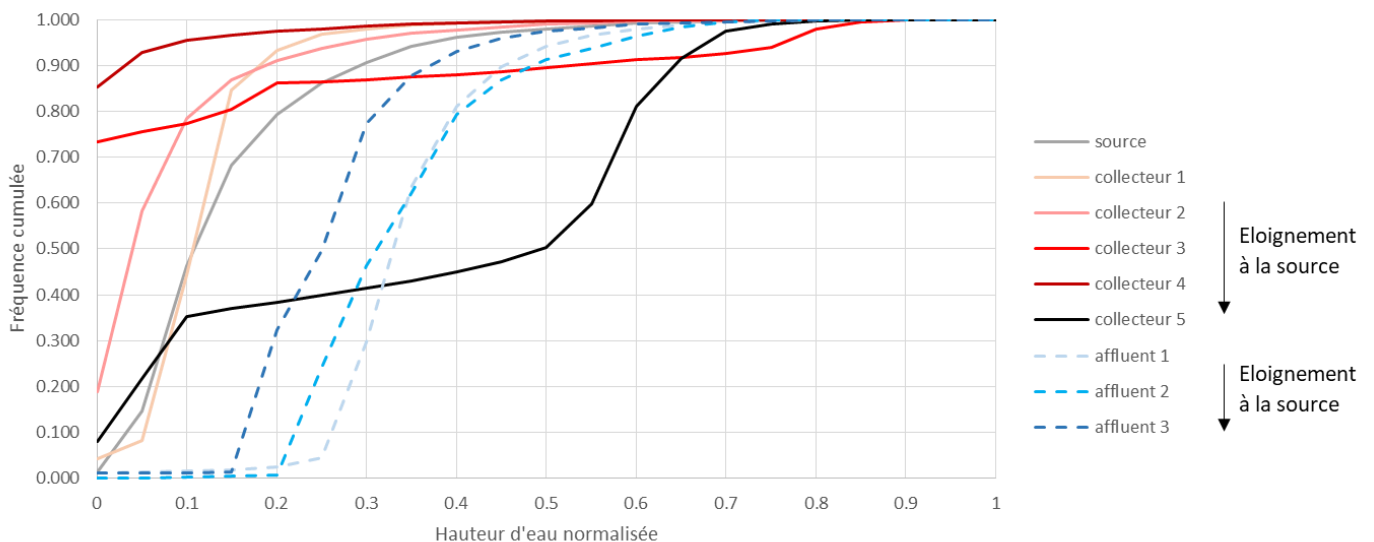


Figure 24: Fréquence cumulés des différentes stations installées dans le collecteur du réseau souterrain du Verneau. Du 27/09/2020 au 28/02/2021. Les affluents sont en vert et en tiré, le collecteur est en dégradé de rouge selon l'éloignement à la source (la source étant grise). La précision des classes choisies est de 0.05.

On distingue quatre groupes (**Figure 8** pour la répartition spatiale des sondes de niveau d'eau):

- Les pertes
- Les stations aval, de la source jusqu'à la station « collecteur 2 »
- Les stations médianes, « collecteur 3 » et « collecteur 4 »
- La station amont, « collecteur 5 »

Ces groupes restent cohérents avec la compartimentation selon la structure géologique de la région (2.1.1.1).

3.3.2 Analyse évènementielle

Tableau 4: Conditions météorologiques et hydrologiques du bassin versant du Verneau pour les épisodes choisis.

N° épisode	1	2	3	4	5
Débit initial à la source (m ³ /s)	0,08	0,8	3	0,07	0,4
Hauteur de pluie tombée au total (mm)	12	19	16	30	22

Les évènements 1 à 3 (**Tableau 4**) couvrent l'ensemble des conditions initiales à la source, c'est-à-dire en basses-eaux, en moyennes-eaux et en crue, pour une hauteur de précipitation constante autour de 15 mm de pluie. Les évènements 4 et 5, comprennent seulement des conditions initiales de basses-eaux et de moyennes-eaux mais pour une hauteur de précipitation supérieure aux premiers évènements choisis (environ 25 mm de pluie).

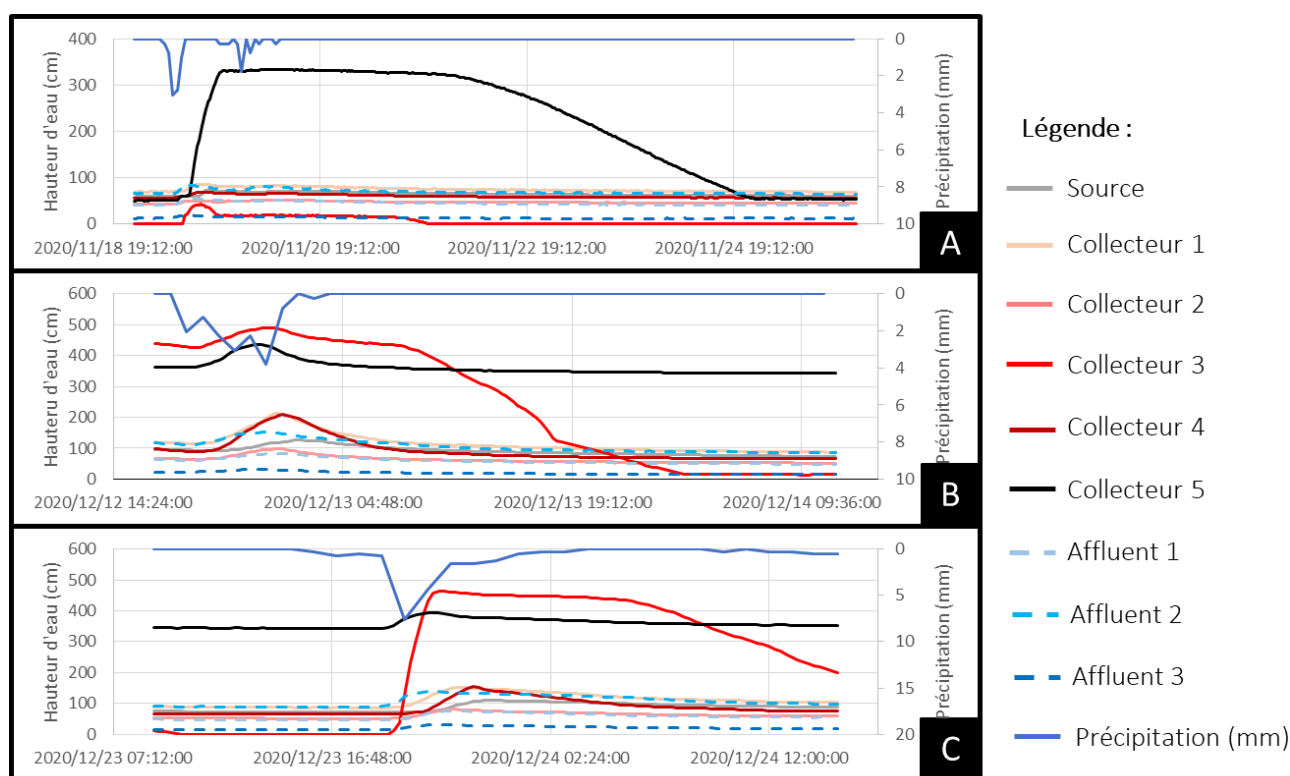


Figure 25: Hauteur d'eau (cm) dans le cours actif du collecteur (ligne continue) et au niveau des affluents (ligne discontinue) pour les épisodes 1 (A), 2 (B) et 3 (C).

On constate que pour l'épisode 1, l'affluent 3 est inactif et les affluents 1 et 2 ne sont actifs que très faiblement (**Figure 25 (A)**). Or la hauteur d'eau augmente pour toutes les stations. Cela suggère que l'infiltration diffuse dans la matrice calcaire joue un rôle lors d'épisodes de faible pluie aux conditions initiales de basses-eaux. Pour les épisodes 2 et 3 (**Figure 25 (B) et (C)**), les affluents sont actifs.

Seule la station « collecteur 3 » retombe à une hauteur d'eau égale à 0, car la galerie qui la comprend est semi-active (**Tableau 1**), elle ne fonctionne qu'en cas de trop plein du collecteur. Le cours actif du collecteur commence à dévier de chemin. De plus, un peu en aval et en amont de la station « collecteur 3 », le relief forme des paliers de différentes hauteurs (**Tableau 1**). On reconnaît ces paliers

topographiques sur les courbes de niveau d'eau de la station. En effet, pour les épisodes 2 et 3 (**Figure 25 (B) et (C)**), le niveau d'eau stagne à environ 450 cm pendant 10h après le pic de crue.

La courbe de hauteur d'eau de la station « collecteur 5 » comprend elle aussi des paliers. On remarque qu'en situation initiales de basses-eaux (**Figure 25 (A)**), ce n'est qu'après le pic de crue que l'eau semble stagner à environ 330 cm. Cela suggère que l'eau est retenue par une particularité en aval de la station. Le collecteur est ennoyé en aval et comprend 7 siphons (**Tableau 1**). Dès que le débit initial à la source augmente (**Figure 25 (B) et (C)**), le niveau d'eau de la station « collecteur 5 » ne descend pas en dessous du seuil à 330cm.

