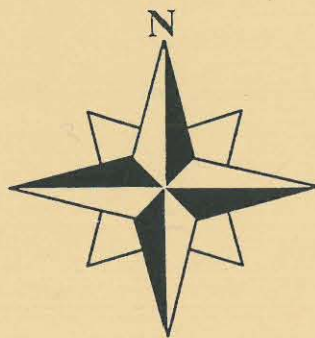


AGBP

Association des Géologues
du Bassin de Paris

Journées de printemps des 1^{er} - 3 juin 2000

Calcaires, morphologie karstique, hydrographie et
fracturation en Lorraine - Champagne



L'organisation de ces journées, la réalisation du livret-guide sont le fruit du travail d'une équipe. D'une équipe dispersée géographiquement et scientifiquement, mais réunie par le Bassin de Paris et ces trois jours de printemps.

Nous avons commencé, Patrice GAMEZ, Stéphane JAILLET la préparation de ces journées par la visite du karst des carrières de Savonnières, et puis ...nous l'avons achevé sans Patrice.

Je ne connaissais bien Patrice que depuis peu, il y a trois ans lors des journées dans le karst jurassien, et j'ai néanmoins le sentiment d'avoir perdu un ami de longue date.

Puisse cette collaboration ébauchée entre géographes, géomorphologues, géologues, karstologues et spéléologues continuer à se développer afin d'extraire enfin, des paysages, de surface ou souterrains, toutes les informations qu'ils recèlent encore.

Ont contribué à la préparation de ces journées :

de Nancy : Marc, DURAND, Dominique HARMAND, Micheline HANZO et Jacques LEROUX.

de METZ : Benoît LOSSON, Patrice GAMEZ.

de PARIS : Annie BLANC.

de REIMS : Michel COULON, Gilles FRONTÉAU et Michel ROUX.

Merci à tous

Daniel OBERT

ITINERAIRE

1^{er} juin

10h30 -	Nancy gare	
11h -	Forêt de Haye (Clairlieu-Maron)	-> 11h30
11h45 -	Ferme de Gimeys	
	Route de Sexey aux forges à Bicqueley	-> 12h15
12h30 -	repas : caveau de dégustation Blénod-les-Toul	-> 14h
14h-	Pierre la Treiche (grottes)	-> 15h
15h15-	Pierre la Treiche	-> 15h30
16h -	Bicqueley (Bois du Chanot)	-> 16h30
16h30 -	Route de Domgermain à Choley Ménillot	-> 17h
17h -	Foug	-> 17h15
17h30 -	Lay St Rémy (bord N4, en surplomb de N4bis)	-> 18h
19h -	Bar le Duc : tourisme	-> 19h30
19h45 -	Hotel de la gare	

40'

2 juin

8h30 -	Bar le Duc	
9h -	Aulnois en Perthois	-> 10h30
11h -	Baudonvilliers (Rupt du Puits)	-> 12h
12h30 -	repas à Robert-Espagne	-> 14h
14h -	Baudonvilliers (Rupt du Puits)	-> 15h
15h -	vers Reims : caves Ruinart	-> 16h30
soirée -	dans la Montagne de Reims	

3 juin

8h30 -	Reims : cathédrale	-> 10h45
11h15 -	Basilique de l'Epine	-> 12h15
12h30 -	repas à Châlons	-> 14h
14h20 -	Omey (route de Vitry-le-François)	-> 16h30
17h -	Reims	
17h21 -	Train pour Paris ou retour vers Nancy	

PROGRAMME SCIENTIFIQUE

1^{er} juin : Le site de la capture de la Moselle

Marc Durand, Dominique Harmand, Jacques Le Roux, Benoît Losson

11h -	Forêt de Haye (Bois de Chaligny)	->11h30	1* Alluvions très anciennes de la Moselle (DH)
11h45 -	Ferme des Gimeys	->12h15	2* Paléoméandre du Madon (DH) Grézière avec loupes internes de glissement (DH)
	Route de Sexey-aux-Forges à Bicqueley		
14h-	Pierre-la-Treiche (grottes)	-> 15h	3* Alluvions anciennes dans karst (BL) Morphologie de karst noyé (BL)
15h15-	Pierre-la-Treiche	-> 15h30	4* Terrasses alluviales anté- et post-capture (DH)
16h -	Bicqueley (Bois du Chantot)	-> 16h30	5* Carrière dans l'Oolithe miliare supérieure (MD->MH) (strati. obliques et dunes de courants de marées)
16h30 -	Route Domgermain/Choloy-Ménillot	-> 17h	6*Terrasse de la Justice (anté-capture) en inversion de relief (DH)
17h -	Foug	-> 17h15	7* Percée conséquent de la paléo-vallée de la Moselle (val de l'Ingressin) (DH)
17h30 -	Lay-St-Rémy (bord N4)	-> 18h	8* Panorama sur un méandre de la Paléo-Moselle (DH)

Terrasse alluviale ancienne rubéfiée (DH) Tranchée dans l'Oxfordien récifal avec diaclases karstifiées (DH)

2 juin : Le karst du Barrois

Stéphane Jaillet

9h -	Aulnois-en-Perthois	-> 10h30	1* Carrière souterraine : poches karstiques
11h -	Baudonvilliers (Rupt du Puits)	-> 12h	2* Karst de surface du géosystème : celui étagé de la vallée Dorma
14h -	Baudonvilliers (Rupt du Puits)	-> 15h	3* Karst de restitution du géosystème Equipement hydrométrique Fonctionnement de crue Paléotravertins

3 juin : Pierres en Champagne (monuments et industrie)

Annie Blanc, Gilles Fronteau, Michel Coulon

8h30 -	Reims	-> 10h45	1* Altération des pierres de la cathédrale (AB et GF)
11h15 -	L'Épine	-> 12h15	2* Altération de la pierre de Savonnières de la basilique (AB et GF)
14h20 -	Omey	-> 16h30	3* Carrière de craie coniacienne de Marson (MC) (brèches hydrauliques et sédimentation)

1er juin

Le site de la capture de la
Moselle

1^{er} juin

LA CAPTURE DE LA HAUTE MOSELLE

Par Dominique Harmand et Jacques Le Roux

Depuis la fin du Pliocène, l'Est du Bassin de Paris a été affecté par de nombreuses captures, essentiellement aux dépens de la Meuse, surtout au profit des bassins versants de la Seine et du Rhin (fig. 2 ; HARMAND, 1992). La capture la plus importante de la Lorraine est celle de la Haute Moselle effectuée dans la région de Toul (fig. 3, 4). La Haute Moselle, paléo-affluent de la Meuse, abandonna son ancienne vallée qui recoupe à l'Ouest de Toul les côtes de Meuse (Val de l'Âne), pour rejoindre la Meurthe à Pompey, au Nord de Nancy. Avant la capture, les 2 grands axes de drainage étaient constitués par la "Haute Moselle-Meuse" et la "Paléo-Meurthe".

Arguments en faveur de la capture

Évoquée dès le XVII^{ème} siècle (Vauban), la capture de la Haute Moselle fut admise au début du XX^{ème} siècle à partir d'arguments morphologiques et pétrographiques. Les premiers sont constitués par l'existence du coude de la Moselle à Toul et par le Val de l'Âne, vallée à méandres encaissés prolongeant vers la Meuse le tracé de la Haute Moselle. Toutefois, les preuves de la capture reposent surtout sur des arguments pétrographiques au nombre de 3 :

- a) Présence d'alluvions siliceuses (d'origine vosgienne) anté-capture dans la vallée de la Meuse au Nord de la paléo-confluence Haute Moselle/Meuse et absence de ces alluvions dans la vallée de la Moselle en aval de Toul ;
- b) B) présence des alluvions anté-capture sous la grouine (grèzes) du Val de l'Âne ;
- c) C) continuité des terrasses de la Haute Moselle et de la Meuse.

Âge de la capture

Dans la région de Toul, on distingue des très hautes, hautes et moyennes terrasses appartenant au système Meuse, et des basses terrasses post-capture qui se prolongent dans la vallée actuelle de la Moselle en aval de Toul. 2 types de formations alluviales ont été distinguées : Formations résiduelles à galets de quartz et de quartzite essentiellement, appartenant aux plus hautes terrasses de la Haute Moselle, d'âge pliocène à quaternaire ancien ; formations alluviales sensu stricto appartenant aux moyennes et basses terrasses, d'âge quaternaire moyen et récent. Dans ces dernières formations, notées respectivement Fx1, Fx2, Fx3 et Fy, la part des galets de socle s'accroît de la terrasse la plus ancienne (terrasse de la Justice) à la plus récente, comme plus en amont, dans la vallée de la Haute Moselle (TAOUS, 1994).

Le profil longitudinal du paléo-tracé le plus récent de la Haute Moselle vers la Meuse (fig. 5) montre un raccord entre la moyenne terrasse de la Moselle de +30 m, les alluvions du fond du Val de l'Âne et les alluvions du fond de la vallée de la Meuse. D'après les raccords effectués avec la Meuse ardennaise, la capture de la Haute Moselle se situe vers 250 000 a.B.P. (Saalien ou Riss) (PISSART & al., 1997).

Le dispositif des formations alluviales indique que depuis la capture, la Meuse a remblayé sa vallée, tandis que la Moselle a creusé la sienne de 30 m environ (taux d'incision moyen approximatif de 0,1 mm/an).

Mécanismes de la capture

Les mécanismes de la capture sont, quant à eux, multiples. On peut distinguer des facteurs généraux et locaux (HARMAND & al., 1995).

Facteurs généraux

La capture s'effectue dans un contexte d'une réorganisation hydrographique régionale aux dépens de la Meuse dont le bassin versant lorrain s'est considérablement rétréci tout au long du Quaternaire ancien et moyen. Cette capture s'est également réalisée dans un contexte climatique pléistocène dans lequel alternent périodes de remblaiement (phases froides), et périodes d'incision (phases de transition climatique). La capture s'effectue aux dépens de la Meuse lorraine, cours d'eau encaissé dans des formations calcaires sur la plus grande partie de son tracé dans le Bassin de Paris, au profit de la Paléo-Meurthe, cours d'eau dont le niveau déprimé se situe surtout dans les

formations argilo-marneuses du Trias et du Lias dans ce même domaine structural. En outre cette capture s'effectue dans le cadre du recul des côtes, en particulier de la côte de Meuse (fig. 6 ; LE ROUX & HARMAND, 1998). Sur le site de capture, ce recul s'accompagne de l'élargissement de la plaine du Callovo-Oxfordien (ou de la Woëvre) et d'une réorganisation hydrographique locale au profit du "Paléo-Terrouin", affluent de la "Paléo-Meurthe" qui réalisera la capture de la Haute Moselle à son profit.

Facteurs locaux

Les facteurs locaux qui ont favorisé la capture sont dus à la présence de l'ondulation synclinale de Savonnières-Dieulouard le long de laquelle s'est effectuée la capture (Flageollet, 1985), l'existence d'un substratum carbonaté karstifié qui a induit les possibles circulations souterraines anté-capture de la Moselle vers la Meurthe (fig. 7), ainsi que les difficultés pour la Moselle de maintenir son cours vers la Meuse à travers une percée cataclinale encombrée par l'alluvionnement.

La capture de la Moselle s'est ainsi réalisée au sommet d'un puissant remblaiement alluvial, à la limite des formations du substratum argilo-marneux d'âge bathonien et callovo-oxfordien et d'un substratum bajocien. Ce contact géologique coïncidait par ailleurs avec la paléo-limite de bassin versant entre la Meuse et le Rhin, plus précisément entre le bassin de la Rivière de la Haie Plaisance, affluent de la Haute Moselle, et le Vallon de Fontenoy, tributaire du Paléo-Terrouin et de la "Paléo-Meurthe" (fig. 6).

FLAGEOLLET J-C (1985). Évolution de la Moselle et de ses dépôts fluviaux. *In* notice de la feuille de Toul de la Carte géologique de France au 1/50 000, BRGM Orléans.

HARMAND D. (1992). Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presses Universitaires de Nancy (Coll. "Etudes géographiques"), 146 p.: cartes, graph., tabl.

HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNEFONT J.-C., SARY M., (1995c).- Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. *Revue Géographique de l'Est*, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), pp 321-343.

LE ROUX J. & HARMAND D. (1998). Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de la capture de la Moselle. *Geodynamica acta*, vol. 11, n° 2, 12 p, 10 fig.

PISSART A., HARMAND D. & KROOK L. (1997). L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 3, pp 267-284, 10 fig., 1 tabl.

TAOUS A. (1994). Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (Approche sédimentaire et pétrographique). Thèse Nancy 2, 201 p.