De plus, l'amplitude de variation des niveaux d'eau des stations « collecteur 3 » et « collecteur 5 » est plus importante que pour les autres stations.

Les autres stations ne comprennent pas de palier de hauteur d'eau, suggérant un écoulement sans obstacle. Les stations « collecteur 1 » et « collecteur 4 » ont une plus grande amplitude de variation que les stations « source » et « collecteur 2 ». Or, l'amont de deux premières stations est ennoyé par un siphon (**Tableau 1**).

Ainsi, les particularités hydrologiques ou morphologiques locales (en amont et en aval de la station) sont déterminantes pour l'amplitude de variation des hauteurs d'eau dans une galerie.

3.3.2.1 Dynamique d'évolution des niveaux d'eau

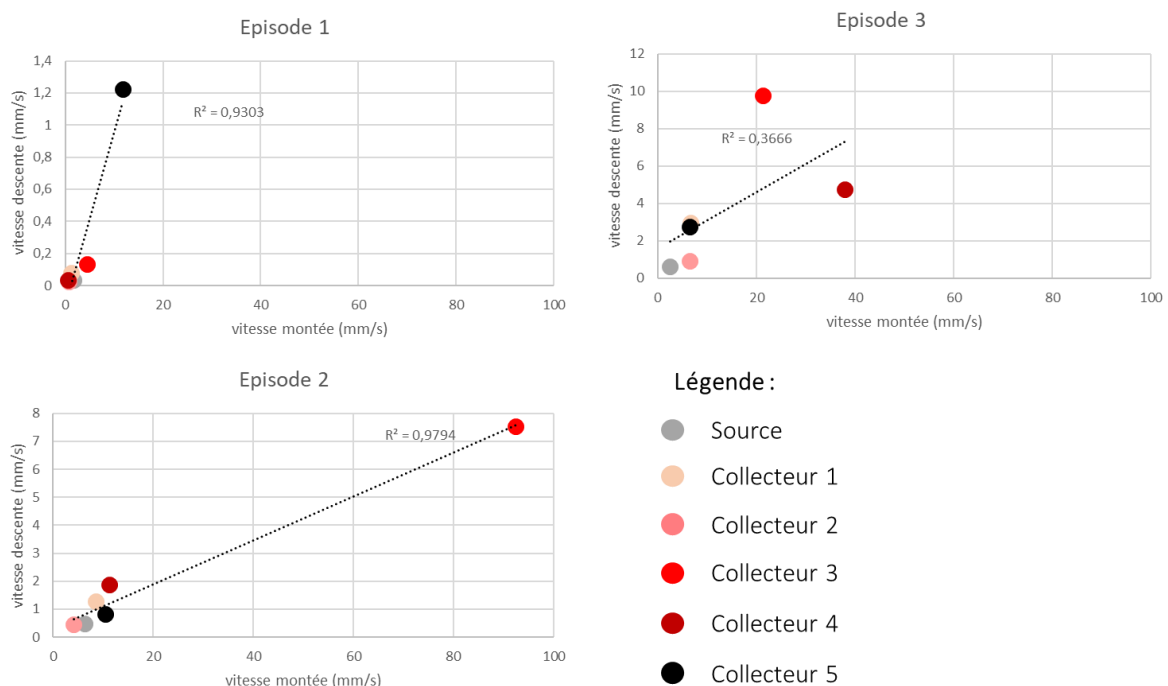


Figure 26: Vitesse de descente en fonction de la vitesse de montée des épisodes 1 à 3 pour les sondes de niveau d'eau du collecteur et de la source.

Pour de faibles précipitations, les vitesses de montée et de descentes restent faibles en aval du réseau (de la source jusqu'à la station « collecteur 2 ») (**Figure 26**). Les vitesses en amont sont plus variables mais globalement plus importantes qu'en aval. Cela est cohérent avec la section locale des stations et l'élargissement de la section du collecteur d'amont en aval (**Tableau 1**). Plus une section est large et moins l'eau monte et redescend rapidement. Les stations « collecteur 3 » et « collecteur 5 » connaissent de très rapide montée d'eau dans certains cas (plus de 90 mm/s pour la station

« collecteur 3 » dans le cas l'épisode 2). Comme vu précédemment (3.3.2), ces stations ont des sections aux particularités hydrologique et morphologique qui expliquent cette forte variation.

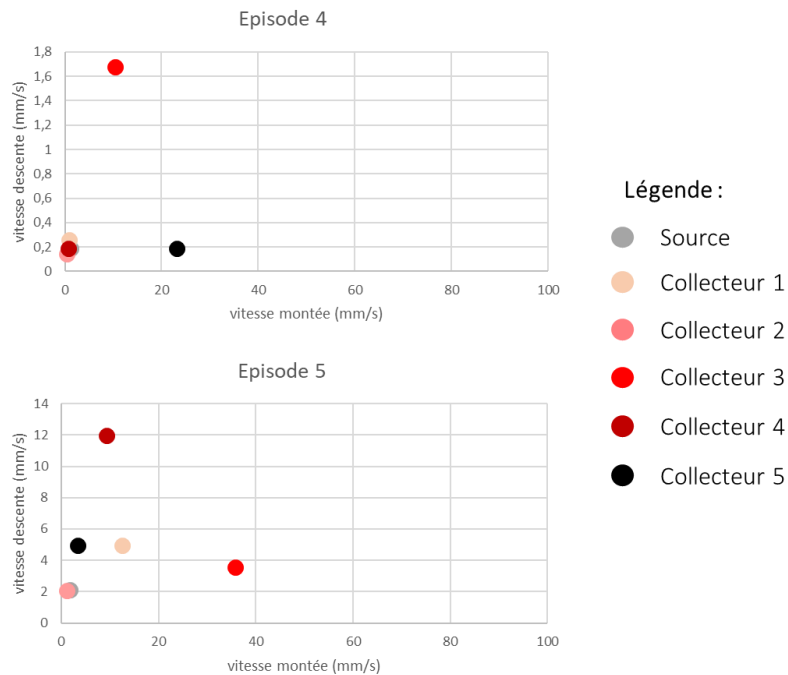


Figure 27: Vitesse de descente en fonction de la vitesse de montée des événements 4 et 5 pour les sondes du collecteur.

Pour de fortes précipitations, les vitesses de descente et de montée sont très variables d'une station à l'autre, d'un épisode à l'autre (Figure 27). Les sections et leur particularité hydrologique et morphologique ne semblent plus être le seul facteur de variabilité.

Ainsi, le bloc aval du réseau a une faible amplitude de variation de niveau d'eau, alors que les blocs médian et amont connaissent de plus grandes variations de niveau d'eau. Cette cohérence entre les compartiments ne semble plus être respectée lors de fortes pluies. De plus, la variation de niveau d'eau semble surtout dépendre de la morphologie locale des galeries.

3.3.2.2 Temps de réponse

Le temps de réponse est défini comme la différence temporelle entre le pic de pluie et le pic de crue.

Tableau 5: Différence de temps entre le pic de pluie et le pic de crue pour chaque station. Les affluents directement connectés aux stations sont rappelés. L'amplitude est calculée à partir des données en italique.

Station	Source	Collecteur 1	Collecteur 2	Collecteur 3	Collecteur 4	Collecteur 5	Amplitude
Episode 1	<i>18h</i>	16h30	15h	16h15	<i>16h</i>	23h15	2h
Episode 2	<i>4h</i>	2h30	2h	1h45	3h	<i>1h15</i>	2h45
Episode 3	<i>4h14</i>	2h45	2h45	2h45	3h	<i>1h30</i>	2h45
Affluent connecté			1		2	3	

Globalement le temps de réponse augmente d'amont en aval (Tableau 5), ce qui est cohérent avec l'existence d'un drain principale qui collecte l'eau de surface depuis l'amont jusqu'à l'exutoire du réseau souterrain. La source ayant le plus long temps de réponse à un pic de pluie.

Seul la station « collecteur 5 » pour l'épisode 1 a un temps de réponse supérieur à celui de la source. Or, on sait que l'affluent 3, connecté directement avec cette station, est resté inactif lors de l'épisode

1 (3.3.2). On peut penser que seule l'infiltration diffuse dans la matrice calcaire, beaucoup plus lente que l'infiltration localisée, a contribué à la montée des eaux. On remarque que dès que l'affluent 3 est actif (épisode 2 et 3), le temps de réponse pour cette station se raccourcit considérablement. On se rend alors compte de l'impact de l'activité des pertes sur la réponse hydrologiques du réseau souterrain. La présence d'un affluent actif connecté à la station « collecteur 2 » permet d'expliquer son temps de réponse rapide.

Le calcul de l'amplitude du temps de réponse entre l'amont et la source ne tient pas compte de la station « collecteur 5 » pour l'épisode 1 (**Tableau 5**). On remarque que l'amplitude de variation des niveaux d'eau est assez similaire entre les épisodes. L'eau de pluie mettrait donc environ 2h30 pour traverser la totalité du réseau d'amont en aval via le collecteur quel que soit les conditions initiales pour hauteur de précipitation égale à 15mm.

L'eau de pluie met plus de temps à atteindre le collecteur lors de l'épisode 1, plus de 16h, on peut penser que les pertes localisées étant très faiblement actives, le transfert de la surface jusqu'au collecteur se fait principalement par infiltration diffuse.

4 Schéma conceptuel

4.1 Contraintes géologiques du réseau

4.1.1 Contrainte stratigraphique

A la base du Jurassique supérieur on trouve une couche de marnes de 40 m d'épaisseur, l'Oxfordien supérieur (faciès Argovien, J5) (**Figure 3**). On peut supposer que cette couche marneuse est l'aquiclude du réseau.

En raison de la nature tectonisée de la région, des nombreuses failles qui parcourent le réseau et des synclinaux que celui-ci traverse (1.1.2), il ne serait pas réaliste de se baser seulement sur les épaisseurs des couches stratigraphiques pour positionner les limites entre couches sur les coupes des différentes pertes et du réseau complet. Ainsi ce travail est basé sur les coupes géologiques réalisées dans le cadre du stage 2021 de J. Mexler, sur les données géologiques fournies par la littérature (Tissot, Tresse 1978; Grosjean et al. 2005), et sur les coupes détaillées du réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G., 1981).

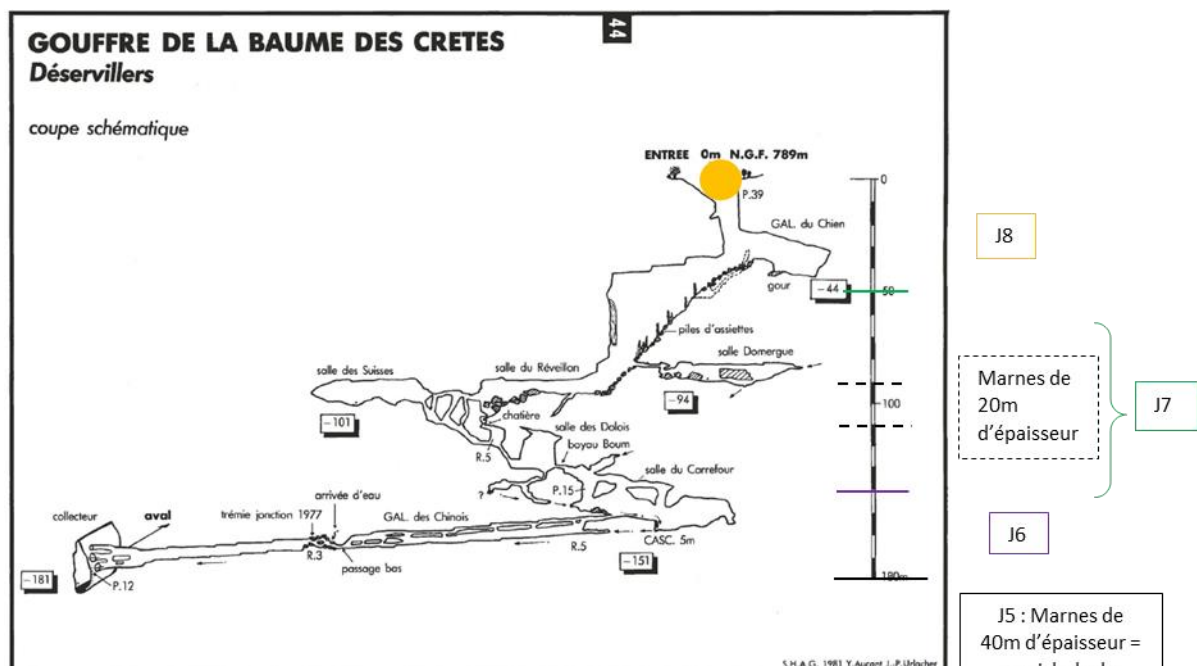


Figure 28: Positionnement des couches stratigraphiques sur la coupe du gouffre de la Baume des Crêtes (S.H.A.G., 1981).

Si l'on s'intéresse à la coupe de la perte de la Baume-des-Crêtes (**Figure 28**), on obtient un résultat qui semble cohérent avec la genèse de la perte, en effet, les salles des Suisses, du Réveillon et Domengue forment un alignement horizontal qui pourrait être expliqué par la présence d'une couche marneuse de 20m d'épaisseur dans le Kimméridgien inférieur (faciès Séquanien, J7) (**Figure 3**).

Le réseau ne semble pas s'enfoncer plus loin que l'Oxfordien supérieur (faciès Rauracien, J6), bloqué par la couche marneuse de 40m d'épaisseur de l'Oxfordien supérieur (faciès Argovien, J5).

Le même travail a été réalisé sur les coupes des différents gouffres (**Annexes**) et sur la coupe du réseau complet du Verneau (**Figure 29**).

On remarque que l'ordre chronologique des stratifications est respecté pour chaque bloc synclinal pris indépendamment. Cela est cohérent avec un découpage structural du réseau selon les synclinaux traversés.

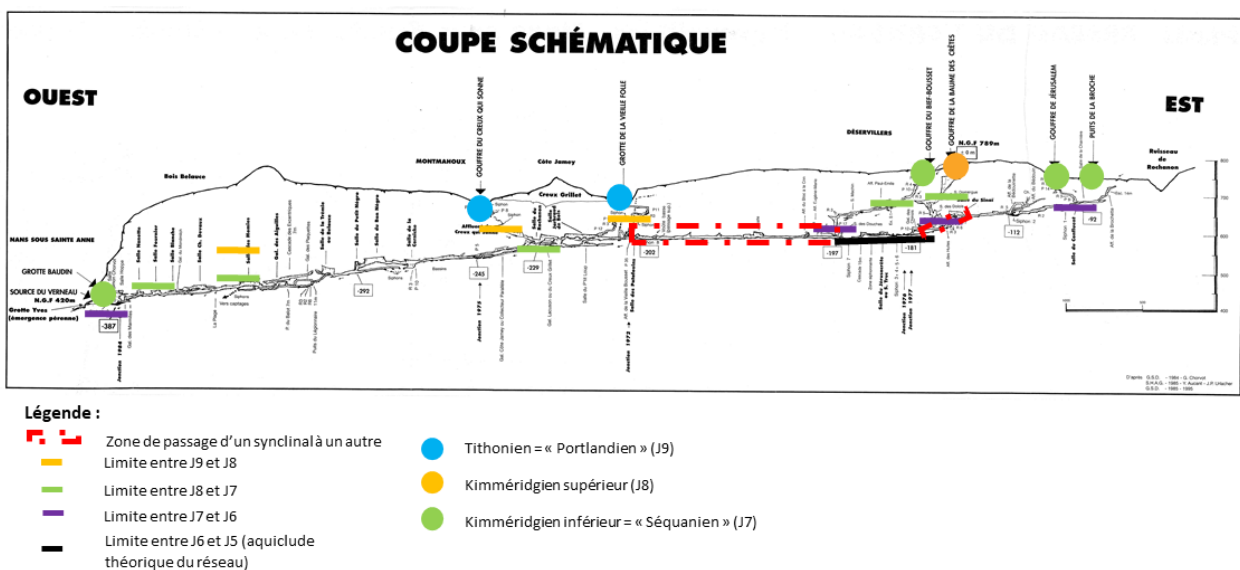


Figure 29: Position des couches stratigraphiques traversées par le réseau souterrain du Verneau (S.H.A.G, 1979).

La couche marneuse de l'Oxfordien supérieur (faciès Argovien, J5), aquiclude supposé du réseau ne semble jamais être traversée, mais semble limiter le développement vertical de la partie amont du réseau. En effet, le collecteur au niveau des gouffres de la Baume des Crêtes et des Bief-Boussets atteint la limite entre le J6 et le J5. Cela est cohérent avec le fait qu'un étagement du collecteur n'a été constaté que dans la partie aval du réseau souterrain du Verneau.

4.1.2 Contraintes structurales

Le réseau s'est développé selon les contraintes structurales de la région.

Les failles majeures qui séparent les différentes unités géologiques ont facilité le passage de l'eau et contraint par la même occasion le tracé du réseau. Les zones de passage en sont le témoin (**Figure 9**). Ces failles ont également créé un décalage vertical au niveau des couches stratigraphiques (**Figure 29**), remontant l'Oxfordien supérieur (faciès Argovien, J5) en amont du réseau.

Les synclinaux forment trois unités comprenant seulement des failles mineures (non marquées sur la carte géologique) où le réseau s'est développé de manière plus libre. Le bloc aval représente la plus grande unité structurale traversée par le réseau (**Figure 30**). Le réseau connaît un développement horizontal (cycles) plus important dans cette partie.

Ainsi, la partie aval du réseau est moins contrainte géologiquement que la partie amont.