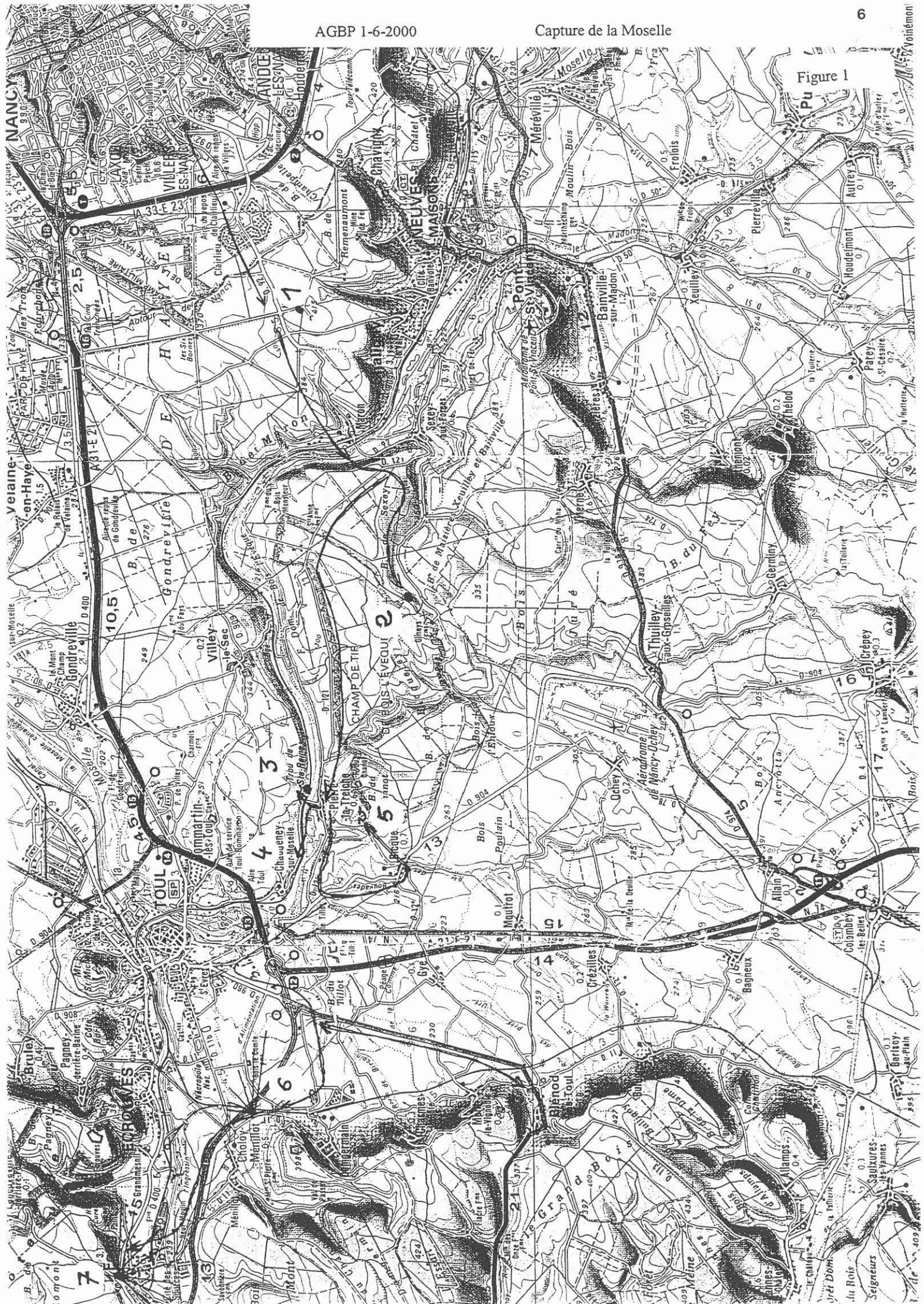


Figure 1

VALENTIGNE DE LA HATCHONCHERIE

381

5

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

381

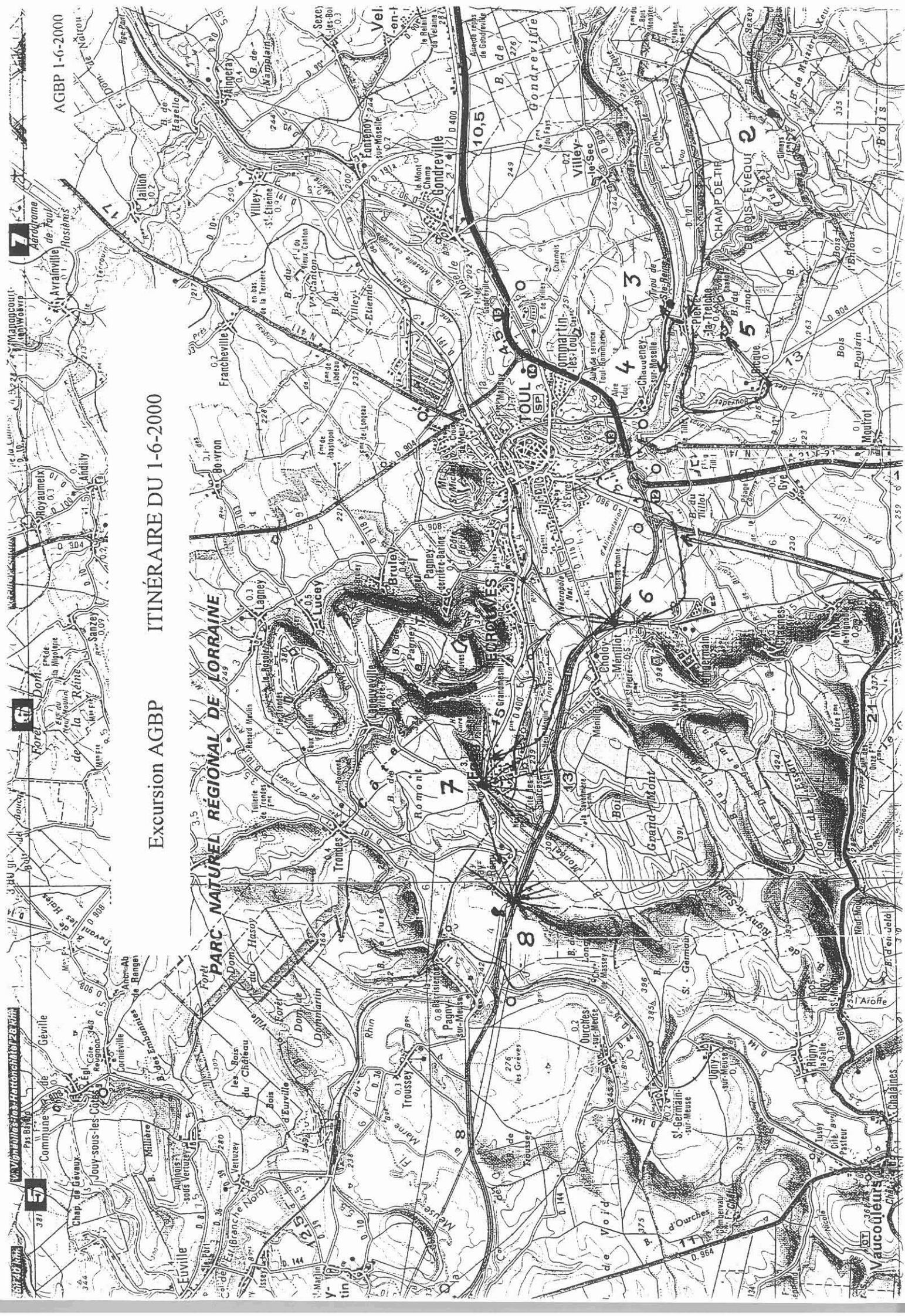
381

381

AGBP 1-6-2000

Excursion AGBP ITINÉRAIRE DU 1-6-2000

PARC NATUREL RÉGIONAL DE LORRAINE



7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

101

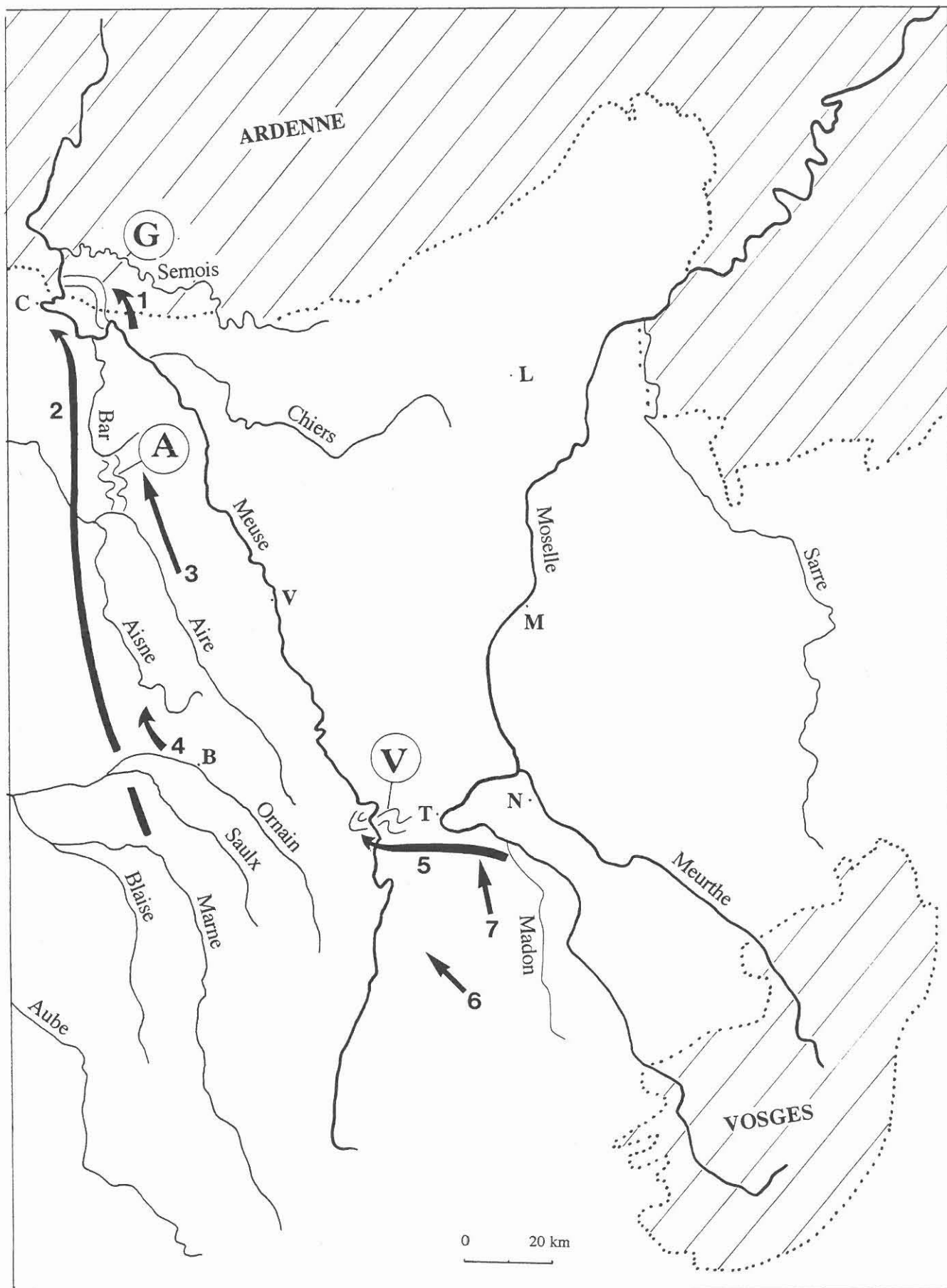
101

101

101

101

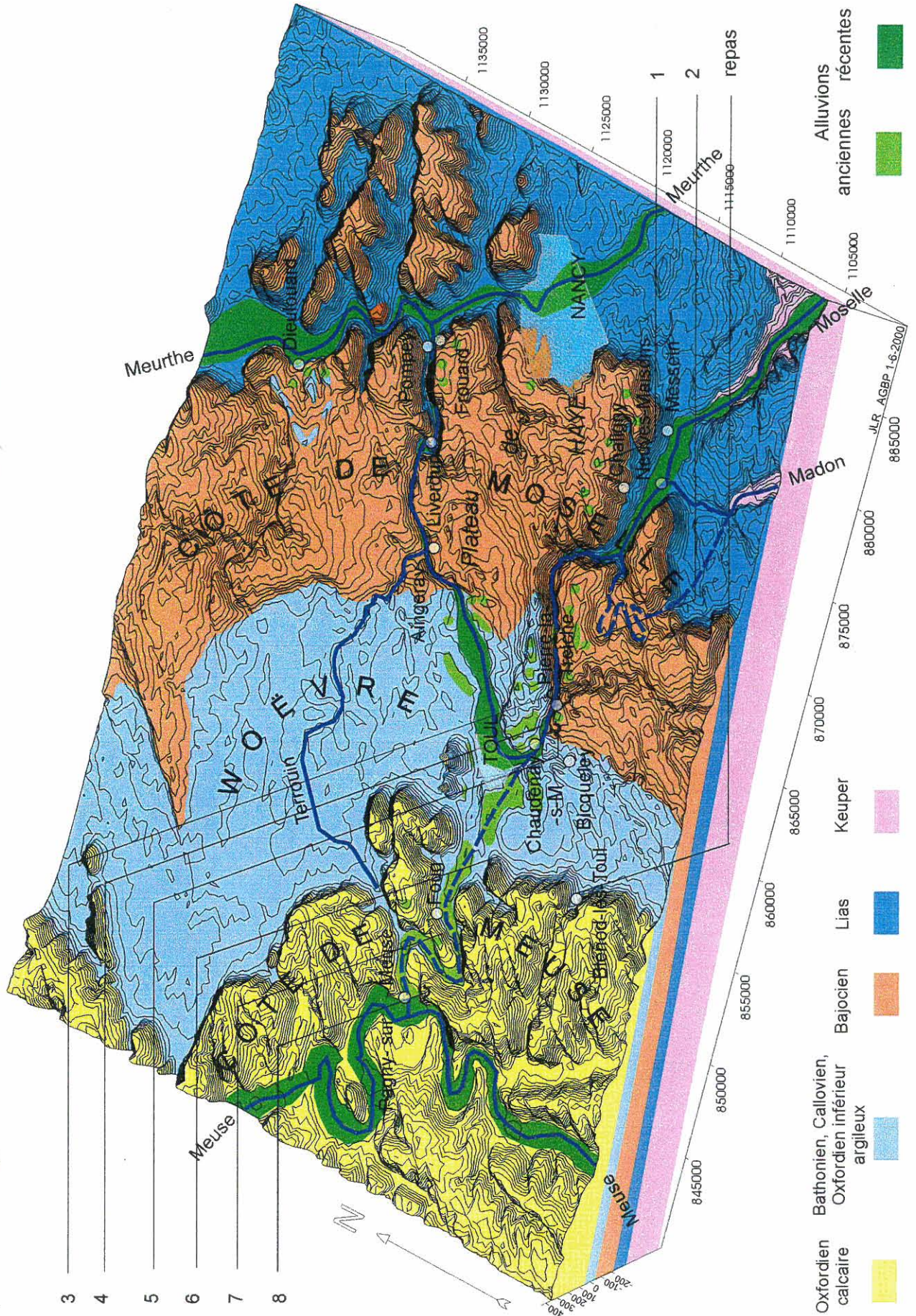
101

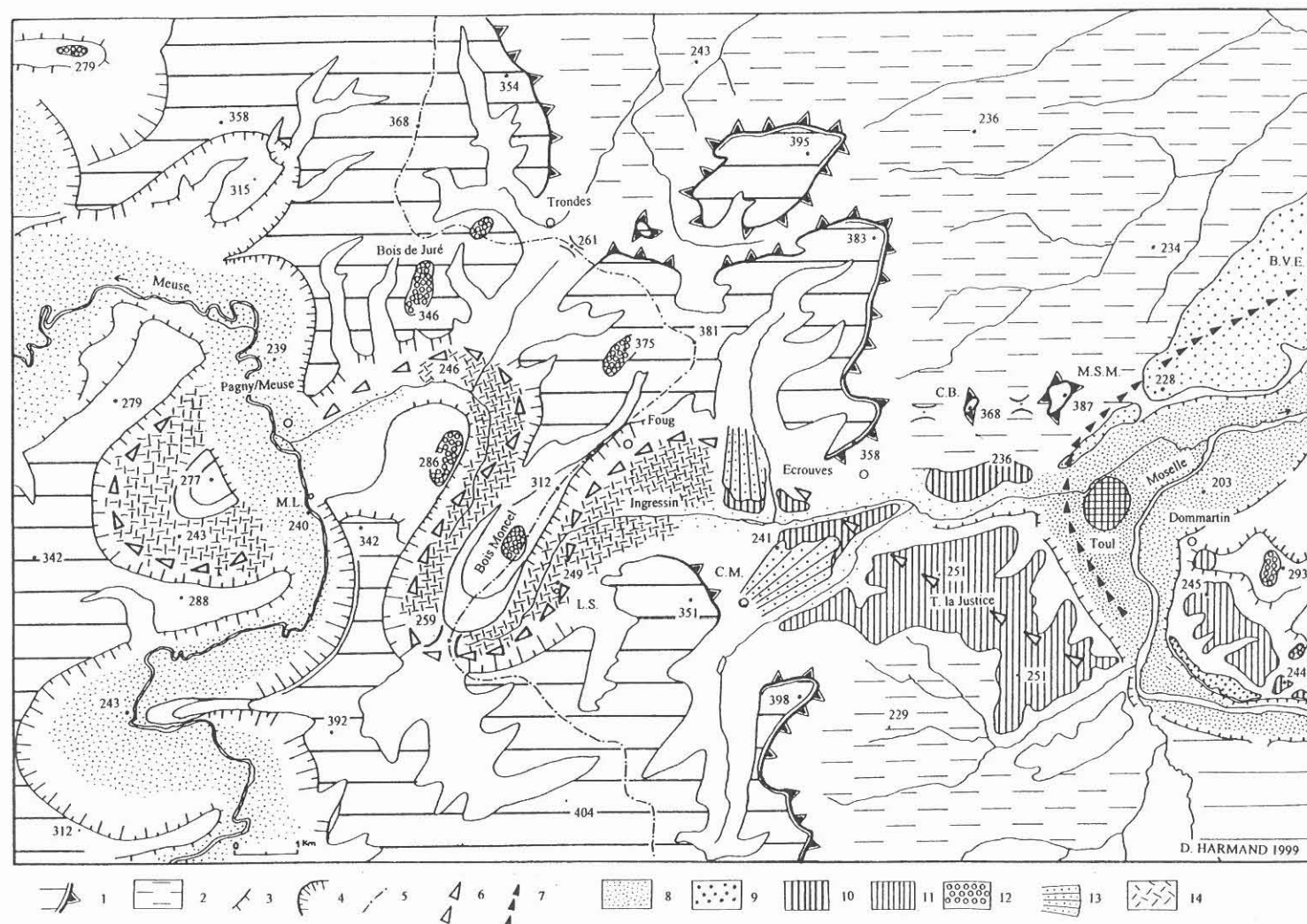


I : vallées fossiles (A : vallée de l'Agron, G : vallée de Gespunsart, V : Val de l'Ane), 2 paléo-écoulements pléistocènes (1 : "Meuse de Gespunsart", 2 "Aisne-Bar" ou "Marne-Bar", 3 : "Aire-Bar", 4 : "Aisne-Ormain-Saulx", 5 : "Haute Moselle-Moselle", 6 : "Paléo-Aroffe", 7 : "Paléo-Madon"). B : Bar-le-Duc, C : Charleville-Mézières, L : Luxembourg, M : Metz, N : Nancy, T : Toul, V : Verdun

Fig. 2 : Les captures dans l'Est du Bassin de Paris (D. HARMAND)

Figure 3 LE SITE DE CAPTURE DE LA MOSELLE





1 : côtes de Meuse, 2 : Woëvre, 3 : versant de vallée, 4 : versant de rive concave de méandre encaissé, 5 : limite des bassins-versants de la Meuse et du Rhin, 6 : tracé de la Moselle anté-capture, 7 : tracé de la Moselle post-capture (Fx3), 8 : alluvions de fond de vallée, 9 : alluvions post-capture Fx3 (Saalien), 10 : alluvions anté-capture Fx2 (Saalien), 11 : alluvions anté-capture Fx1 (terrasse de la Justice-Saalien), 12 : alluvions résiduelles du Quaternaire ancien, 13 : cône alluvial, 14 : grèzes litées et éboulis

B.V.E : Bois de Villey-Saint-Etienne, C.B. : Côte Barine, C.M. : Choley-Ménillot, L.S. : La Savonnière, M.L. : Moulin de Longor, M.S.M. : Mont-Saint-Michel

Fig. 4 : Le Val de l'Ane et les terrasses alluviales de la région de Toul

vallée de la Moselle

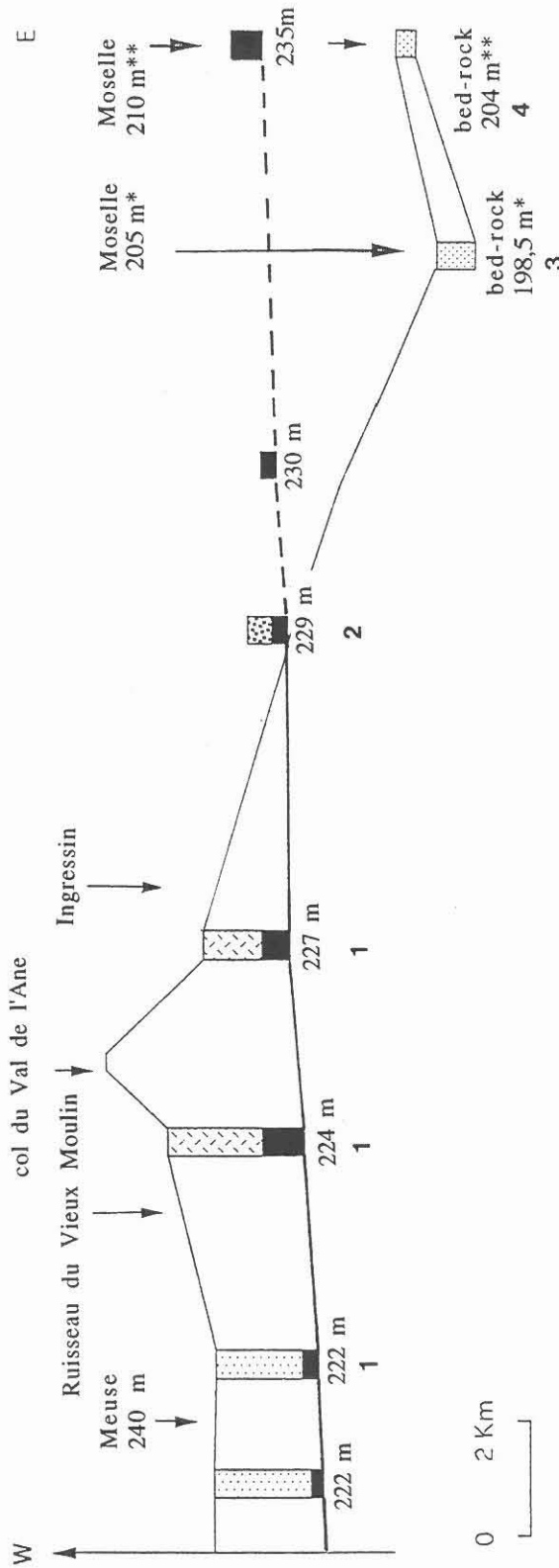
entonnoir de percée cataclinale fossile

Val de l'Ane

vallée de la Meuse

Pagny/Meuse "Woëvre" Pagny/Meuse Foug Etrouves Pierre-la-Treiche Toul

Lay-Saint-Rémy Grandmesnil



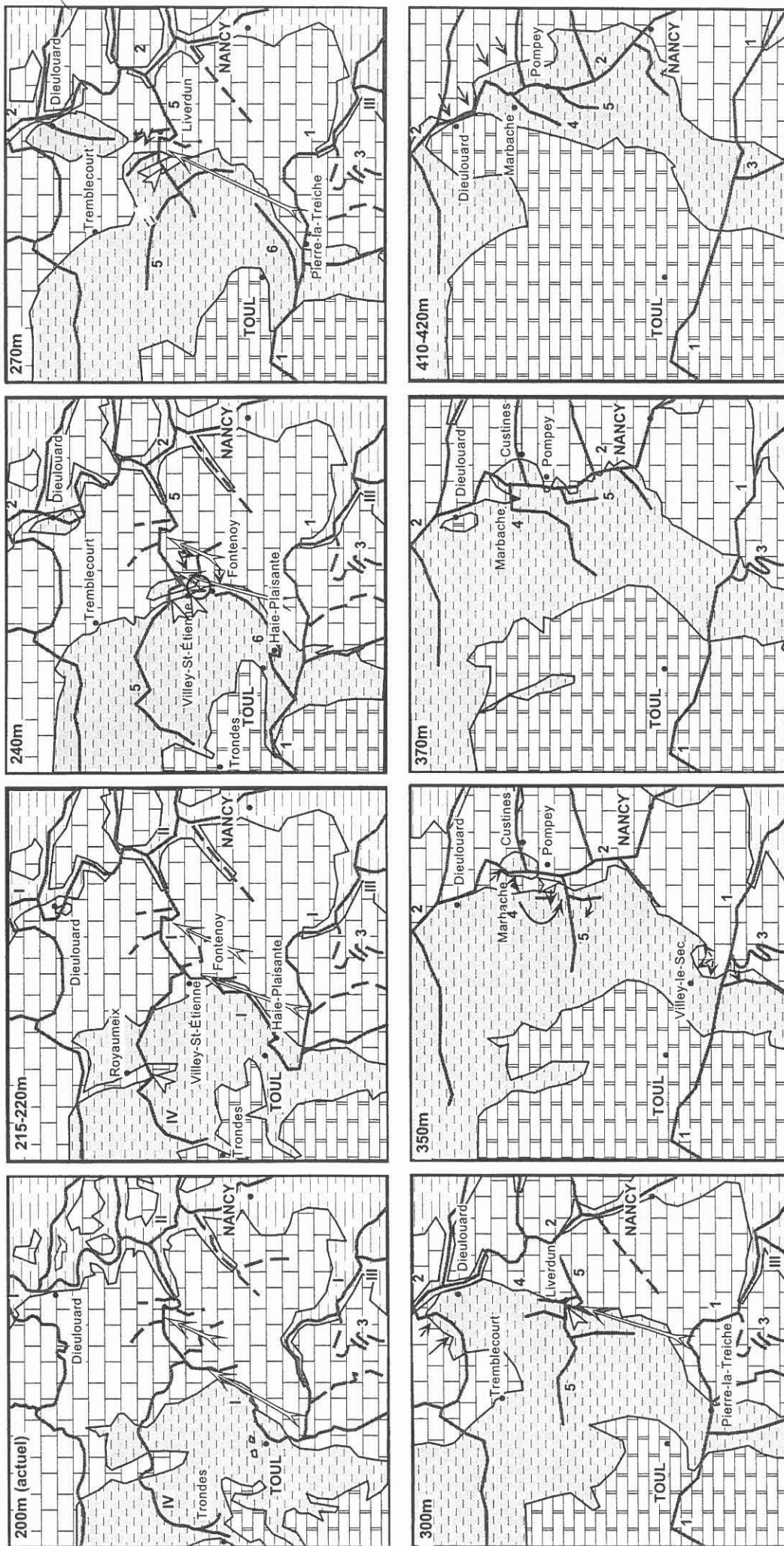
0 2 Km



- 1 : profil longitudinal de la Haute Moselle
- 2 : topographie actuelle
- 3 : alluvions siliceuses - Fx2- F1.2 -
- 4 : groize
- 5 : grèze et colluvions argileuses
- 6 : alluvions de fond de vallée

- 1 : DOUARD et al., 1972
- 2 : HUSSON (1864)
- 3 : sondage B.R.G.M. : 229-6-101
- 4 : sondage B.R.G.M. : 229-7-46

5 : Comparaison entre le profil en long anté-capture de la Haute Moselle-Meuse et la topographie actuelle dans la région de Toul (D. HARMAND & al., 1995)



10 Km

calcaires de l'Oxfordien (Oxfordian limestones) et du Callovien

calcaires du Bajocien (Bajocian limestones) marnes du Toarcien (Toarcian clays) et du Callovien

glissement des cours d'eau orthoclineaux en avant des surfaces structurales. (sliding of the strike rivers down outward of the back slope surface).

possibilités de soutirage karstique

1 Paléo-Moselle (Haute-Moselle-Meuse)

2 Paléo-Meurthe

3 Paléo-Madon

4 Paléo-Marbache

5 Paléo-Terrouin

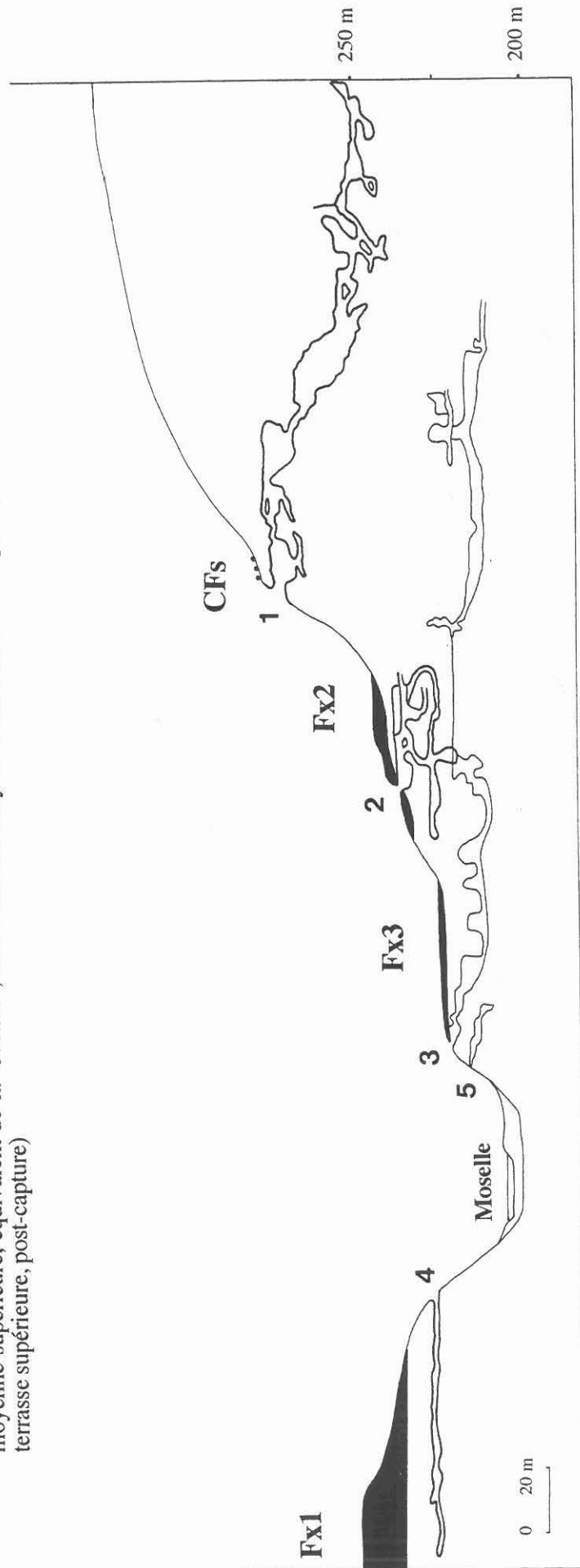
6 ruisseau de la Haie-Plaisante (brook of la Haie-Plaisante)



rivières actives (flowing rivers)
vallées sèches (dried valleys)
site de la capture de la Moselle. (place of the Moselle capture).
fixation du cours du paléo-Terrouin.