4.2 Différence de stade d'évolution

4.2.1 Pour le réseau complet du Verneau

La partie active du réseau complet est de type anastomosé alors que la partie fossile tend vers le réseau de type ramifiée (**Figure 20**). On peut voir cela comme une évolution au cours du temps, la partie fossile reflétant le passé et la partie active, le présent. Cependant, il serait plus judicieux de considérer l'évolution du réseau de l'actif vers le fossile. Les galeries d'un réseau karstique sont mise en place par l'activité de l'eau et tendent à devenir fossiles au fur et à mesure que l'eau dévie de cours. Ainsi, une galerie atteint son stade final d'évolution au moment où elle devient fossile. On a donc plutôt un réseau qui est actuellement de type anastomosé et qui tend vers le type ramifié au fur et à mesure

Il est également intéressant de constater que le réseau complet du Verneau est de type anastomosé (**Figure 20**), suggérant que le réseau, dans sa globalité, n'a pas atteint son degré maximal de maturité.

4.2.2 Entre l'amont et l'aval du réseau souterrain

L'abaissement du niveau de base implique un enfoncement du cours actif du collecteur du réseau souterrain du Verneau.

La partie aval est non seulement plus impacté par cette abaissement, car plus proche de l'endroit où l'eau du réseau se jette dans le Lison, mais également moins contraint géologiquement (4.1).

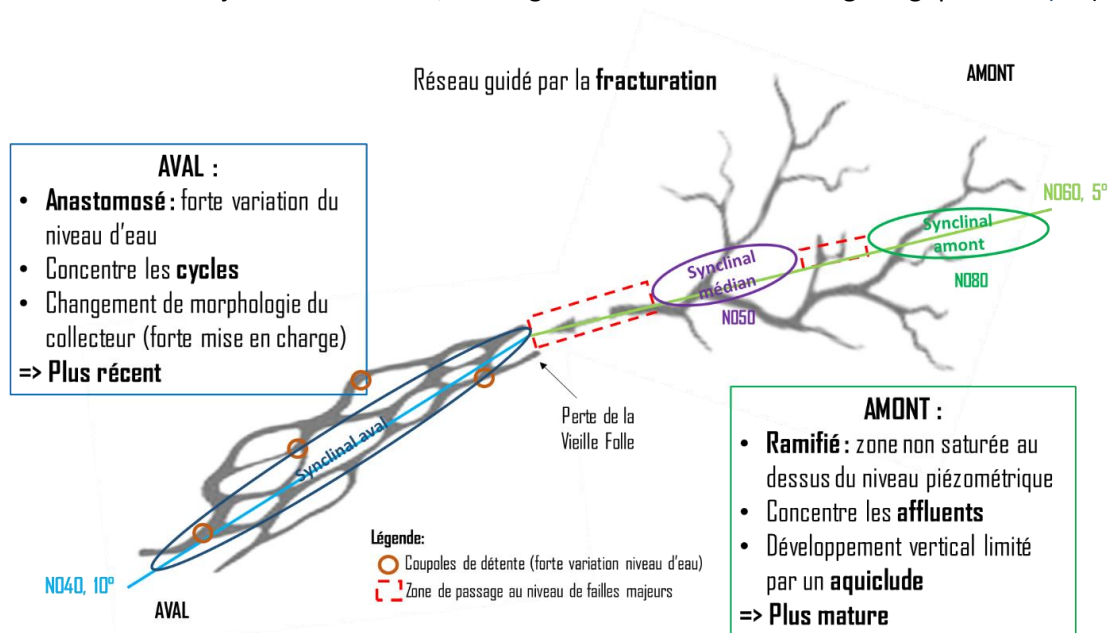


Figure 30: Scéma structural de la géomorphologie du réseau selon les différentes compartimentations.

Le cours actif du collecteur de la partie aval du réseau a connu de nombreuses réorganisations de drainage, permettant son enfoncement progressif au cours du temps. L'étagement du collecteur dans la partie aval et le changement général d'inclinaison des galeries entre la partie amont (5°) et aval (10°) en sont les preuves directes.

Cette réorganisation permanente ne laisse pas le temps aux galeries de s'adapter aux différentes situations hydrologiques. La section des galeries n'est pas ajustée à la quantité d'eau que le collecteur peut drainer lors de crues. Or une section petite amplifie la variation de niveau d'eau dans une galerie. Ainsi, puisque un réseau de type anastomosé se met en place lorsque le niveau d'eau varie fortement au sein des galeries (Jouves et al. 2017) la partie aval du réseau souterrain du Verneau est de type anastomosé (**Figure 30**). Les coupoles de détente, signe d'une forte variation du niveau d'eau, appui

cette explication. Inversement, la partie amont du réseau souterrain, plus mature que la partie aval car n'ayant pas connu de réorganisations de drainage, est de type ramifié.

Cependant, l'étude hydrologique du réseau réalisée ne permet pas de corroborer cette explication. Au contraire, si une compartimentation spatiale du réseau a été constatée (**Figure 24**), le bloc aval a une faible amplitude de variation des niveaux d'eau et de faibles vitesses de montée et de descente (**Figure 26**). Cela est peut-être dû au fait que l'échantillon temporel analysé n'est pas représentatif. L'étendue temporelle serait trop courte par rapport à l'âge du réseau.

Conclusion et perspectives

Dans un premier temps, l'étude statistique et métrique du réseau souterrain du Verneau a permis de le compartimenter de façon certaine. Il existe une vraie différence morphologique entre l'amont et l'aval du réseau. En raison de l'abaissement du niveau de base, et grâce à une différence de contrainte géologique, l'aval du réseau a connu une évolution moins mature que l'amont du réseau (**Figure 30**).

Dans un second temps, l'étude hydrologique du réseau souterrain du Verneau a permis une compartimentation spatiale du réseau. Compartimentation cohérente avec les synclinaux traversés par le réseau. Cependant, l'analyse événementielle aboutie à la conclusion que la différence de variation des niveaux d'eau en aval est plus faible qu'en amont, soit l'inverse de l'hypothèse formulée et des observations de terrain. De plus, il est apparu que le facteur de variation majeur des niveaux d'eau à l'échelle événementielle était la section locale de la galerie et ses particularités morphologiques en amont et en aval de la station.

Enfin, suite à ces résultats, un premier schéma morphologique (**Figure 30**) et structural (**Figure 29**) ont été proposés.

Il serait intéressant d'étudier la variation des débits au sein du réseau souterrain du Verneau, afin de s'affranchir de la variation locale de la section des galeries. De plus, analyser une plus grande chronique de données temporelle de variation du niveau d'eau pourrait apporter de nouveaux éléments quant à la différence entre l'amont et l'aval du réseau.

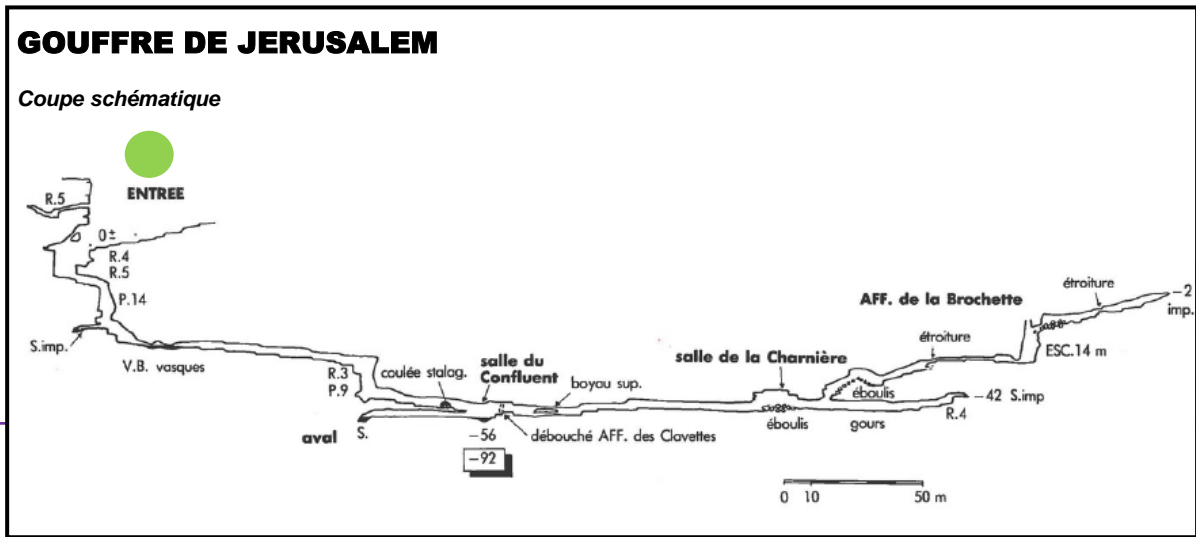
Dans une perspective de modélisation du comportement hydrologique, il serait intéressant de tenir compte de la différence de morphologie globale du réseau et locale des sections.

Bibliographie

- AUCANT, Y., SCHMIDT, C. et URLACHER, J.P., 1985. *Le Verneau souterrain*. S.H.A.G. 169p.
- AUCANT, Y. et URLACHER, J.P., 1985. Description du réseau. In: *Le Verneau souterrain*. S.H.A.G. p. 73.
- BAKALOWICZ, Michel, 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. mars 2005. Vol. 13, no. 1, p. 148-160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>.
- BICHET, Vincent et CAMPY, Michel, 2008. *Montagnes du Jura, géologie et paysages*. NEO AUTREY
- CHEN, Z., AULER, A.S. et BAKALOWICZ, M, 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe.
- CHEN, Zhao et GOLDSCHIEDER, Nico, 2014. Modeling spatially and temporally varied hydraulic behavior of a folded karst system with dominant conduit drainage at catchment scale, Hochifen–Gottesacker, Alps. *Journal of Hydrology*. 6 juin 2014. Vol. 514, p. 41-52. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.005>.
- CHORVOT, Gérard, 1984. *Verneau - Une épopée souterraine*. G.S.D. 156p.
- COLLON, Pauline, BERNASCONI, David, VUILLEUMIER, Cécile et RENARD, Philippe, 2017. Statistical metrics for the characterization of karst network geometry and topology. *Geomorphology*. avril 2017. Vol. 283, p. 122-142. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.034>.
- FOLTETE, Jacques, 1985. Contexte géologique et tectonique. In: *Le Verneau souterrain*. S.H.A.G. p. 133.
- GILLI, Eric, 2011. *Karsts, grottes et sources*. Dunod.
- G.I.P.E.K, 1986. Le réseau du Verneau In: *Inventaire spéléologique du Doubs*. p. 184
- KOOB, Mouloud, 2005. Actualités du Verneau In: *Nos cavernes*. G.S.D. 2005. No. 18. p.46
- HOWARD, Alan D., 1971. Quantitative mesures of caves patterns. *Caves and Karst*. Vol. 13, no. 1, p. 7.
- JEANNIN, Pierre-Yves, 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic Karst conduits in the Hölloch Cave (Muotatal, Switzerland). *Water Resources Research*. février 2001. Vol. 37, no. 2, p. 191-200. <https://doi.org/10.1029/2000WR900257>.
- JOUVES, Johan, VISEUR, Sophie, ARFIB, Bruno, BAUDEMONT, Cécile, CAMUS, Hubert, COLLON, Pauline et GUGLIELMI, Yves, 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. *Geomorphology*. décembre 2017. Vol. 298, p. 86-106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.019>.
- LISMONDE, Baudouin, 2000. Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*. 2000. Vol. 35, no. 1, p. 39-46. <https://doi.org/10.3406/karst.2000.2457>.
- METTETAL, Jean-Pierre, 1985. Hydrologie. In: *Le Verneau souterrain*. S.H.A.G. p. 145.
- PETREQUIN, Pierre, 1985. Aspects Géomorphologiques. In: *Le Verneau souterrain*. S.H.A.G. p. 17.
- RELIÉ, Pascal et JEANNOUTOT, Christian, 2018. Le gouffre perte de Soit In: *Le Karst Comtois*. G.I.P.E.K. p.72
- TISSOT, Georges et TRESSE, Philippe, 1978. *Etude des systèmes karstiques du Lison et du Verneau région de Nans-sous-Sainte Anne (Doubs)*. Franche-Comté. 134p.
- WILLIAMS, Paul W., 1972. Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea. *Geological Society of America Bulletin*. 1972. Vol. 83, no. 3, p. 761. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[761:MAOPKI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2).

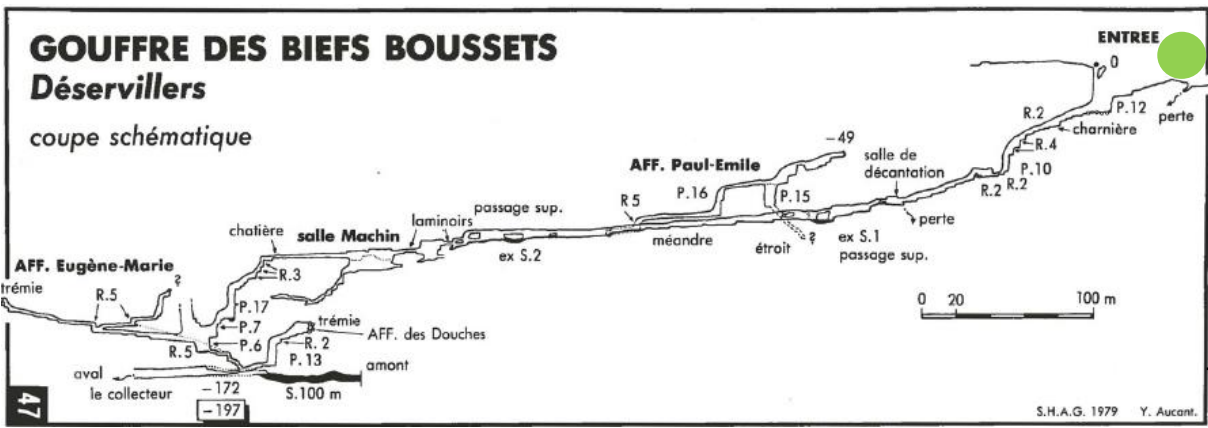
Annexes

Limites stratigraphiques des coupes détaillées du réseau souterrain du Verneau (d'amont en aval)



J7

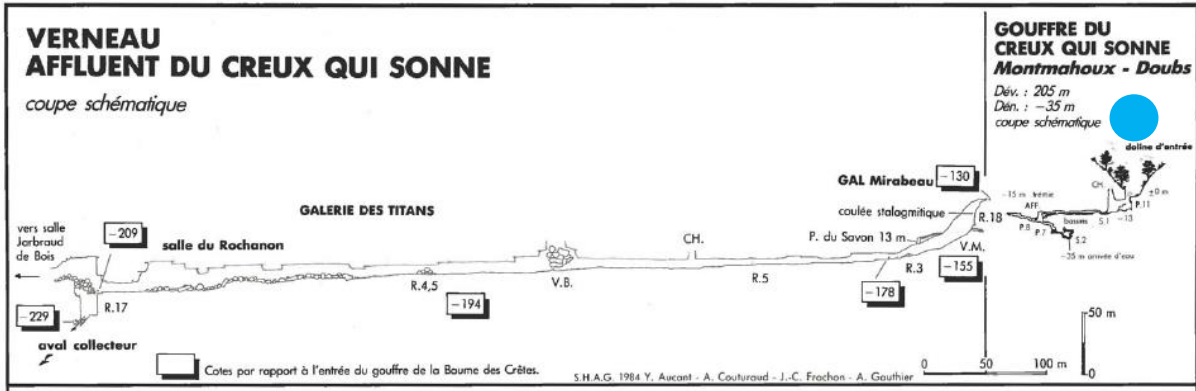
J6



J7

J6

J5 : aquiclude du réseau ?