Figure 6 : Paléo-paysages et paléo-cours d'eau du site de capture de la Haute-Moselle .
Palaeo-landforms and palaeo-rivers of the Upper Moselle capture area .
modifié de J.Le Roux et D.Harmand (1998).

Cavités karstiques : 1 : grotte du Chaos, 2 : grotte des Puits, 3 : grotte des Sept Salles, 4 : Trou des Celtes, 5 : cavité n° 7; Terrasses de la Moselle : CFs : dépôts alluviaux résiduels, Fx : terrasses saaliennes (Fx1 : terrasse moyenne supérieure, équivalent de la "Justice", Fx2 : terrasse moyenne inférieure, anté-capture, Fx3 : basse terrasse supérieure, post-capture)



7 : Relations entre karst et terrasses de la Moselle à Pierre-La-Treiche (P. GAMEZ & D. HARMAND in D. HARMAND & al., 1995)

Commentaires des figures

FIG. 2 : Les captures dans l'Est du Bassin de Paris (D. HARMAND)

Depuis le Quaternaire ancien, l'Est du Bassin de Paris a été affecté par plusieurs captures que l'on peut classer en captures majeures (1) et mineures (2).

1) Les captures majeures qui s'effectuent aux dépens de la Meuse sont celles de "l'Aisne-Bar" (ou de la "Marne-Bar") et de la Haute Moselle. Réalisée dans la région de Charleville, au Quaternaire ancien, vers 900 000 ans B.P., la capture de "l'Aisne-Bar" (ou de la "Marne-Bar") vers la bassin de la Seine, handicape ultérieurement la Meuse dans la traversée de l'Ardenne, comme en témoigne la quasi absence de creusement du fleuve depuis cette capture.

La capture de la Haute Moselle, effectuée au profit du bassin du Rhin, dans la région de Toul, accentue ce handicap. Depuis cette capture réalisée au Quaternaire moyen (vers 250 000 ans B.P.), la vallée de la Meuse lorraine n'est plus incisée.

2) Les captures mineures coïncident à des réorganisations hydrographiques à l'intérieur d'un même bassin versant ("Meuse de Gespunsart", "Paléo-Madon") où à des détournements d'affluents de cours d'eau importants. C'est le cas de la capture de l'Aire effectuée au profit de l'Aisne, et de celles de la Saulx et de l'Ornain, effectuées au profit de la Marne, ces 3 captures accompagnant le démembrement progressif de de "l'Aisne-Bar".

FIG 4 : Le Val de l'Âne et les terrasses alluviales de la région de Toul

Le Val de l'Âne est une vallée fossile à méandres encaissés recoupés en aval par la Meuse. Située entre la paléo-percée cataclinale à travers la côte de l'Oxfordien (ou côte de Meuse) et la vallée de la Meuse, le Val de l'Âne a été modelé par la Haute Moselle, cours d'eau issu des Vosges, comme le montrent l'origine des alluvions (alluvions siliceuses issues du socle vosgien et de sa couverture triasique) et le dispositif des 4 terrasses alluviales. Celles-ci, présumées saaliennes ("rissiennes") : alluvions Fx1, Fx2 et Fx3, et weichséliennes ("würmiennes") : alluvions Fy, sont constituées par 2 terrasses anté-capture (alluvions Fx1, Fx2) et 2 terrasses post-capture (Fx3 et Fy).

Les 2 terrasses anté-capture se trouvent à l'Est du Val de l'Âne, dans la dépression orthoclinale : la terrasse de la Justice (250 m au sommet de la terrasse, 240 m environ à la base des alluvions) constitue l'accumulation alluviale la plus puissante (alluvions Fx1) ; de petites terrasses exiguës existent à une dizaine de mètres en contrebas dans la vallée de la Moselle à Pierre-La-Treiche et dans la vallée de l'Ingressin, au Nord de la terrasse de la Justice (alluvions Fx2). La localisation de ces alluvions Fx2 indique qu'au moment de la capture, la Haute Moselle coulait dans une vallée particulièrement étroite. Cette vallée est remblayée ultérieurement par des apports latéraux (cônes alluviaux de ruisseaux issus du front de la côte de Meuse, grèzes litées dans le Val de l'Âne).

2 terrasses post-capture suivent le tracé actuel de la Moselle : la plus ancienne (alluvions Fx3) se situe à environ +25 m, la plus récente, située à environ +15 m, n'est pas visible sur la carte.

FIG.5 : Comparaison entre le profil en long anté-capture de la Haute Moselle-Meuse et la topographie actuelle dans la région de Toul (D. HARMAND & al., 1995)

Avant la capture de la Haute Moselle, le paléo-talweg présentait une pente nettement inclinée de l'est vers l'ouest : 235 m environ à Pierre-La-Treiche, 227 m à l'entrée du Val de l'Âne, 222 m dans la vallée de la Meuse. Actuellement, l'étagement des axes de drainage (Meuse et Moselle) est inversé par rapport à la capture, en raison d'une incision de 30 m environ dans la vallée de la Moselle et d'un remblaiement d'une quinzaine de mètres dans la vallée de la Meuse (alluvions calcaires).

L'épaisseur maximale des formations superficielles se situe dans le Val de l'Âne, à Lay-Saint-Rémy (30 m d'alluvions siliceuses et de grèzes). L'étagement de ces axes de drainage, l'existence d'une vallée fossilisée par des formations superficielles à la limite des bassins versants de la Meuse et du Rhin (Val de l'Âne), ainsi que la dynamique fluviale quaternaire de la Moselle, militent en faveur d'une future capture de la Haute Meuse par son ancien affluent, la Haute Moselle (capture effectuée par érosion régressive par l'Ingrossin).

FIG 6 : Paléo-paysages et cours d'eau du site de capture de la Haute Moselle (LE ROUX, HARMAND, 1998).

À partir des niveaux de terrasses, de la carte structurale et de la position actuelle des cours d'eau encaissés, nous avons reconstitué pour chaque niveau, la position du paléo-réseau hydrographique et l'extension minimale des formations géologiques.

La reconstitution de la paléo-topographie s'effectue en considérant qu'à partir d'une altitude donnée du fond de vallée, seules les formations géologiques d'altitude supérieure à ce fond de vallée peuvent affleurer. Dans ces conditions, la carte structurale en isohypses permet de reconstituer l'extension minimale des formations géologiques. Il suffit pour cela de tracer la courbe de niveau (isohypse) du contact à cartographier à l'altitude correspondante. Cela revient à tracer la carte géologique d'une région supposée plane.

FIG 7 : Relations entre karst et terrasses de la Moselle à Pierre-La-Treiche (GAMEZ, HARMAND, 1995).

Les 3 terrasses présumées saaliennes ("rissiennes") notées Fx1, Fx2 et Fx3, de même que la haute terrasse du Chaos (270 m) recouverte d'alluvions résiduelles (CFs) sont associées à des cavités karstiques étagées dont l'entrée se situe immédiatement au-dessous des terrasses. Ce dispositif évoque d'une part un lien entre les processus fluviaux et karstiques, et d'autre part l'existence de plusieurs générations de karstifications.

1^{er} juin

ASPECT KARSTOLOGIQUE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE.

Par Benoît Losson

Entre Nancy et Toul, la Moselle effectue un coude important dont l'origine trouve sa place dans une célèbre capture hydrographique (figure 1). Les preuves de ce détournement sont d'ordre morphologique (vallée à méandres abandonnée : le Val de l'Âne) et alluvial (matériaux vosgiens dans la vallée de la Meuse en aval de Pagny uniquement ; absence des hautes et moyennes terrasses mosellanes entre Toul et Pompey).

* Le karst de la vallée de la Moselle.

Sous la direction de Patrice Gamez (†), l'étude du karst du plateau de Haye en tant que circonstance de la capture de la Moselle – hypothèse émise au début du siècle – a été reprise récemment (Gamez *et al.*, 1995 ; Gamez, 1996 ; Gamez et Losson, 1998).

Des pertes par infiltration de la Moselle vers le bassin versant de la Meurthe, à travers le plateau de Haye, auraient eu comme conséquence une accélération de l'érosion régressive dans la vallée du Paléo-Terroin aux alentours d'Aingeray – Liverdun (figure 1). Cette idée repose sur la présence de grottes bien connues, s'ouvrant à flanc de versant de la vallée mosellane (figures 1 et 2).

Les cavernes pénétrables sont géographiquement étroitement liées aux tracés des paléo-vallées matérialisés par les restes alluviaux, tandis que des cavités plus petites constellent l'ensemble du plateau (figure 1).

Le long de la « Boucle de la Moselle », la majorité du karst se situe dans le défilé cataclinal (de Messein à Chaudeney-sur-Moselle), tandis qu'à l'image du nombre de terrasses nettement moindre, le cours anaclinal (entre Aingeray et Pompey) est caractérisé par un endokarst beaucoup plus restreint (figure 2). Par ailleurs, on constate l'absence de relations altitudinales nettes entre karst et terrasses, puisque certaines diaclases ou réseaux s'étalent verticalement sur plusieurs niveaux alluviaux.

* Le karst de Pierre-la-Treiche.

Il existe une concentration de réseaux karstiques dans le secteur de Pierre-la-Treiche, au droit d'un dôme structural allongé d'axe ouest-nord-ouest – est-sud-est.

D'un point de vue lithologique, on constate une forte propension au développement des cavités, et notamment les plus importantes, dans les Calcaires à Polypiers (Bajocien inférieur). Ceci se vérifie sur l'ensemble de la « Boucle de la Moselle », et à Pierre-la-Treiche en particulier (figure 3). A cet endroit, l'Oolithe miliaire inférieure (Bajocien supérieur), qui les surmonte, est également le siège de quelques cavités karstiques pénétrables : grosses anastomoses de joints de stratification et diaclases corrodées.

Ces deux types de discontinuités du substratum ont guidé à part égale les circulations d'eau souterraine, ce qui pourrait expliquer dans le cas de la grotte Sainte-Reine des directions de galeries pas exactement conformes aux orientations de fractures (figure 4).

En ce qui concerne les relations entre karst et formations fluviales épigées, au niveau de Pierre-la-Treiche, les cavernes possèdent des altitudes majoritairement inférieures à la base de la première terrasse post-capture (alluvions Fx3, figure 3).

* Caractéristiques morphosédimentaires endokarstiques.

A la lumière d'observations morphosédimentaires endokarstiques effectuées principalement à Pierre-la-Treiche, le critère altitudinal s'avère toutefois incorrect pour rattacher la karstogenèse à telle ou telle période d'alluvionnement ou de creusement de la Moselle. En effet, les macromorphologies, micromorphologies et remplissages de différentes grottes révèlent un karst d'introduction de type « infra-talweg » :

- absence d'étages de galeries au sens spéléogénétique du terme, corrélatifs de l'encaissement de la vallée (figure 4). Ceci est également le cas de la grotte des Puits (*cf.* figure 3) dont les différents niveaux, reliés par des conduits verticaux ou pseudo-puits, pourraient avoir connu une création synchrone ;

- morphologies de régime noyé (diaclases corrodées, anastomoses de joints de stratification, coupoles) à

écoulements préférentiels vers le nord (vagues d'érosion, méandres) (figure 4). Les témoins d'écoulements libres se rapportent à des retouches ultérieures à la spéléogenèse principale (cannelures, rigoles surcreusées) au même titre que la mise en place du remplissage (phases de chenalisation en son sein ; figure 5) ;

- les galeries sont comblées par d'épais remplissages constitués essentiellement de sédiments fluviaux siliceux d'origine vosgienne (figure 5). Il s'agit d'alluvions mosellanes descendues dans le karst par des cheminées-puits ou des diaclases corrodées, puis redistribuées par des écoulements souterrains (le plus souvent libres probablement, et parfois puissants au vu de certaines granulométries).

Des comptages pétrographiques comparatifs entre alluvions épigées et endokarstiques ont permis de préciser l'origine des matériaux hypogés (figure 6) : il apparaît que ces derniers sont descendus de 10 à 15 mètres au minimum, puisqu'ils se rapporteraient à Fx2 ou à un niveau antérieur, c'est-à-dire à une terrasse anté-capture en tous cas. Par conséquent, la phase de karstogenèse principale remonte également à une période précédant le détournement de la Moselle.

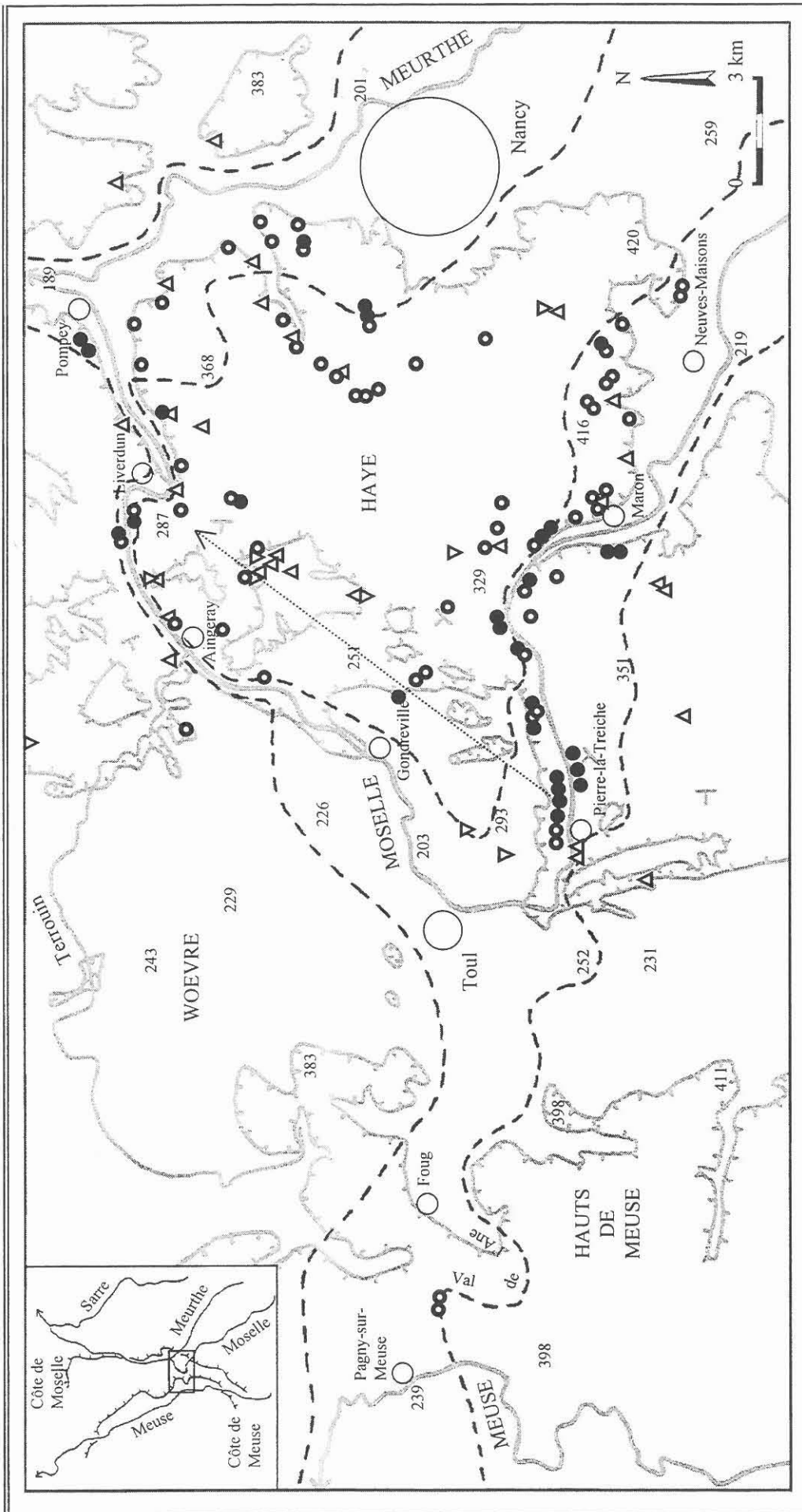
Si les pertes mosellanes anté-capture s'avèrent être réalité, il reste à démontrer leurs circulations vers le bassin versant de la Meurthe pour affirmer leur rôle en tant que modalité du détournement. En l'absence de karst de restitution découvert dans la région du paléo-bassin versant de la Meurthe (aux alentours d'Aingeray – Liverdun en toute logique), il est au moins nécessaire d'établir que cette zone était suffisamment déprimée altitudinalement pour attirer à elle les infiltrations mosellanes.

Références :

- Gamez P., Wehrli A., Fizaine J.-P., Scapoli J. (1995). – L'implication du karst dans la capture de la Moselle. *Rev. Géogr. Est*, t. 35, n° 3-4, Nancy, pp. 297-308.
- Gamez P. (1996). – Le rôle du karst dans la capture de la Moselle. *Livret-guide des excursions de la réunion annuelle de l'Association Française de Karstologie*, Metz, 5-7 sept. 1996.
- Gamez P., Losson B. (1998). – Premiers résultats de l'étude des remplissages dans le karst de Pierre-la-Treiche (54) ; l'entrée E du réseau Sainte-Reine. *Mosella*, t. 23, n° 3-4, Metz, pp. 41-59.

Coordonnées de l'auteur :

8, impasse du Moulin 57070 Saint-Julien-lès-Metz – benoit.losson@umail.univ-metz.fr



- LEGENDE:**
- 420 Point coté
 - ↗ Cours d'eau
 - Localité repère
 - ☉ Limite d'affleurement des calcaires bajociens (Haye) et oxfordiens (Hauts de Meuse)
 - ⋈ Pendage
 - Limite d'extension des formations fluviales à matériaux siliceux d'origine vosgienne
 - Endokarst pénétrable
 - Endokarst impénétrable
 - ▽ Perte (karstique ou non)
 - △ Source (karstique ou non)
 -> Direction supposée des écoulements souterrains anté-capture

FIGURE 1 - LES PHENOMENES KARSTIQUES DANS LE CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DU SITE DE CAPTURE DE LA MOSELLE.