J9

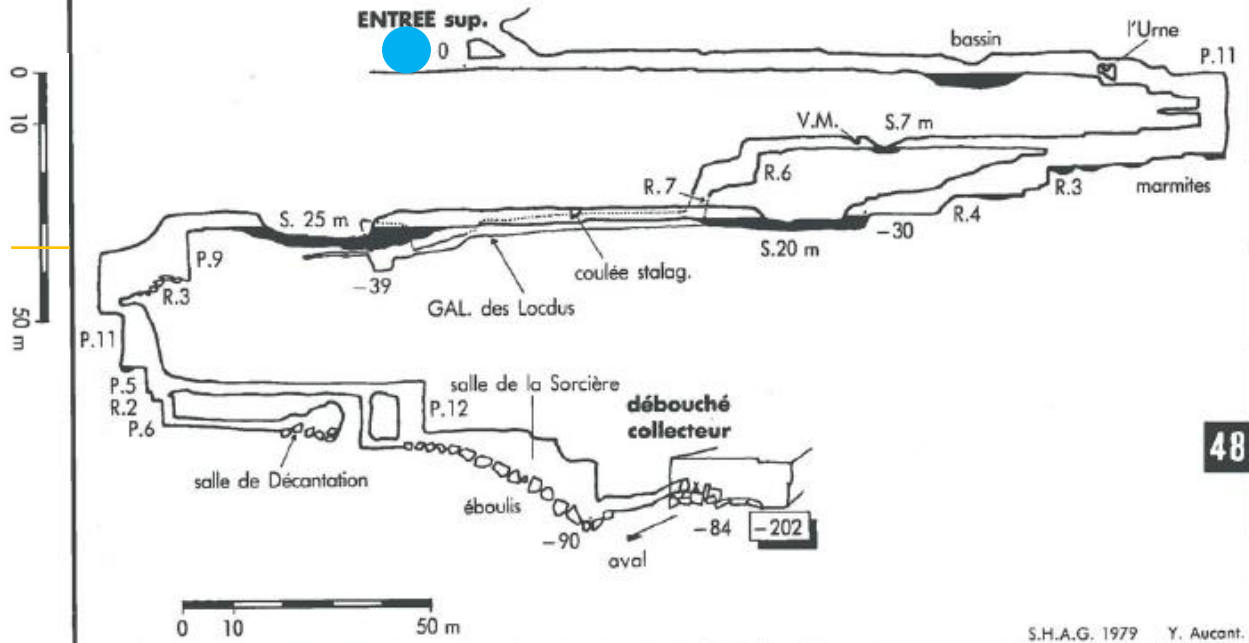
J8

J7

GROTTE DE LA VIEILLE FOLLE

Déservillers

coupe schématique

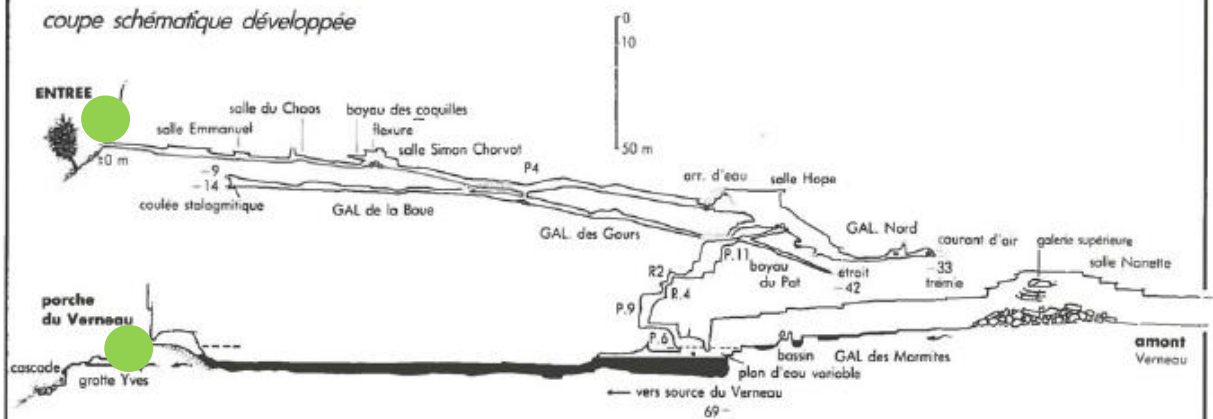


S.H.A.G. 1979 Y. Aucant.

GROTTE BAUDIN

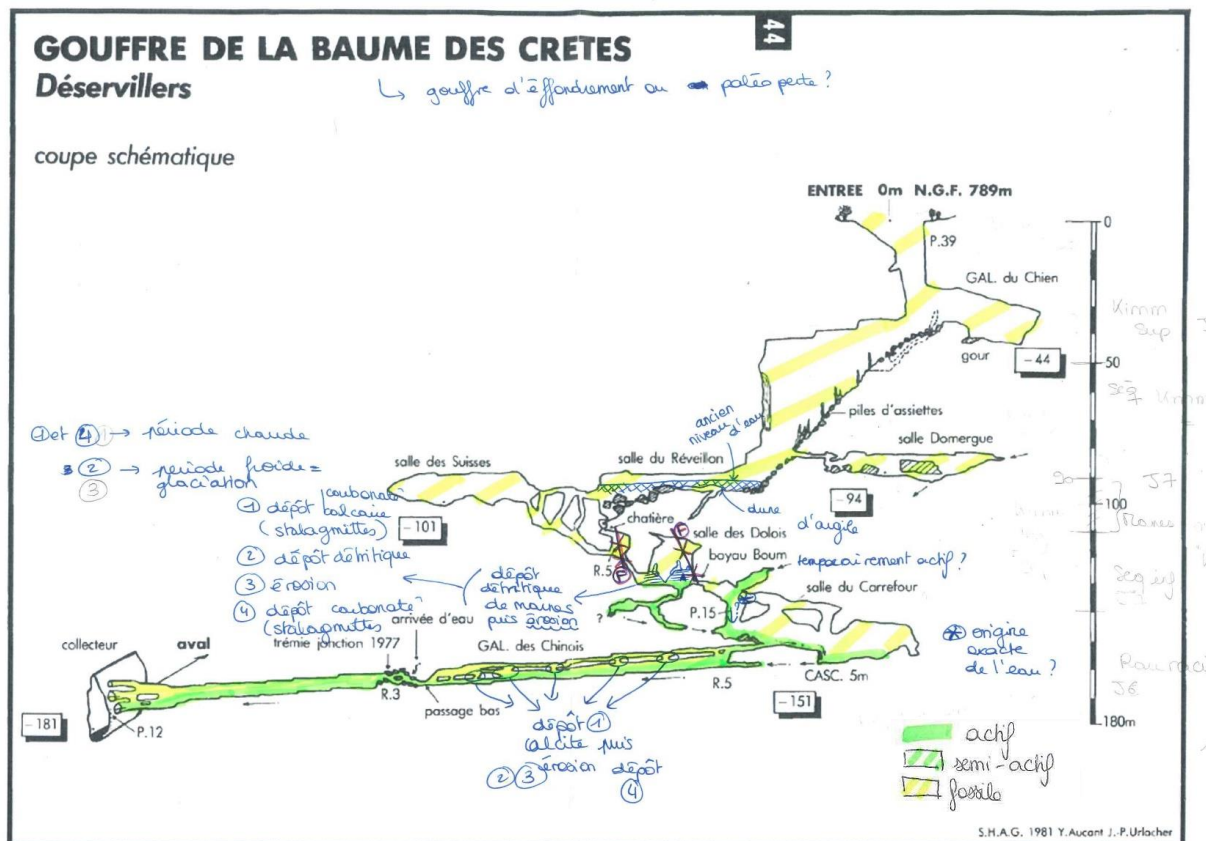
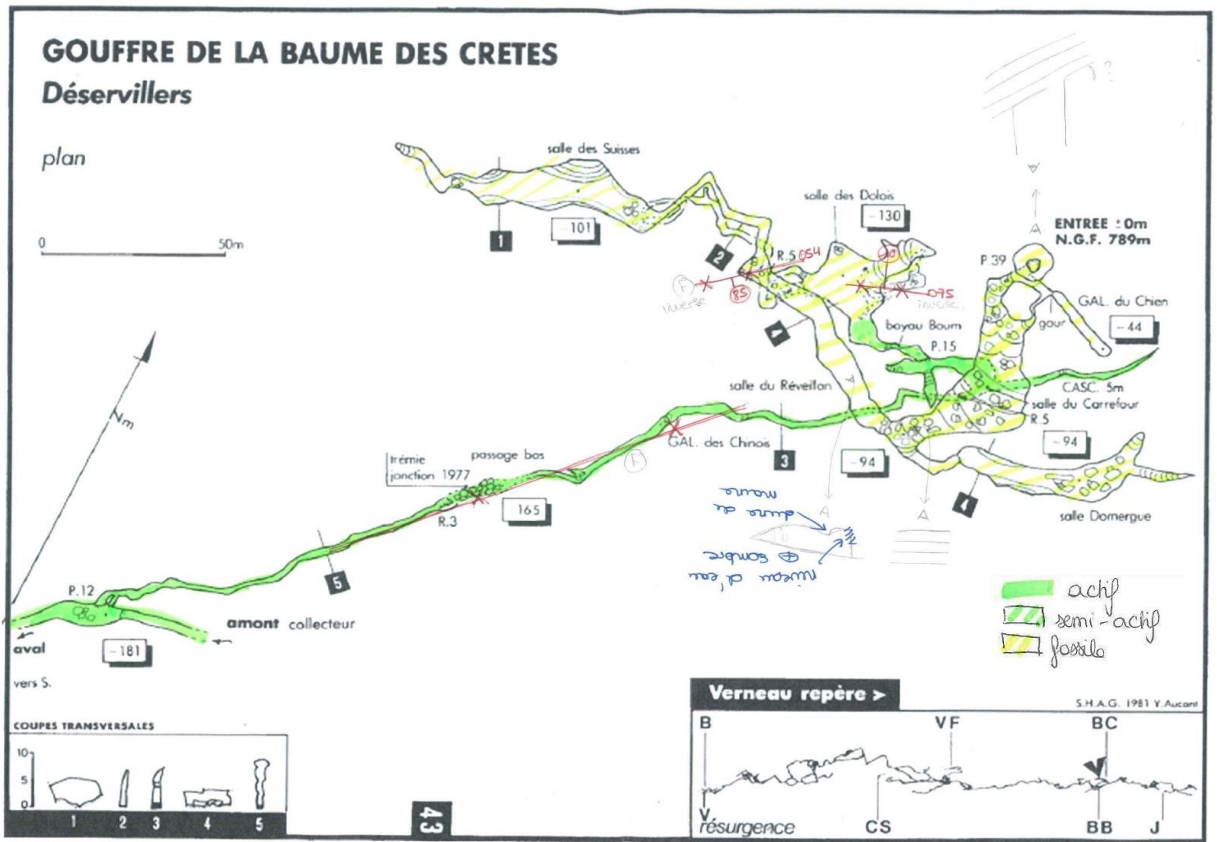
Nans-sous-sainte-Anne

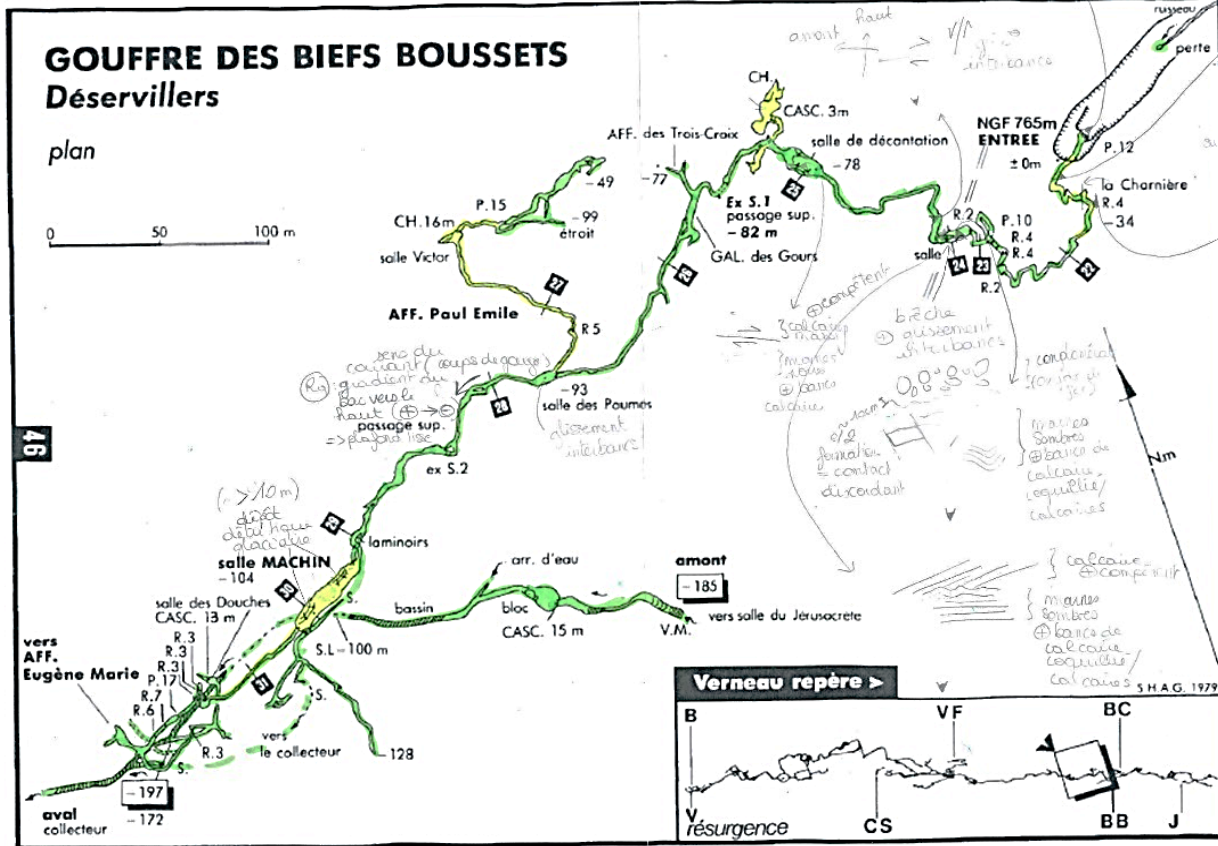
coupe schématique développée



SHAG 1964

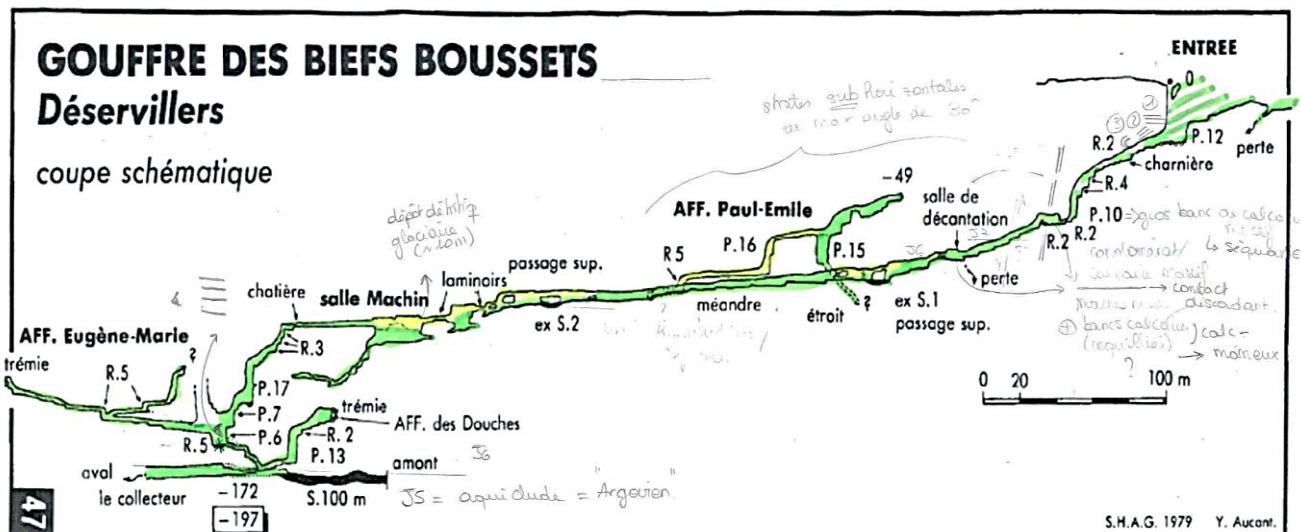
Donnes collectées lors des missions de terrain (d'amont en aval)





Remarque : Le réseau se développe en méandres plus ou moins guidé par les fractures au sein des blocs calcaires et en salle au sein des parties qui ont connues des contraintes tectoniques (glissement interbanes, compression)

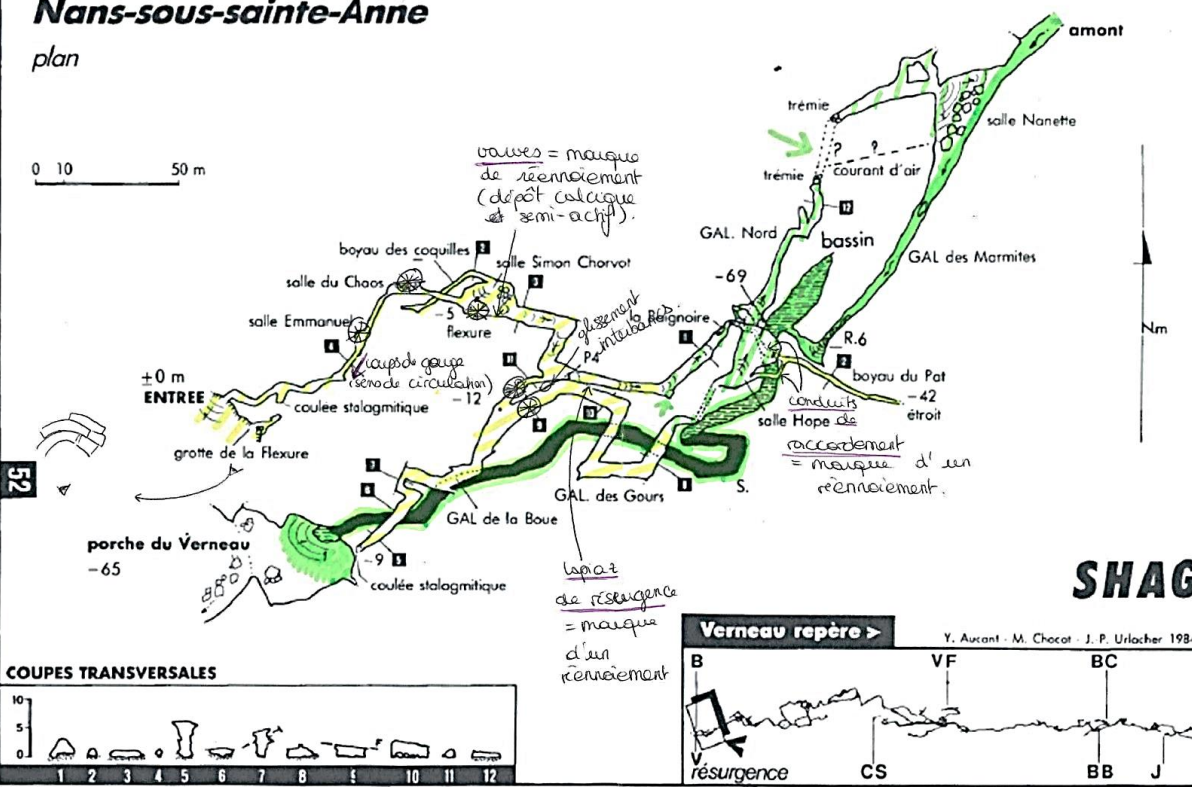
Remarque : Les galeries sont plus tortueuses en réalité que sur la carte topographique.