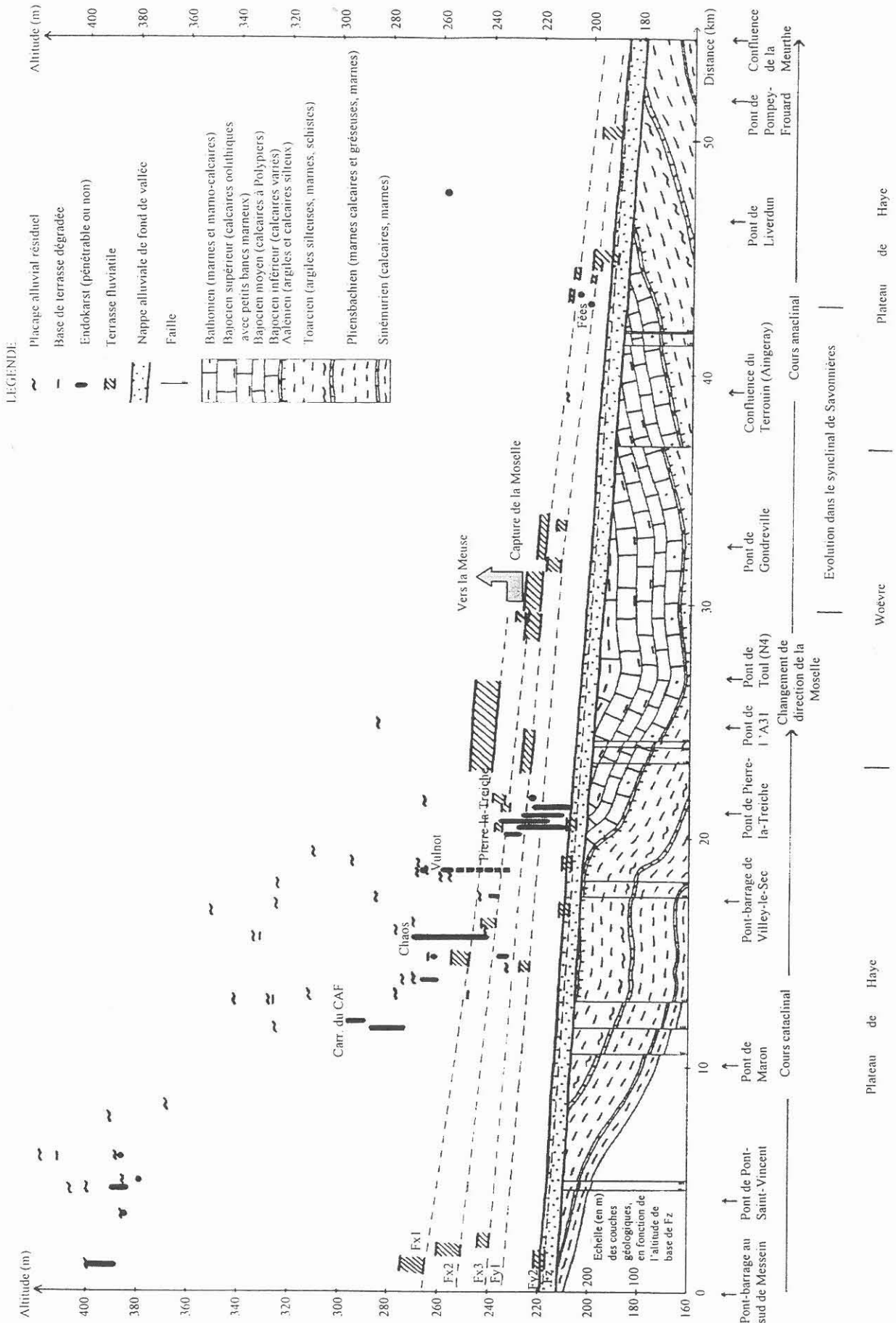
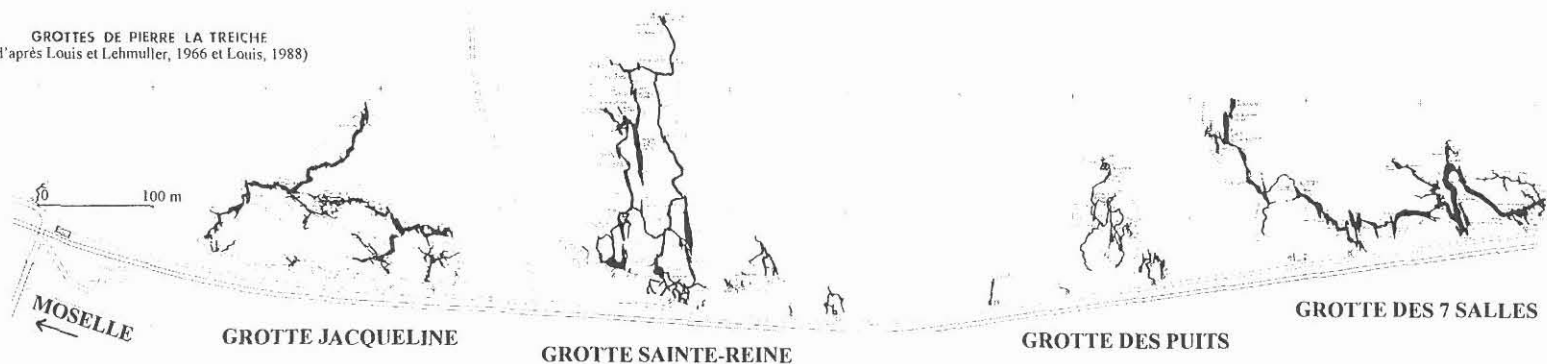


FIGURE 2 - COUPE LONGITUDINALE DE LA « BOUCLE DE LA MOSELLE » SELON LE TRACE ACTUEL DE LA RIVIERE (d'après les cartes géologiques de Toul et Nancy au 1/50000, 1984 et 1978, et autres références)

GROTTES DE PIERRE LA TREICHE
(d'après Louis et Lehmüller, 1966 et Louis, 1988)



Coupe ouest-est du versant de rive droite de la Moselle à Pierre-la-Treiche

(mesures au théodolite: S. Jaillet, P. Gamez, B. Losson, 1995 et L. Manceau, O. Losson, B. Losson, 2000).

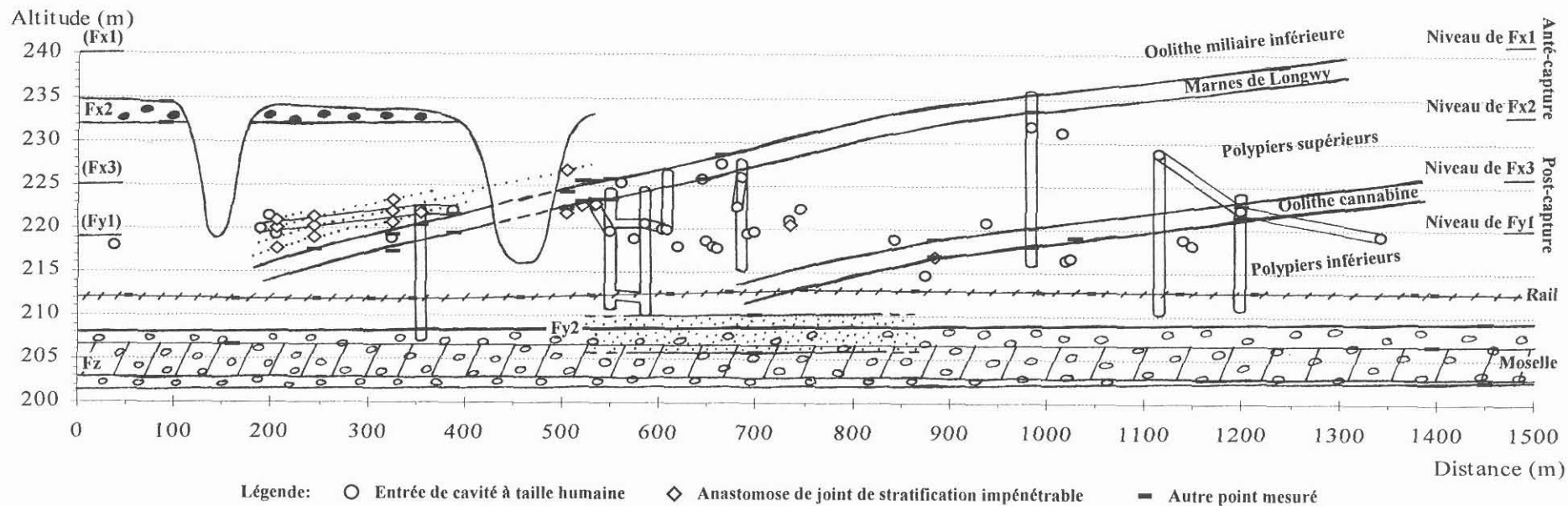


FIGURE 3 - LES GROTTES DE PIERRE-LA-TREICHE EN RIVE DROITE DE LA MOSELLE.

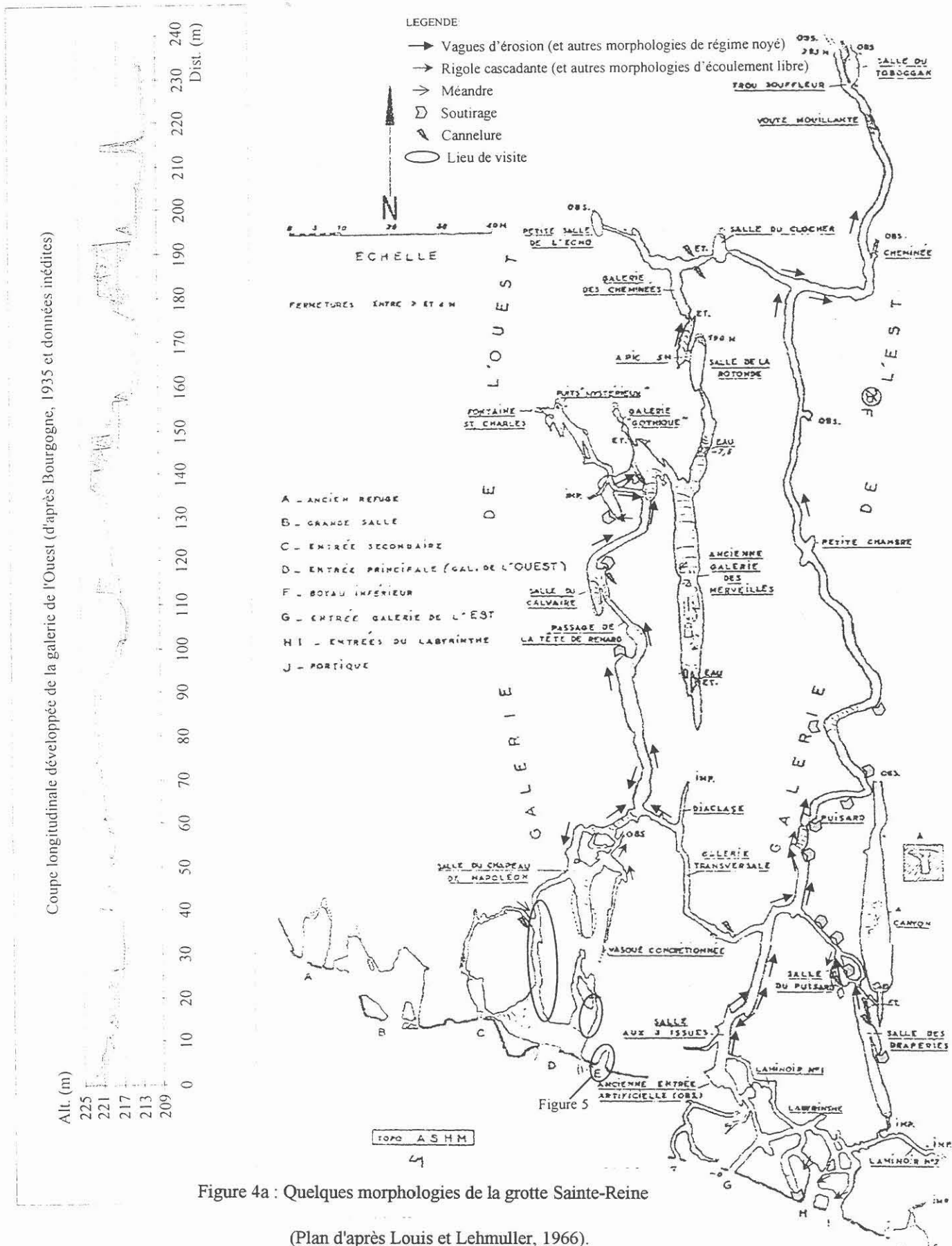


Figure 4a : Quelques morphologies de la grotte Sainte-Reine

(Plan d'après Louis et Lehmueller, 1966).

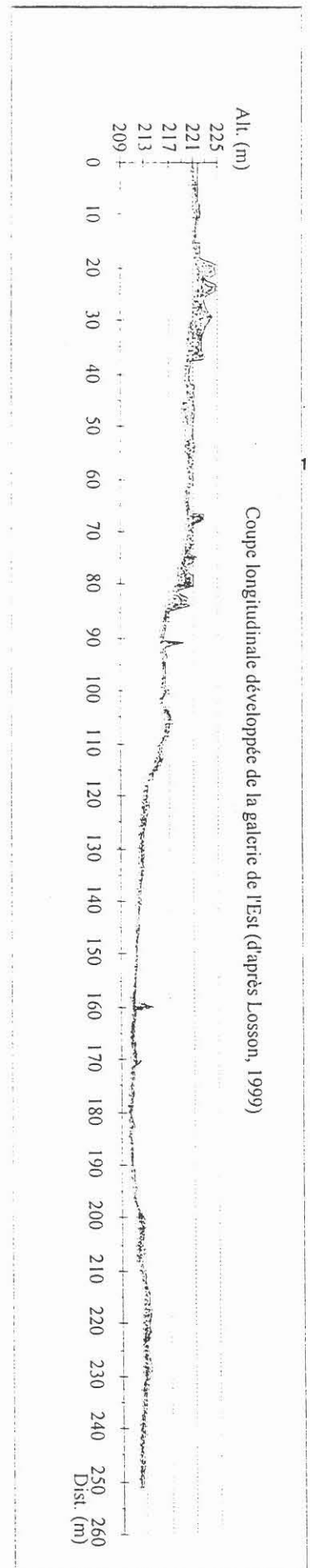
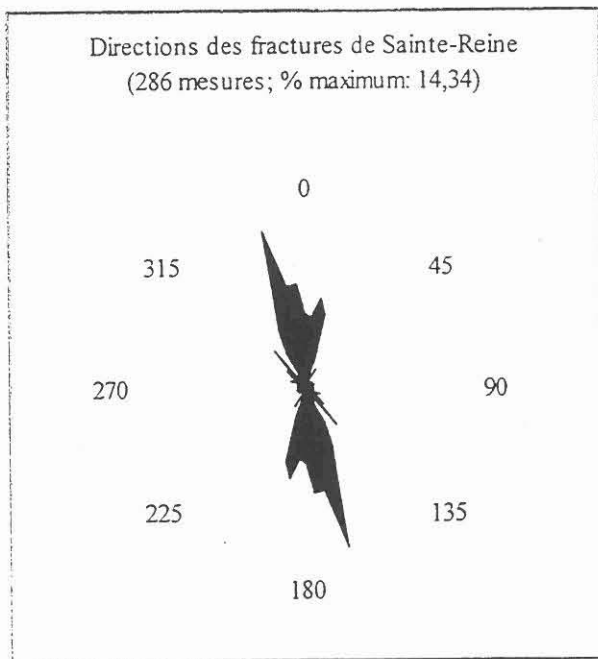
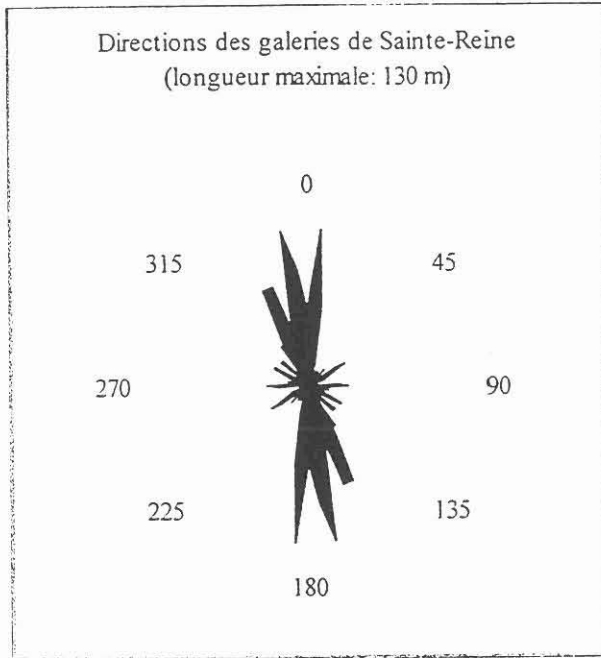


Figure 4b : Quelques morphologies de la grotte Sainte-Reine

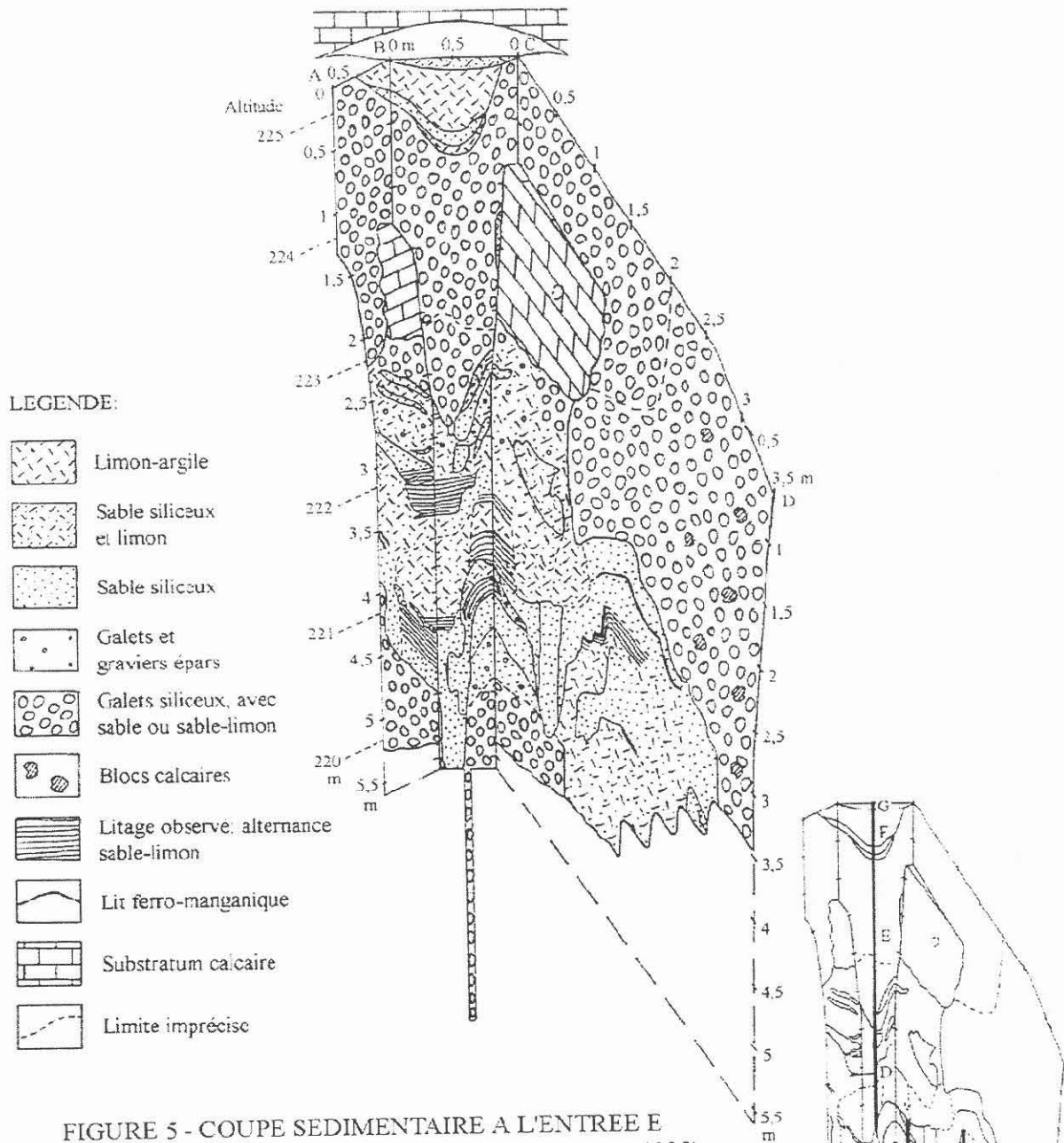
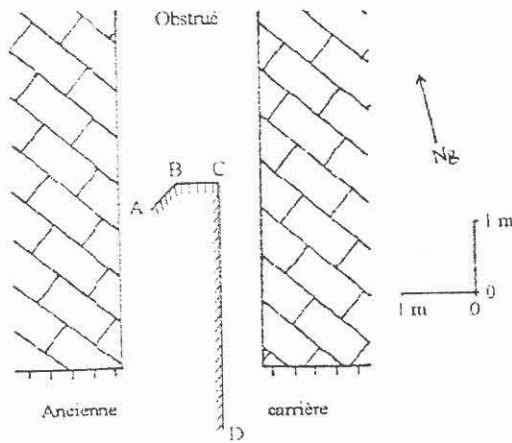
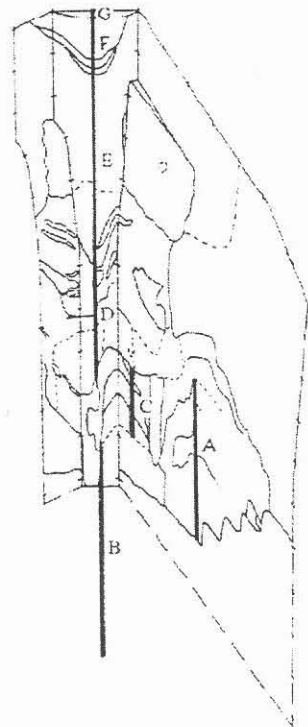


FIGURE 5 - COUPE SEDIMENTAIRE A L'ENTREE E DE LA GROTTTE SAINTE-REINE (in Gamez et Losson, 1998).



Vue en plan.



Localisation des séries sédimentaires.

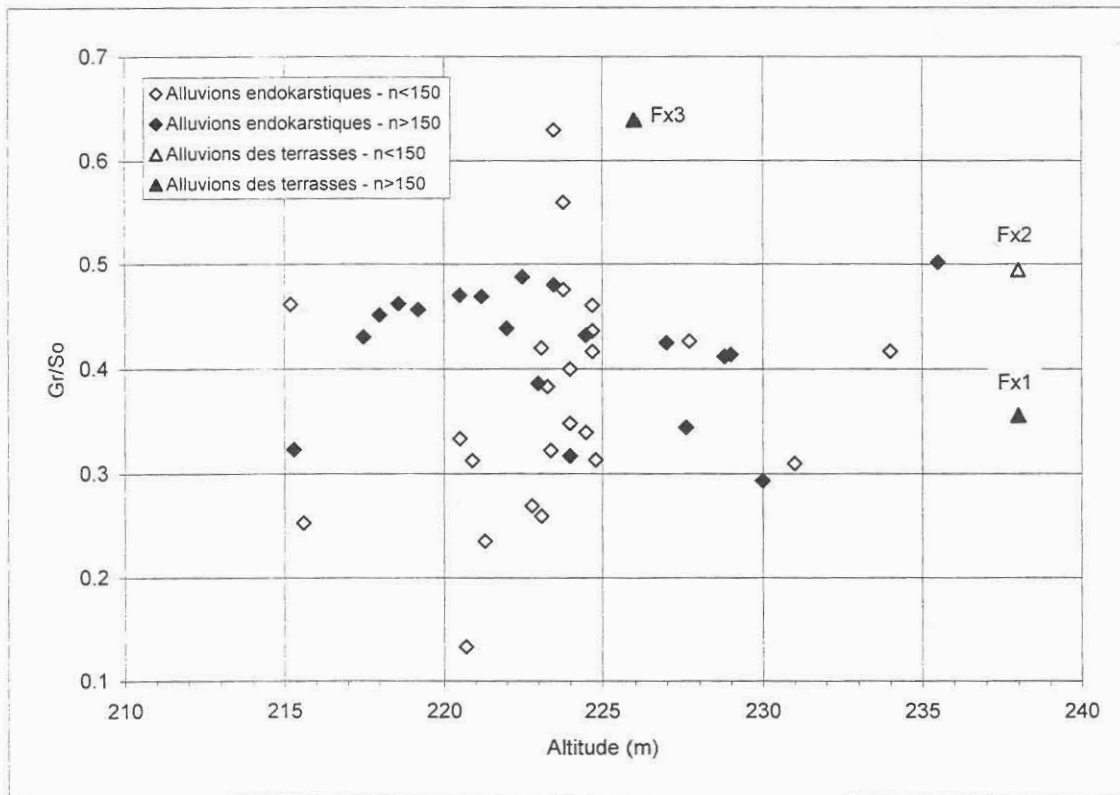
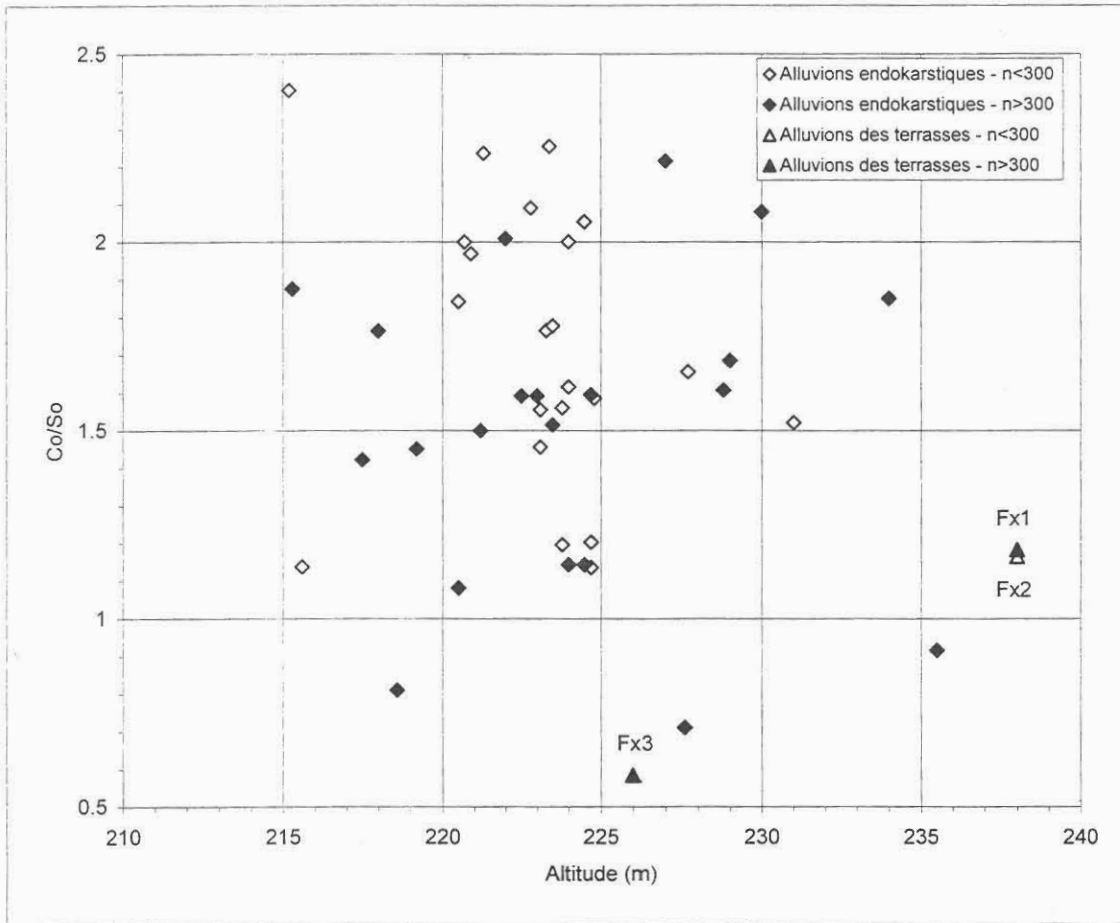


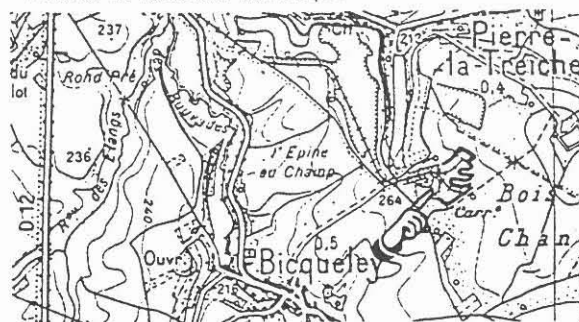
FIGURE 6 - RAPPORTS PETROGRAPHIQUES COUVERTURE/SOCLE ET GRANITES/SOCLE TOTAL, EN FONCTION DE L'ALTITUDE (SECTEUR DE PIERRE-LA-TREICHE; GALETS DE 20-50 mm)

(in Losson, 2000, modifié).

Excursion AGBP 1-6-2000

Carte géologique à 1/50 000 : Toul

BICQUELEY

Bajocien supérieur
Faciès de barrière oolithique

x = 864,8 ; y = 110,0

1/50 000

Carrière dans l'*Oolithe miliaire supérieure*,
par Marc Durand
(texte extrait du livret-guide "Excursion en
Lorraine", DUGW Stratigraphische
kommission, 3-5 mai 1989)

L'intérêt de cette carrière est triple :

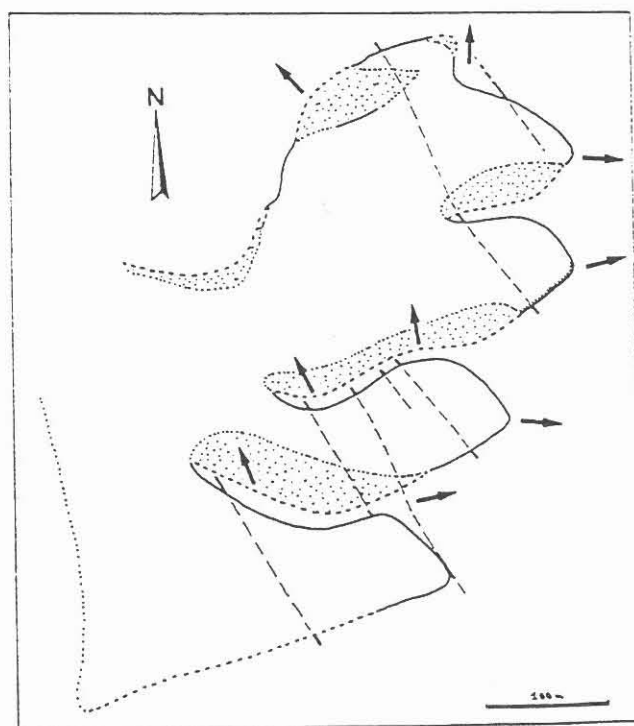
1 - Il est possible d'y observer le contact entre la dernière formation bajocienne (*Oolithe miliaire supérieure*) et la première formation bathonienne (*Caillasse à Anabacia*), séparées par un fond durci (*hard ground*) dont l'évolution a été assez complexe. Situé au niveau de la découverte de la carrière, ce niveau affleure cependant dans de très mauvaises conditions ici.

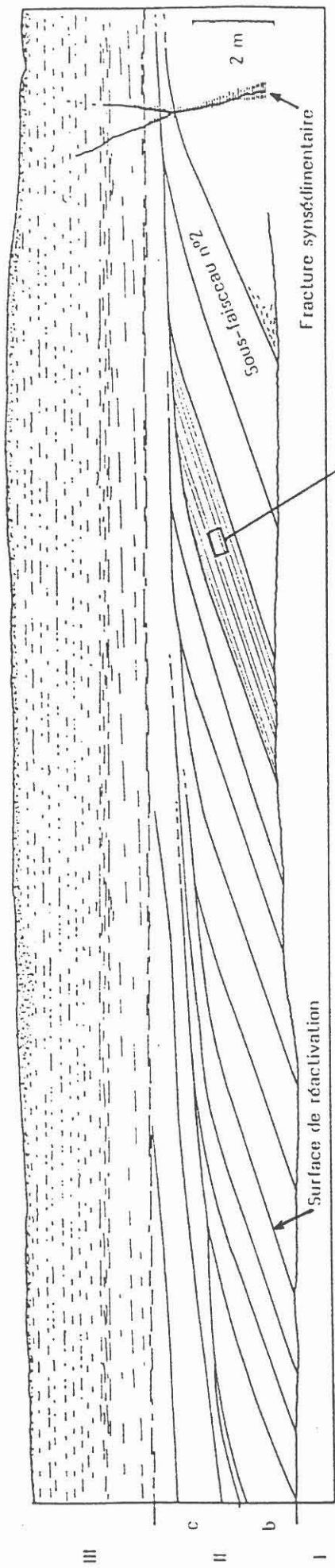
2 - Les nombreux faisceaux à litage oblique, dont le plus grand atteint environ 4 m de puissance, permettent d'étudier en détail la dynamique sédimentaire des dépôts du Bajocien terminal, dans un contexte de barrière oolithique sous-marine (*marine oolitic sand belt*) présentant d'assez bonnes analogies avec les exemples actuels de la plate-forme bathonienne. La structure la plus spectaculaire, interprétée comme un lobe d'épandage en direction de la mer ouverte (*ebb spillover lobe*), révèle l'influence de la migration de formes mineures surimposées (*sandwaves*) et l'influence très probable des marées, ce qui permet d'évaluer sa durée de mise en place à moins de 2 mois.

3 - Une famille particulière de fractures : N 140° E, parallèles au petit fossé tectonique de Bicqueley situé quelques centaines de mètres à l'Ouest, témoigne d'une certaine activité tectonique synsédimentaire (Bajocien terminal) de type distensif. Leurs épontes sont caractérisées par une zone imprégnée d'oxydes de fer, large de quelques centimètres à plusieurs décimètres et limitée extérieurement par une frange micritisée, mince et très irrégulière. Dans la partie ouverte, les caractères pétrographiques des remplissages rappellent beaucoup ceux rencontrés dans les perforations du *hard ground* sommital.

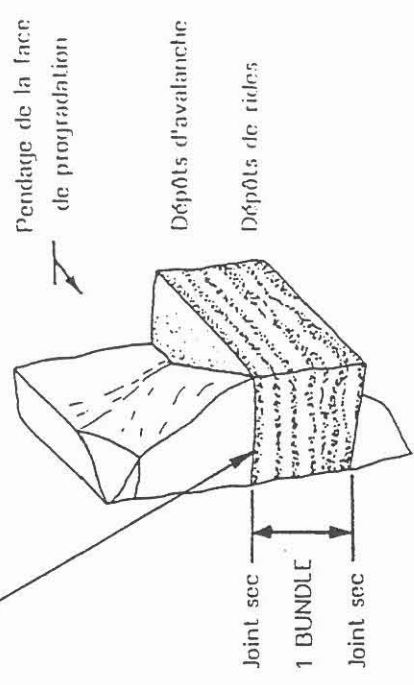
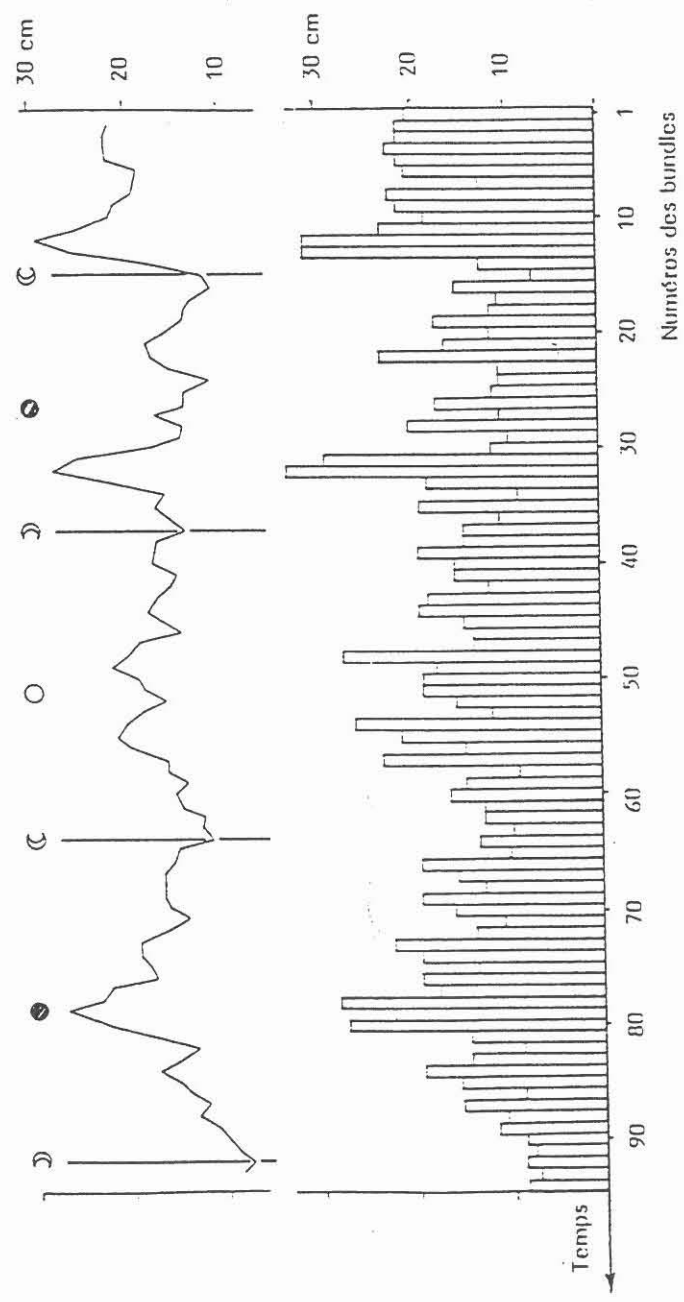
- Plan de la carrière de Bicqueley.

- Directions de progradation
--- Fractures synsédimentaires





Vue générale du front de taille



D'après D. LEDIT (1985)

Fig. 27 - Faisceaux à litage oblique dans la carrière de Bicqueley.

Etude de la périodicité

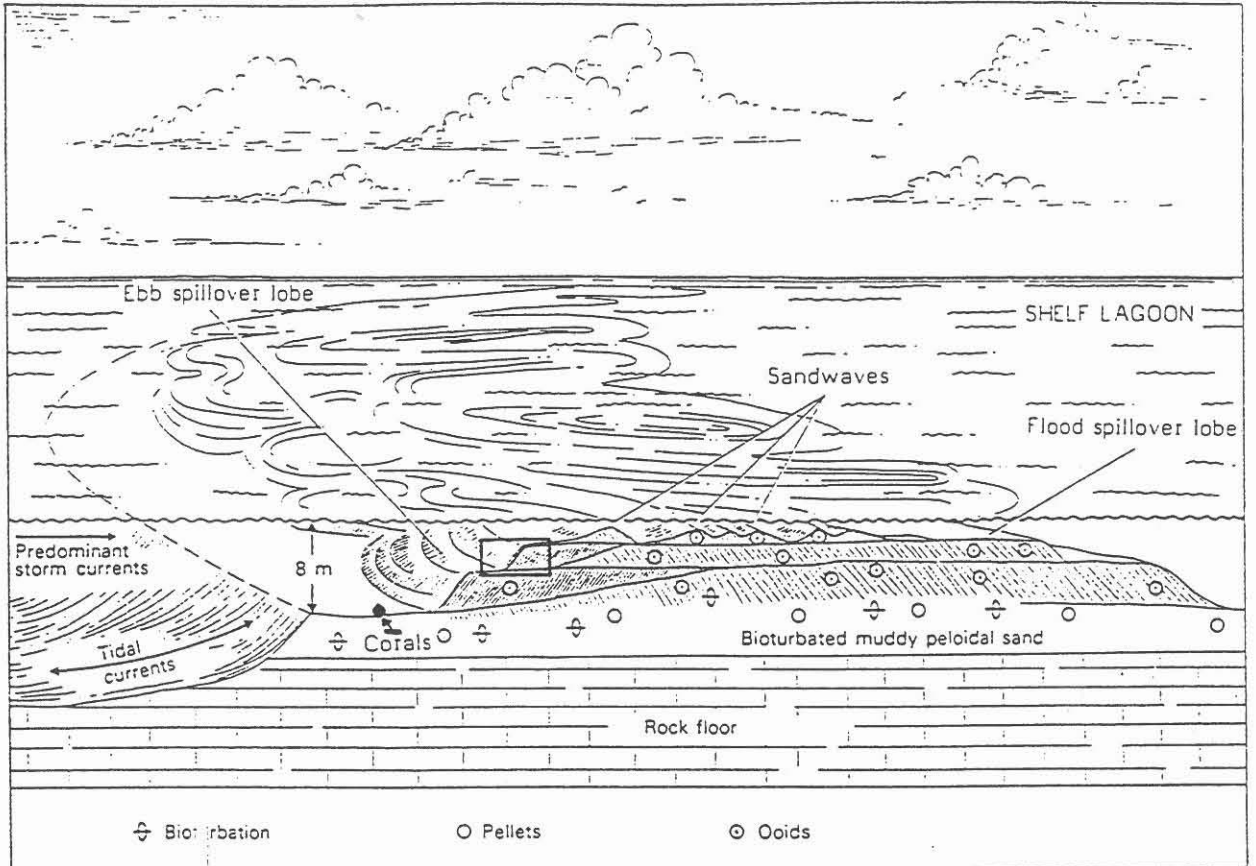


Fig. 28 - Modèle de barrière oolithique sous-marine de type "Bahamas", d'après les exemples de Cat Cay (Ball, 1967) et de Lily Bank (Hine, 1977) ; modifié de Sellwood (1978).

2 juin

Le karst du Barrois

Annie BLANC, Laboratoire de recherche des Monuments historiques.
EXPLOITATION DE LA PIERRE DE SAVONNIERES (Meuse)

Annie Blanc, Laboratoire de Recherche des Monuments Historiques, 77420 Champs/Marne

La pierre de Savonnière, calcaire oolithique vacuolaire, portlandien, a été exploitée sur trois communes : Savonnières, Brauvilliers, Aulnois-en-Perthois.