GROTTE BAUDIN Nans-sous-sainte-Anne

plan

0 10 50 m

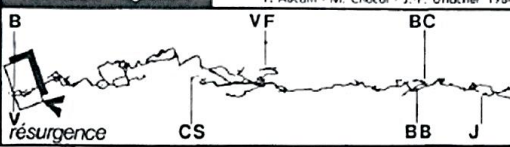


COUPE TRANSVERSALES



Verneau repère >

Y. Aucant - M. Chocat - J. P. Urlacher 1984



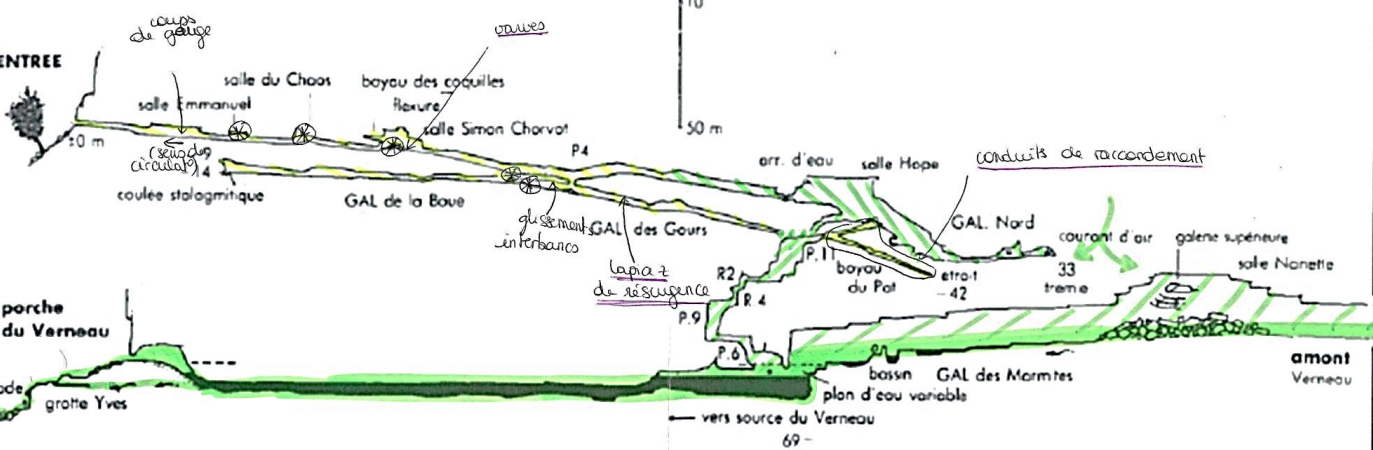
- semi-achif
- achif
- fossile
- charnière
- marque de rennoiement.

SHAG

GROTTE BAUDIN Nans-sous-sainte-Anne

coupe schématique développée

ENTREE
0 m
porche du Verneau
cascade
grotte Yves

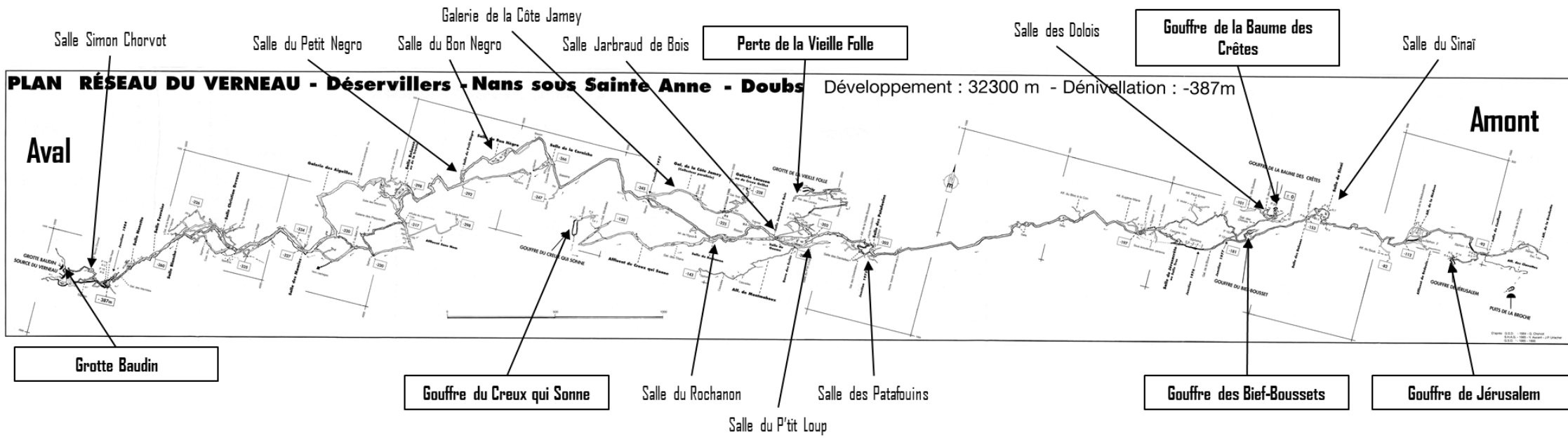


53

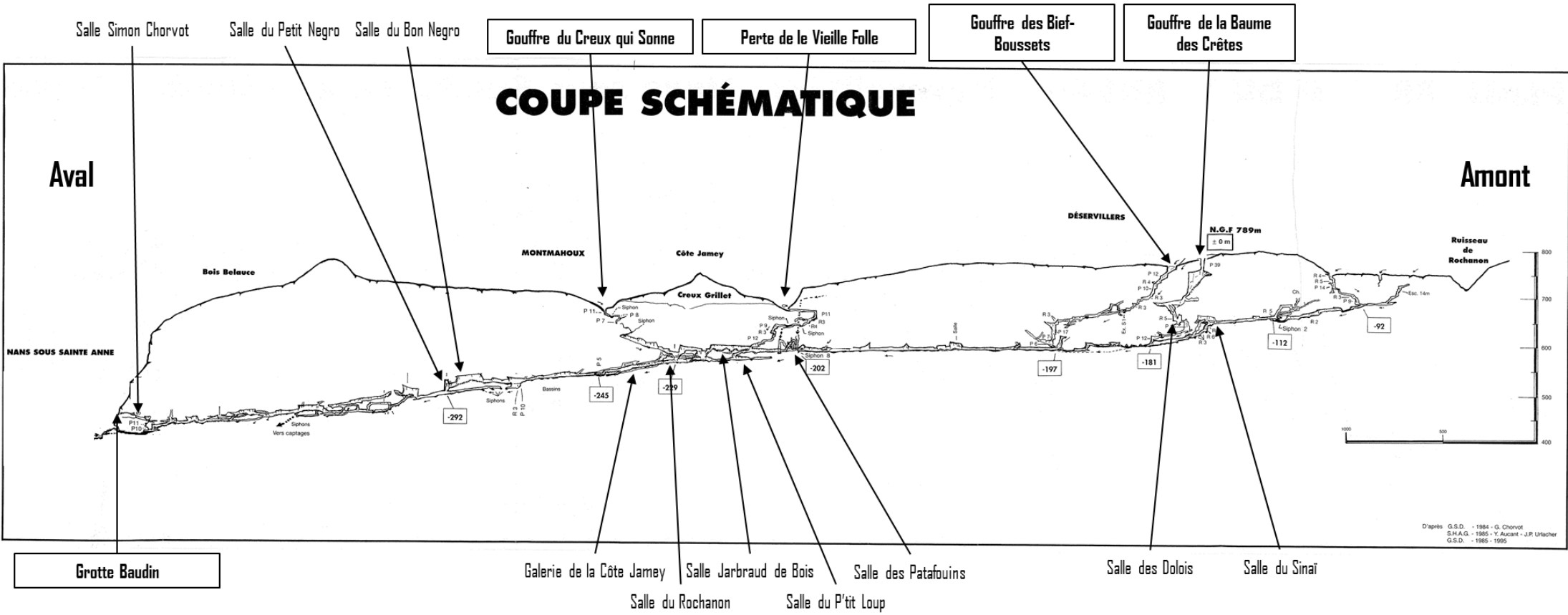
SHAG 1984

- achif
- semi-achif
- fossile
- charnière
- marque de rennoiement.

Coupe et plan du réseau souterrain du Verneau



COUPE SCHÉMATIQUE



Salle Simon Chorvot

Salle du Petit Negro

Salle du Bon Negro

Gouffre du Creux qui Sonne

Perte de la Vieille Folle

Gouffre des Bief-Boussets

Gouffre de la Baume des Crêtes

Aval

Amont

Bois Belauze

MONTMAHOUX

Côte Jamey

Creux Gillet

DÉSERTVILLERS

N.C.F 789m
± 0 m

Ruisseau de Rochanon

NANS SOUS SAINTE ANNE

Vers captages

-292

-245

-229

-202

-197

-181

-112

-92

Grotte Baudin

Galerie de la Côte Jamey

Salle Jarbraud de Bois

Salle des Patafouins

Salle des Dolois

Salle du Sinai

Salle du Rochanon

Salle du P'tit Loup

D'après G.S.D. - 1984 - G. Chorvot
S.H.A.G. - 1985 - Y. Aucant - J.P. Urscher
G.S.D. - 1985 - 1995