Historique de l'exploitation

L'observation des monuments permet d'avancer que ces carrières étaient exploitées à l'époque gallo-romaine, car des fragments sculptés de ce calcaire ont été retrouvés à GRAND (Vosges).

A l'époque mérovingienne ce sont des sarcophages, trouvés à Reims, qui témoignent de l'activité de ces carrières.

Au Moyen Age le calcaire de Savonnières a été utilisé pour la sculpture en Champagne où les murs des églises sont édifiés en craie locale et en brique.

Ce calcaire est utilisé jusqu'en Argonne, par exemple : église de La Neuville-au-pont, du XVIe s., au nord de Ste-Menehould.

Au XVe siècle, la basilique de l'Epine, près de Chalons est édifiée en pierre de Savonnières.

A Chalons-en-Champagne, à l'église Notre-Dame-en-Vaux, ce calcaire a été utilisé pour le côté sud (XVe siècle) ; sur la façade ouest, il n'est pas mis en œuvre avant le XVIIe siècle, pour des réfections de parties romanes en calcaire tertiaire. Au XVIIIe la façade de l'Hôtel-de-Ville, est construite entièrement en Savonnières. A la même époque, à Reims, de la pierre de Meuse est achetée pour les restaurations des portails de la cathédrale.

A la fin du XIXe siècle *le Répertoire des carrières de pierre de taille exploitées en 1889* signale 10 carrières à Savonnières, 5 à Aulnois et 7 à Brauvilliers.

En 1970, P. Noël, dans son livre *Les carrières françaises de pierre de taille*, cite 9 carrières à Brauvilliers (5 souterraines, 3 à ciel ouvert, 1 mixte) 5 à Savonnières (une à ciel ouvert, 3 souterraines et une mixte) et 6 à Aulnois (une à ciel ouvert, 2 souterraines et 3 mixtes).

Les bancs exploités

Plusieurs bancs aux qualités différentes ont été extraits suivant les carrières. Ils sont décrits et commercialisés sous différents noms, d'après P. Noël, en 1970.

De la carrière de la Fontaine à Brauvilliers, sur 4 m de hauteur on sortait 4 bancs :

- à la base le "liais dur 1^{er} choix" (0,60 à 0,70 m),
- puis le "liais dur 2^{me} choix" (0,90 à 0,70 m),
- un "liais dur 1^{er} choix" de 0,70 m ,
- le "liais 1^{er} choix" (1 à 1,20 m, et
- au sommet le Brauvilliers "doux demi-fin" (1 m environ).

La carrière du Point de Vue avait de bas en haut :

- liais (2,60 m),
- Brauvilliers doux fin (0,6 à 1 m),
- Brauvilliers doux demi-fin (0,50 à 0,80 m).
- La carrière de la Comble à Savonnières donnait 2 variétés sur 3 m :

- La "fine" (1 m),
- La "demi-fine" (2 m).

La carrière Les Fourches à Aulnois donnait deux variétés sur 3 m exploités :

- La fine dite "Bernais" (0,90 m),
- La "demi-fine" (2,10 m).

Description de la roche et ses propriétés physiques

La nature pétrographique, les caractéristiques physiques et les différentes formes d'altération de la pierre de Savonnières ont été étudiées par G. Fronteau dans sa thèse : *Comportements télogénétiques des principaux calcaires de Champagne-Ardenne*, soutenue à Reims, le 21 janvier 2000.

Références d'utilisation aux XIX et XXe s.

De nombreux bâtiments ont été construits à la fin du XIXe et au début du XXe s. en pierre de Savonnières à Reims (Gare), Paris (Gare de l'Est, Bâtiment de Cryptogamie au Muséum), Genève (Hôtel des Postes, Banque Fédérale). Beaucoup de sculptures ont été réalisées dans ce calcaire, par exemple la moitié des statues de Grands Hommes de la Cour Napoléon au Louvre, de nombreux monuments funéraires ou commémoratifs. Ce calcaire est très utilisé en restauration, on le retrouve loin de son lieu d'extraction, par exemple à l'abbaye St-Antoine (Isère), à Autun, pour la balustrade de la base de la flèche de la cathédrale et à Reims, sur la porte de Mars.

2 juin

Le Barrois et son karst

un exemple de karst couvert de bas plateaux

Par Stéphane Jaillet

La Meuse est, à l'image de la Lorraine, un pays de plaine et de plateaux. Aux dépressions argileuses (la Woëvre, le pays aux Bois...) s'opposent des plateaux calcaires (les hauts de Meuse, le Barrois...) dominant le relief par une côte orientée vers l'Est.

Dans ce contexte, où l'énergie du relief ne dépasse que rarement 100 à 200 m, les vallées impriment leurs incisions et dissèquent ces plateaux en plusieurs unités. L'interfluve Saulx – Marne est une de ces unités et c'est là qu'on y rencontre les phénomènes karstiques parmi les plus spectaculaires du Bassin Parisien.

Là, les argiles et les sables de la Champagne (Crétacé) recouvrent légèrement en lambeau discontinu le plateau calcaire du Barrois (Portlandien) et favorise au contact des deux, l'infiltration des eaux sous terre.

Chargée, de CO₂, l'eau de pluie (800 à 1000 mm/an dans le Sud Meusien) va peu à peu creuser (par corrosion) des puits, des salles et des rivières souterraines : c'est la karstification.

Le karst de la Meuse et du Barrois en particulier à ceci de particulier qu'il se développe dans un contexte de faible gradient hydraulique, et sous le contrôle d'une couverture non calcaire recouvrant le karst. Cette disposition induit une morphologie de surface et souterraine, toute particulière, mais aussi un comportement hydrogéologique original des aquifères karstiques, lié à la présence de cette couverture.

Posée sur la masse calcaire comme une grosse éponge, une compresse humide (Gamez, 1992), la couverture argilo-sableuse est un aquifère dont les caractéristiques vont conditionner l'infiltration de l'eau et la karstification sous-jacente. L'infiltration des eaux dans le karst couvert du Barrois s'axe ainsi autour de deux dynamiques : une infiltration lente et une rapide.

L'infiltration rapide est la plus nette et la plus importante en terme de quantité d'eau pénétrant sous terre. Elle est la plus spectaculaire en période d'intumescence hydrique où toutes les pertes se trouvent fonctionner à plein. L'infiltration lente, procède elle, d'un autre cheminement. En effet, une partie de l'eau précipitée va s'infiltrer dans les niveaux les plus sableux de la couverture et y nourrir un véritable aquifère suspendu au-dessus du karst. Les deux rôles à la fois antagonistes et complémentaires de la couverture sur le karst, sont donc :

- concentration des écoulements via des ruissellements de surface vers des points d'absorption rapide,
- stockage et de restitution différée de cet écoulement générant un étalement d'une partie du flux hydrique sur toute l'année.

En Lorraine et dans le Barrois notamment, les observations tant morphologiques qu'hydrologiques montrent que l'existence d'un karst actif, à circulation rapide et hiérarchisée, est totalement inféodée à la présence de cette couverture semi-perméable sus-jacente.

Ainsi lorsque cette couverture fait défaut, l'infiltration des eaux est généralisée, et ne permet pas l'organisation spatiale d'un karst actif et hiérarchisé. Les sources présentent alors des régimes très tamponnés. On est en présence d'aquifère calcaire, mais pas d'un karst organisé.

De même si la couverture est trop importante, la totalité de l'écoulement se fait sur ces niveaux imperméables et il n'y a aucune possibilité d'infiltration donc d'alimentation des calcaires sous-jacents. De fait aucune karstification n'est possible.

Il existe donc clairement deux seuils, dans l'épaisseur de la couverture argilo-sableuse, l'un en deçà duquel la karstification n'existe pas (ou plus) et l'autre au-delà duquel cette même karstification n'est pas encore possible. Les observations menées sur différents karsts de Lorraine (Gamez, 1992) et du Barrois (Jaillet, 1995) montrent qu'une épaisseur de 1 à 2 m au minimum et de 20 à 30 m au maximum offre toutes les garanties d'une dynamique d'infiltration propre à générer une karstification active sous couverture.

Patrice GAMEZ – karstologue lorrain

Son apport à la connaissance des karsts couverts de bas plateaux de Lorraine.

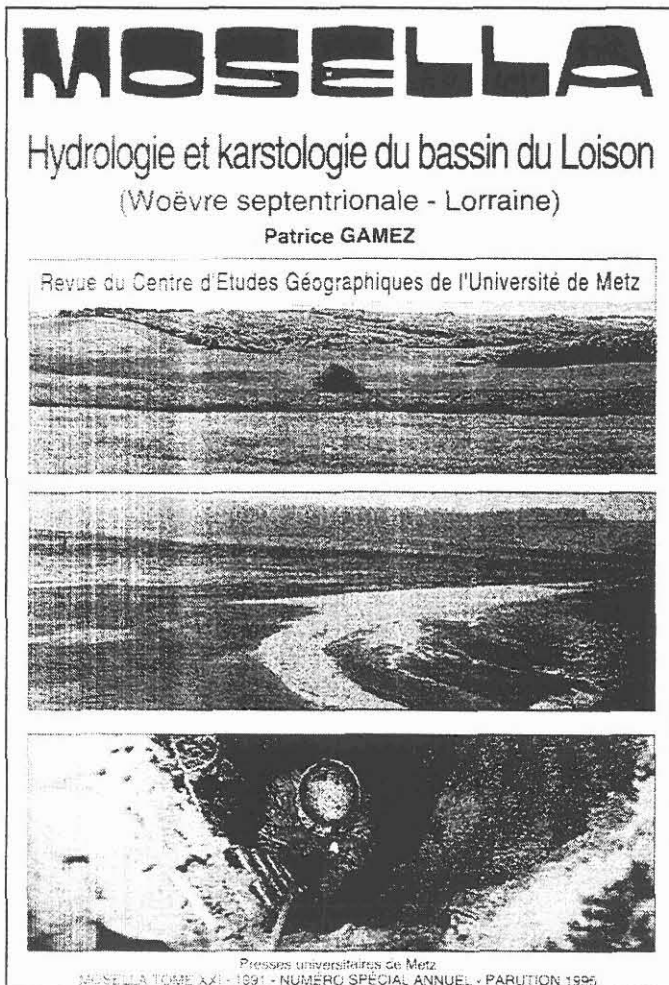
C'est avec le karst de Woëvre septentrional et l'étude que Patrice GAMEZ a pu en faire, que les véritables jalons sont posés en terme d'hydrologie et de morphologie à propos du karst de contact lithostratigraphique.

Patrice Gamez définit plusieurs notions propres à caractériser ce milieu original :

- Le rôle de la couverture argileuse, véritable « compresse humide » qui nourrit le karst sous-jacent.
- Le liseré karstique, véritable alignement de dolines et de pertes au contact des argiles du Callovien sur les calcaires du Bathonien.
- La variabilité spatiale du karst en fonction de l'épaisseur de la couverture.
- Le principe de recul de pertes par incision du réseau hydrographique.
- La notion d'aquifère multi-couche et l'étagement associé.
- La complexité du transit souterrain de l'eau dans les calcaires bathoniens.

Ses travaux ont largement inspiré les travaux ultérieurs en karstologie lorraine et sa pensée guidera encore longtemps ces travaux. Laissons-lui la parole lorsqu'il décrit « son » karst, celui de Woëvre septentrionale : « *Le karst bathonien (...) est actif. Karst couvert, il doit sa genèse à deux facteurs essentiels. En premier lieu le décapage d'une partie seulement de la couverture callovienne, suffisamment pour mettre à l'affleurement le substratum carbonaté, point trop poussé tout de même pour maintenir un effet de compresse humide régulant sur une bonne partie de l'année les apports hydriques. En second lieu, la proximité d'un réseau hydrographique établissant une indispensable condition de gradient hydraulique. Le maintien en Woëvre septentrionale d'un réseau hydrographique orthoclinal a permis la réalisation de ces conditions essentielles, et explique son unique localisation en position d'interfluve* ».

Ce sont les caractéristiques géomorphologiques essentielles du karst de contact lithostratigraphique, et à bien des égards, nous observerons dans le Barrois des faits tout à fait similaires.



*La thèse de Patrice Gamez,
soutenue en 1992 et éditée en 1995.*

Programme (2 juin 2000)

Le karst de Savonnières en Perthois :

Visite des carrières souterraines et des cavités aveugles qui s'y développent.

On reconnaît deux générations de karst, l'un actif, drainant la couverture crétacée et utilisant les décrochements pour conduire l'eau en profondeur à la faveur de puits spectaculaires, l'autre, perché, inactif, caractéristique de morphologies noyées. Le passage d'une structure de drainage à une autre répond à des conditions particulières d'enfoncement du réseau hydrographique : ici la Marne.

Le karst du Rupt du Puits :

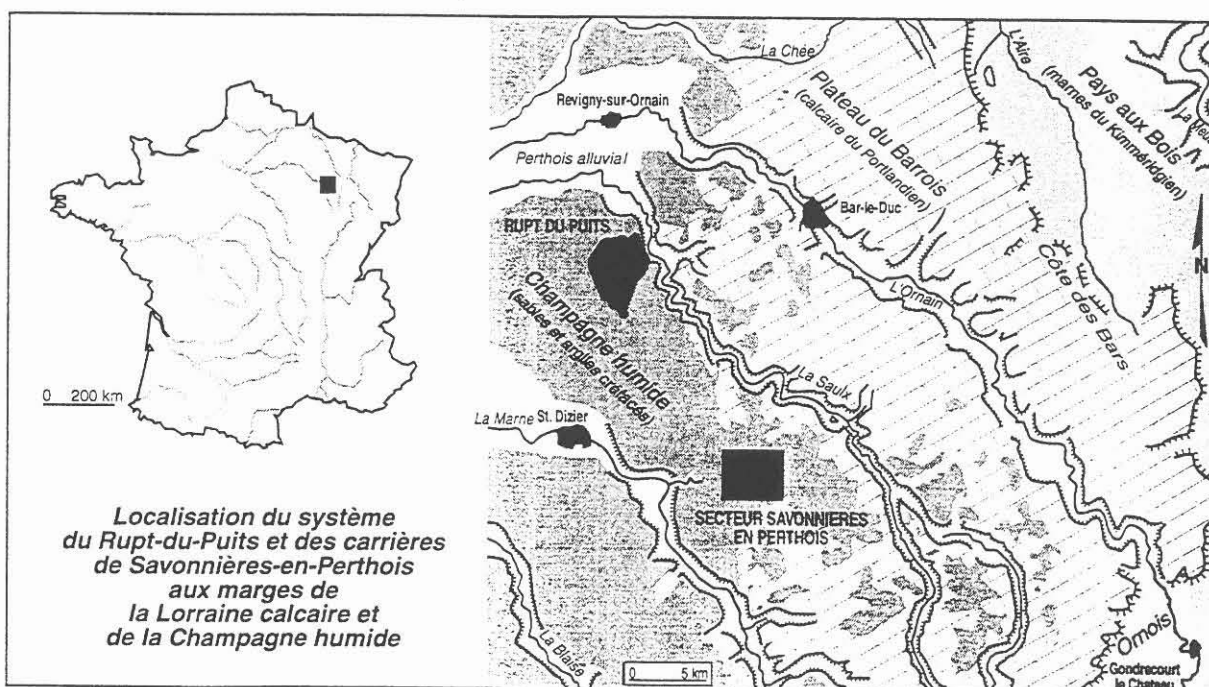
Visite d'une perte étagée et du site de l'émergence temporaire.

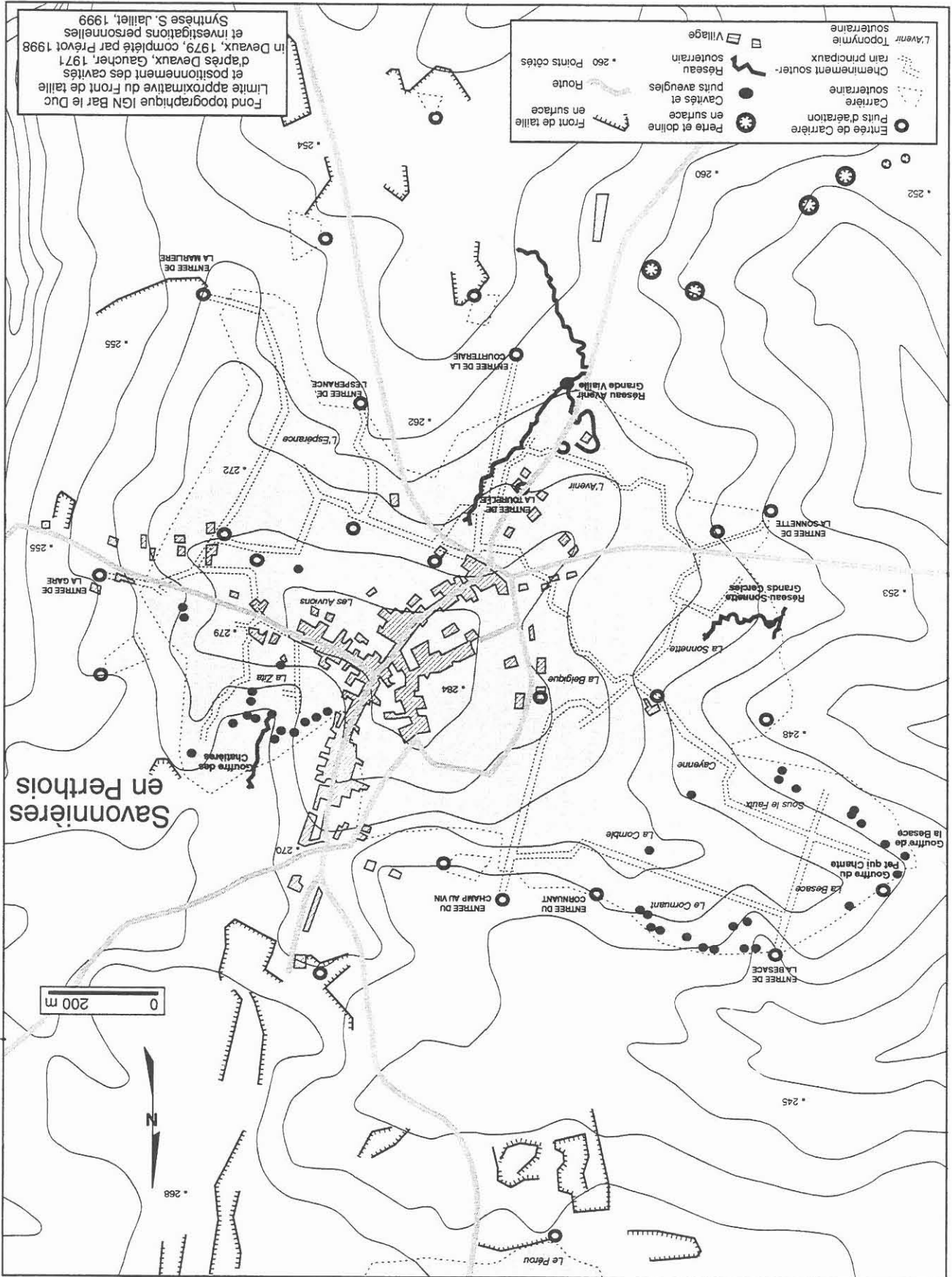
Le Rupt du Puits est un modèle fonctionnel de karst couvert de bas plateaux.

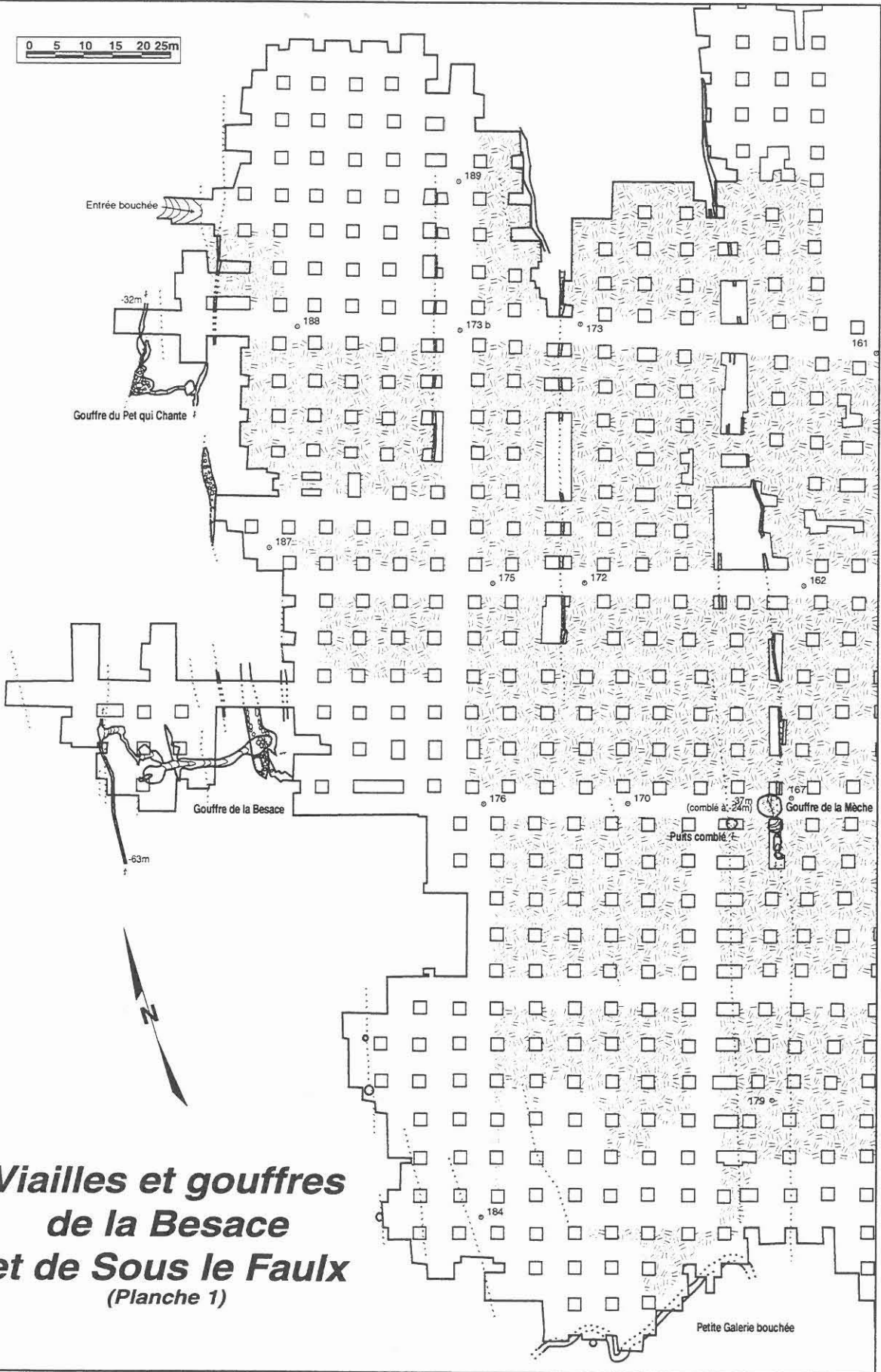
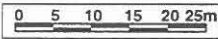
La zone d'introduction des eaux dans le karst est caractérisée par des morphologies particulières :

alignement de dolines, recul de pertes. On y observe le rôle de la couverture et la dualité de l'infiltration.

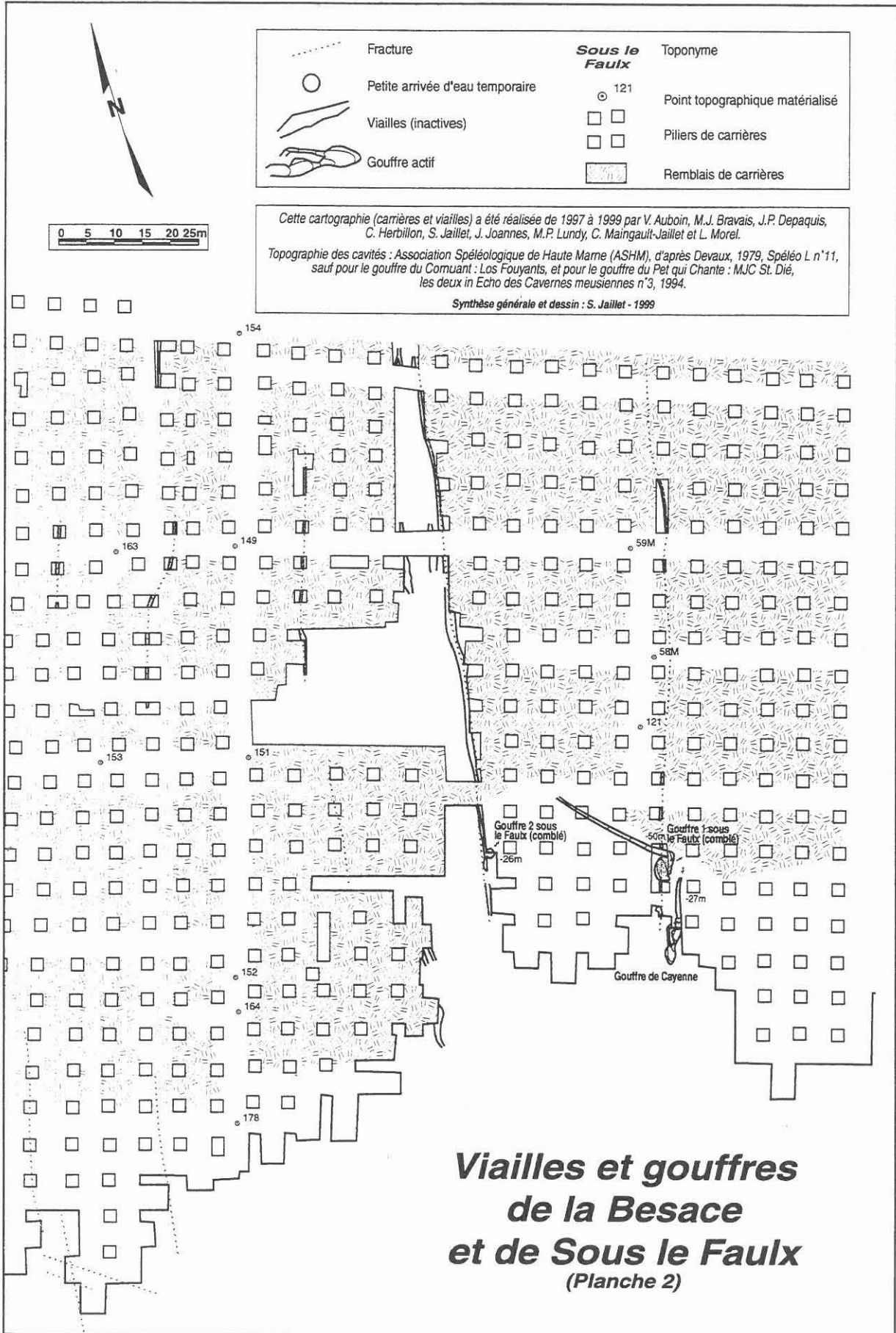
La zone de restitution des eaux montre une grande variabilité des caractères hydrologiques dans le temps (débits, conductivités, températures...), témoignant, d'une bonne organisation de la structure de drainage endokarstique. Les morphologies souterraines du réseau du Rupt du Puits enregistrent les variations de l'enfoncement du réseau hydrographique : ici la Saulx.

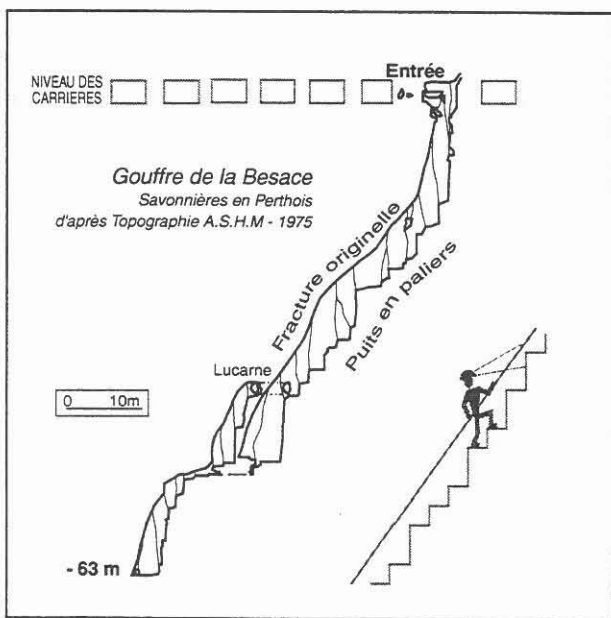
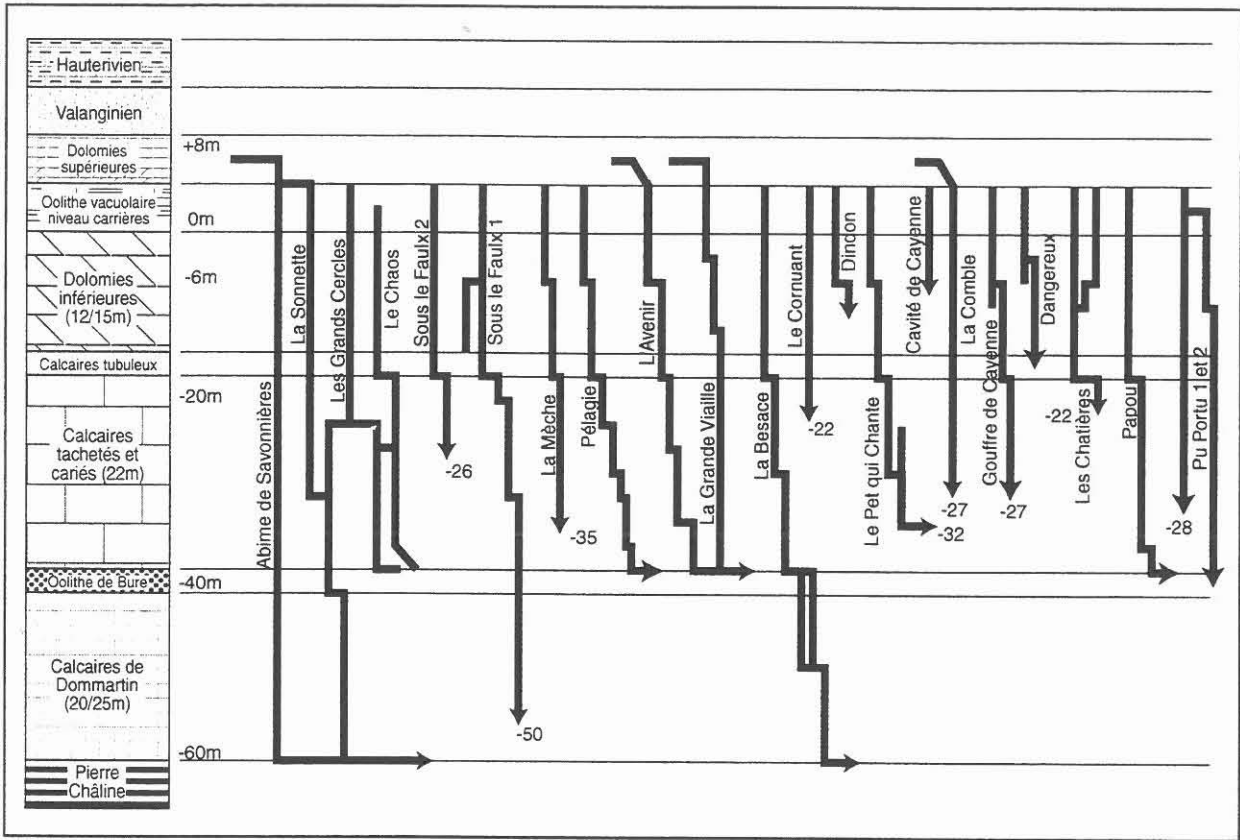




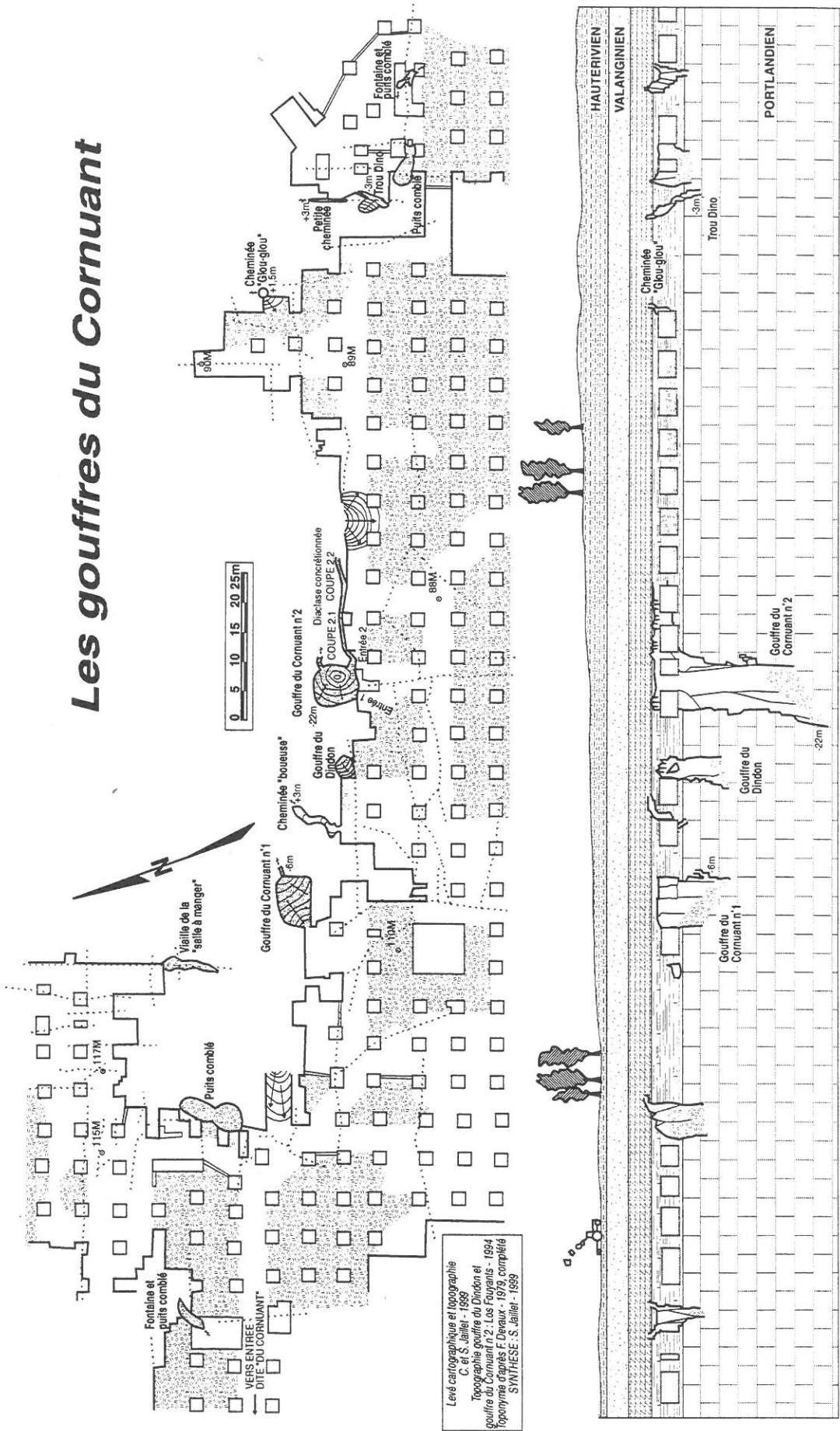


**Vialles et gouffres
de la Besace
et de Sous le Faulx
(Planche 1)**

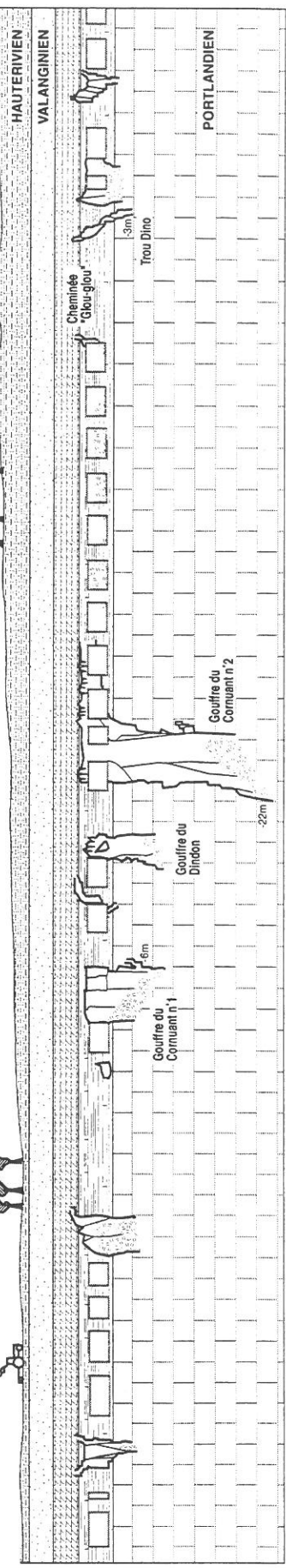


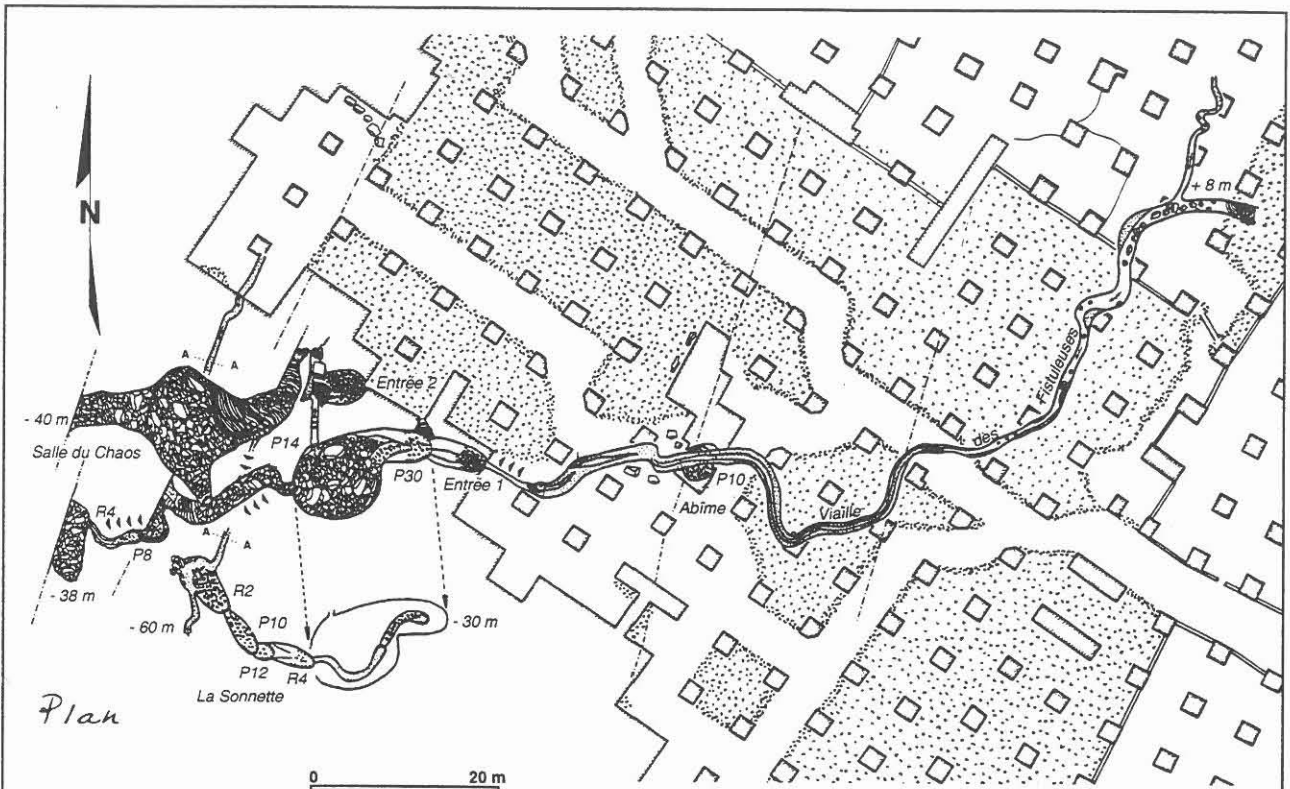


Les gouffres du Cornuaut



Levé cartographique et topographie
 C. et S. Jallier - 1939
 Topographie gouffre du Dindon et
 gouffre du Cornuaut n°2. Les rayonnés - 1994
 Toponymie d'après F. Devaux - 1993 complété
 SYNTHÈSE - S. Jallier - 1999



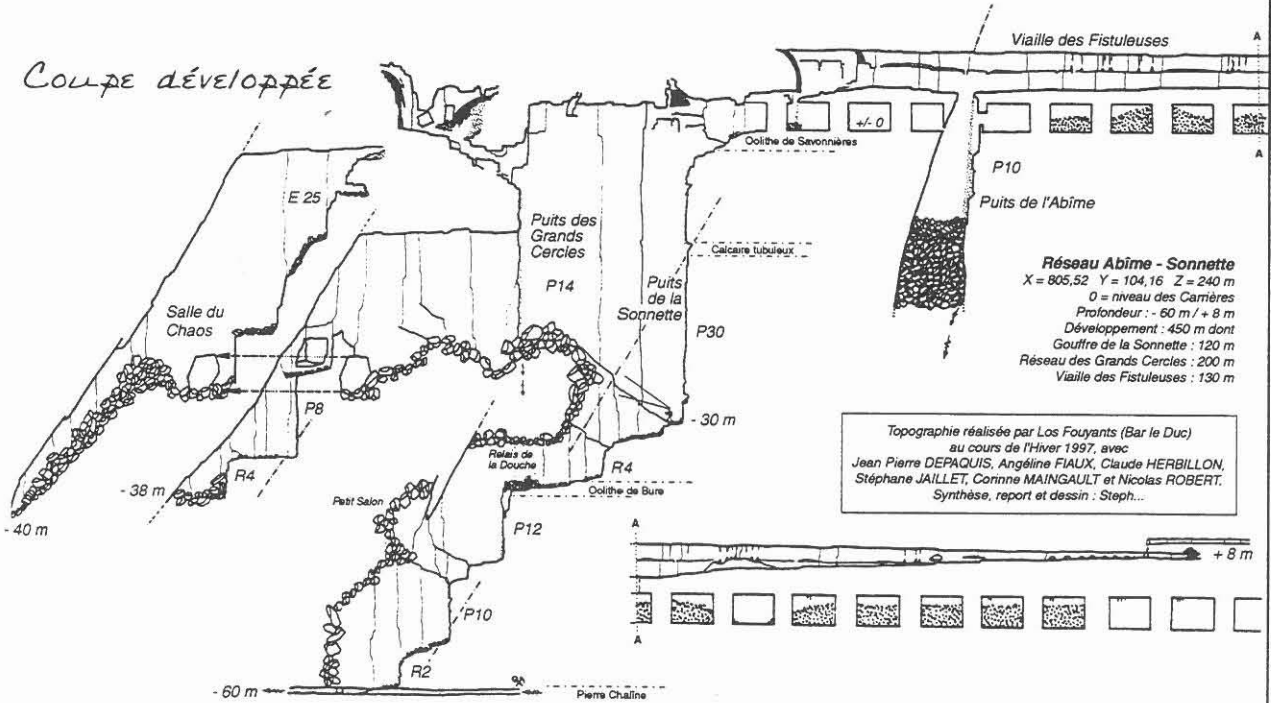


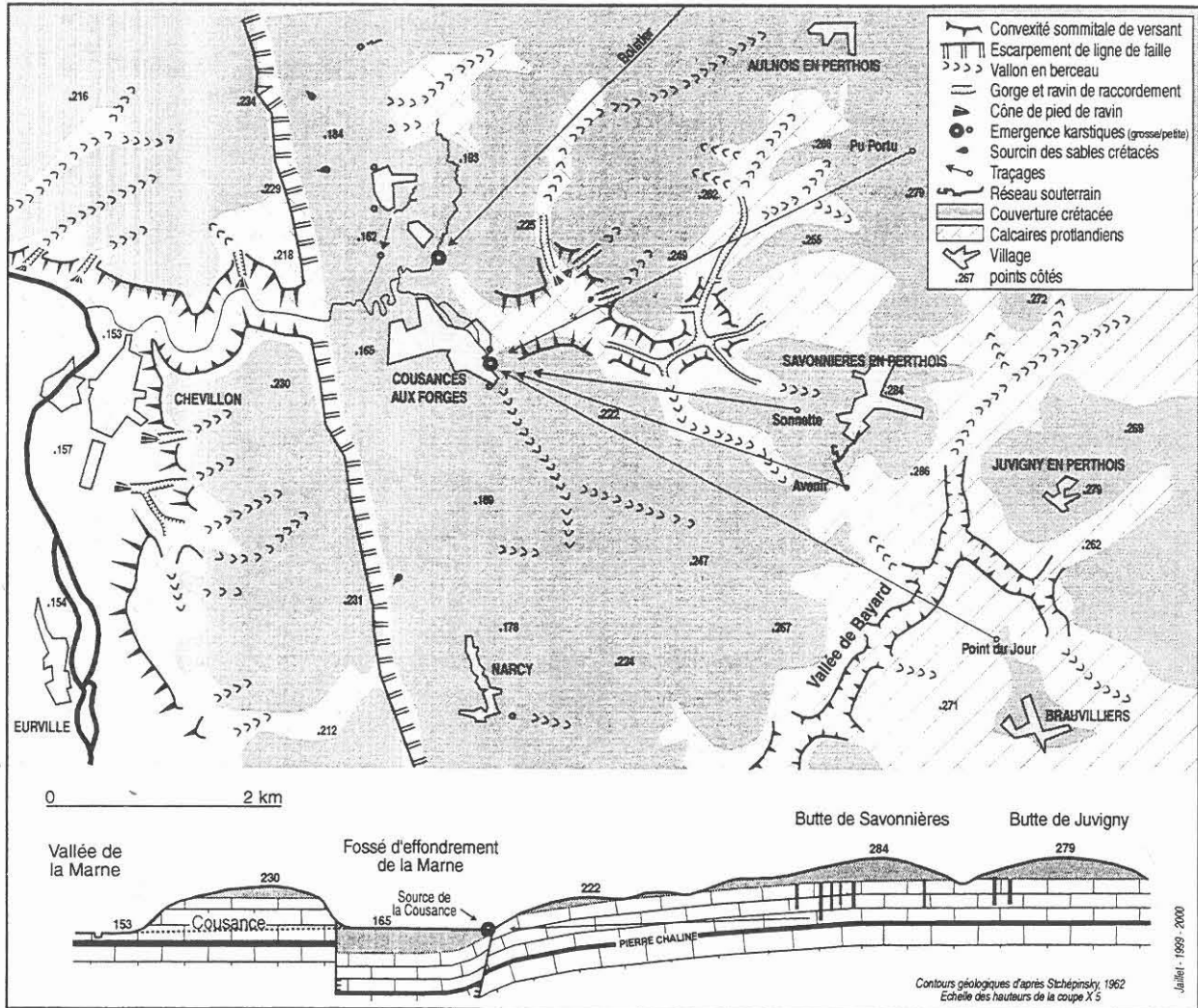
RÉSEAU Abîme - Sonnette

Savonnières-en-Perthois, Carrières souterraines du Village, Meuse

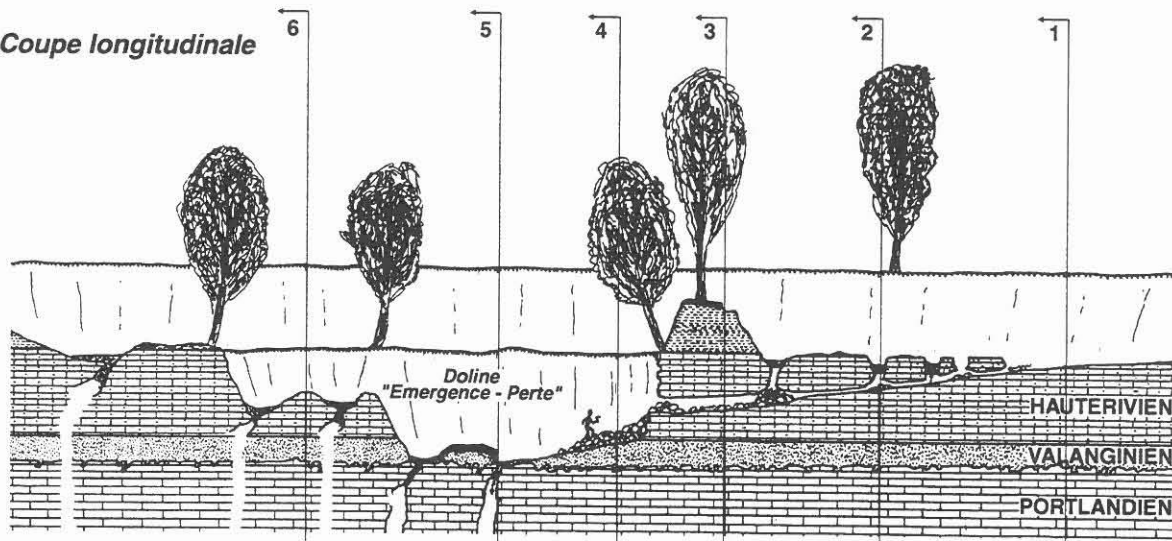
Puits ASE
découvert
le 14 Juillet
1948

COUPE DÉVELOPPÉE

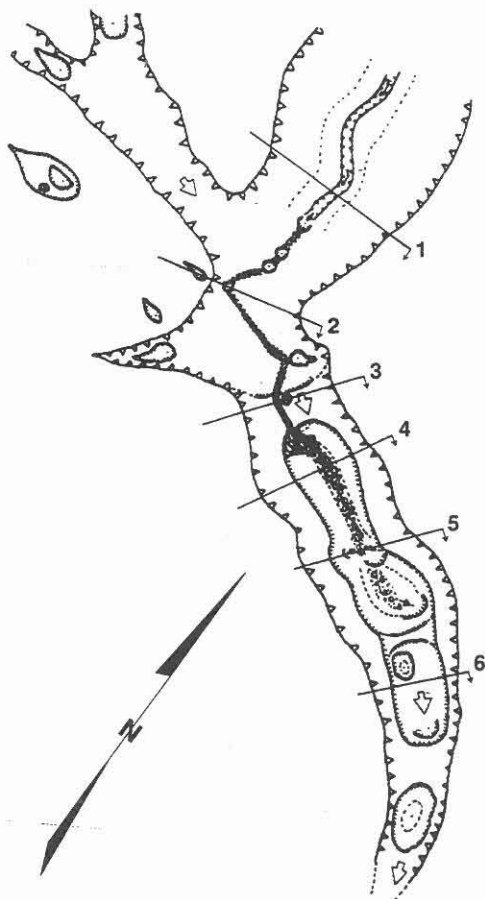




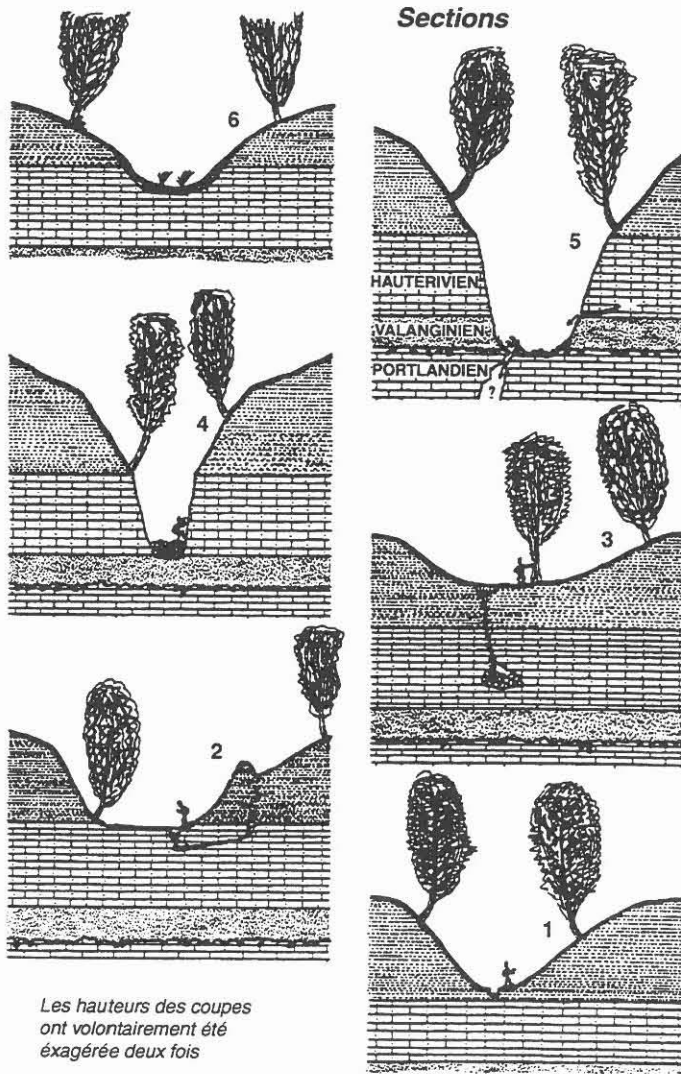
Coupe longitudinale



Plan



Sections

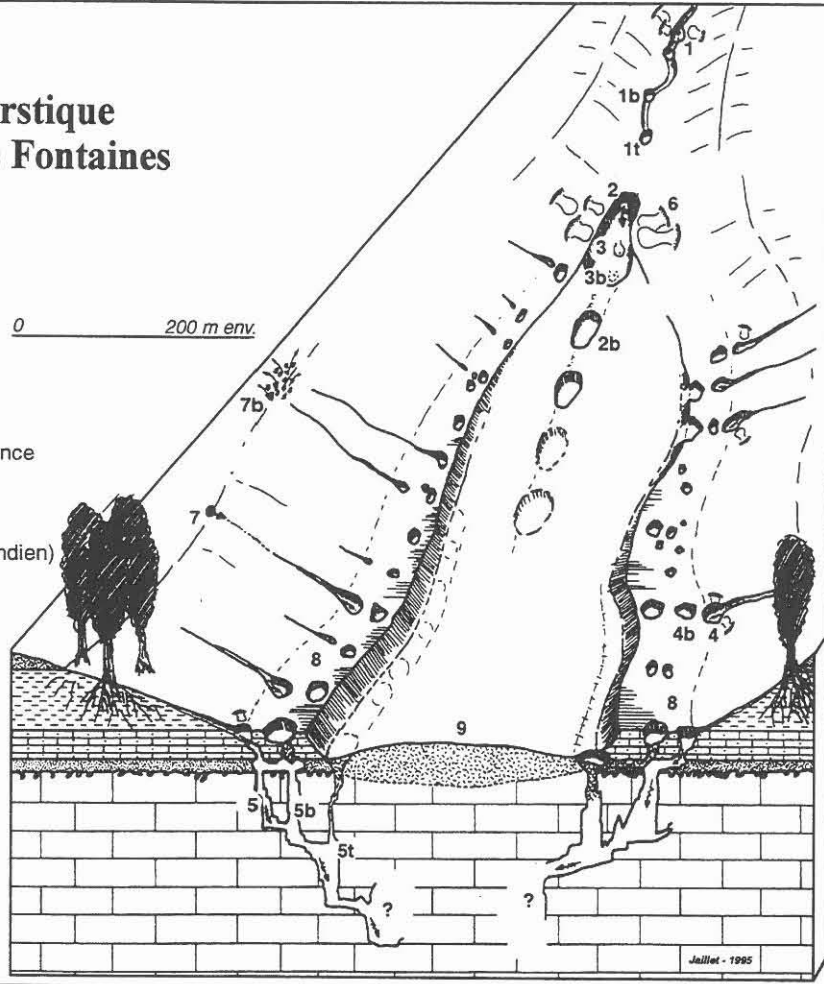


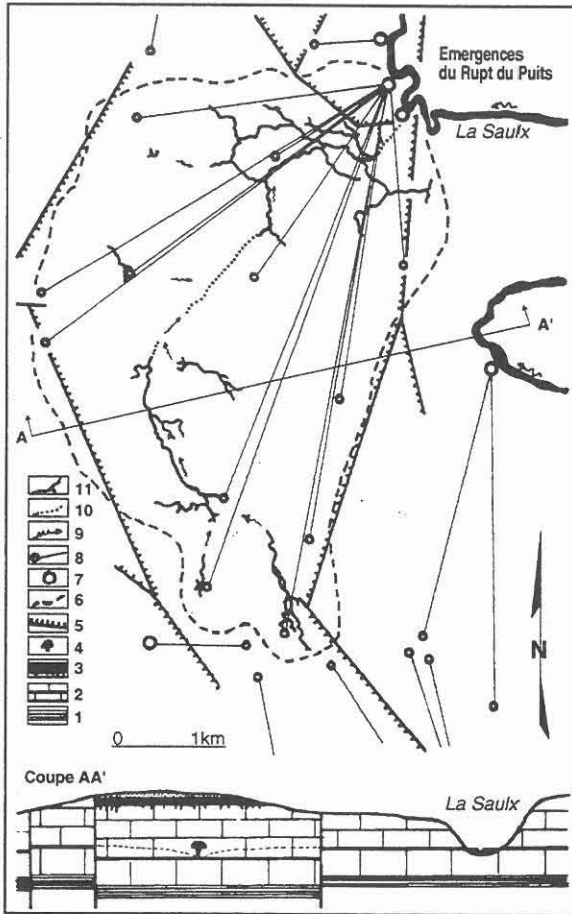
Les hauteurs des coupes ont volontairement été exagérée deux fois

Un vallon karstique en forêt de Trois Fontaines

- 1 - Perte de tête de vallon
(contact Barrémien sur Hauterivien)
- 1b - Perte relictuelle
(fonctionnelle quand -1- sature)
- 1t - Perte héritée non fonctionnelle
- 2 - Doline "Émergence-perte" (émergence
au contact Hauterivien sur Valanginien)
- 2b - Doline "Émergence-perte"
héritée, non fonctionnelle
- 3 - Perte (contact Valanginien sur Portlandien)
- 3b - Perte relictuelle
(fonctionnelle quand -3- stauré)
- 4 - Perte affluente
(contact Barrémien sur Hauterivien)
- 4b - Perte affluente héritée
- 5 - Gouffre-perte actif
- 5b et 5t - Gouffre-perte hérité
- 6 - Mouvement de masse et
solifluxion au droit des pertes actives
- 7 - Sourcin au contact
des sables et des argiles
- 7b - Zone humide au contact
des sables et des argiles
- 8 - Replat structural de l'Hauterivien
- 9 - Replat de colluvions périglaciaires

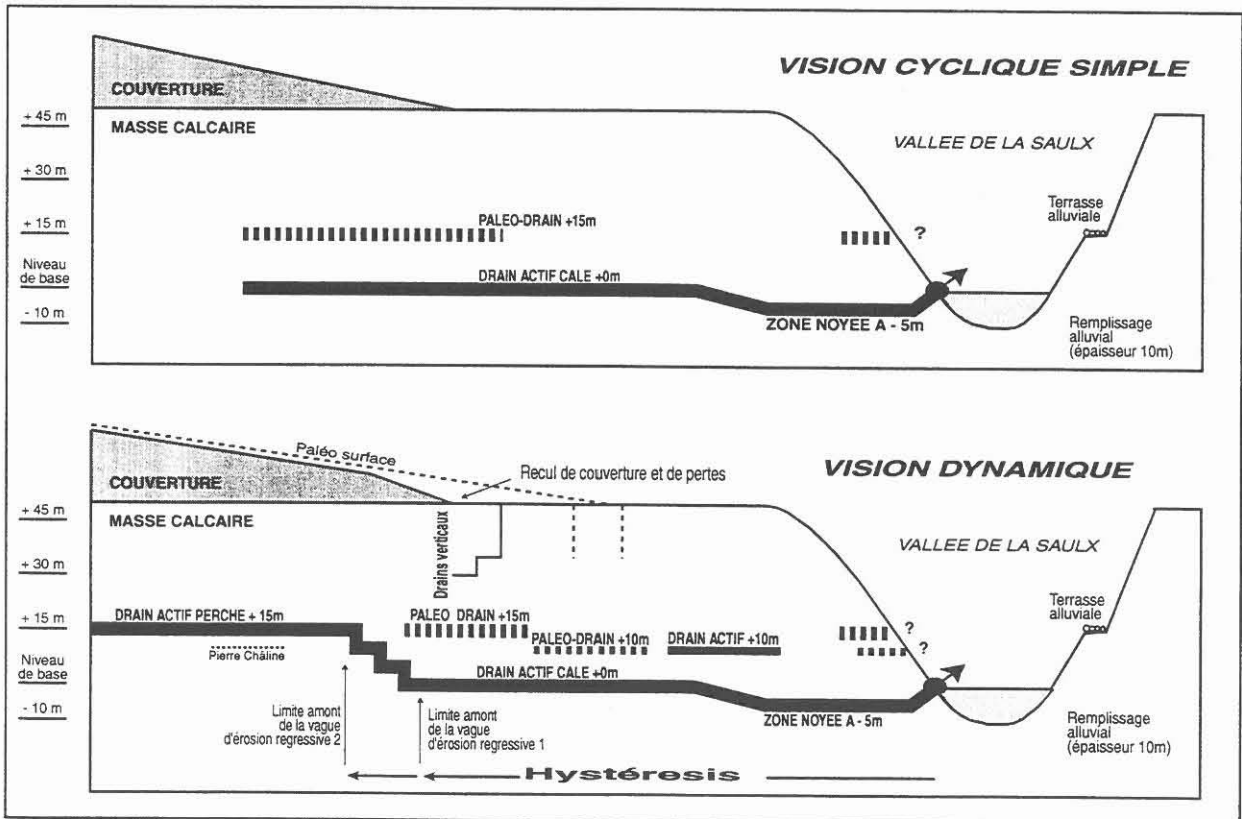
0 200 m env.





Synthèse des réseaux, des traçages, des limites du bassin d'alimentation du Rupt du Puits et coupe en travers du plateau.

- 1 : Kimméridgien
- 2 : Portlandien
- 3 : Couverture crétacée
- 4 : Collecteur souterrain
- 5 : Faille avec regard
- 6 : Limite du bassin d'alimentation
- 7 : Émergences karstiques
- 8 : Traçages
- 9 : Sens des écoulements
- 10 : réseau souterrain noyé
- 11 : Réseau souterrain exondé.



3 juin

Pierres en Champagne
(monuments et industrie)

par

*Annie BLANC, Gilles FRONTÉAU,
Michel COULON*

3 juin

PIERRES EN CHAMPAGNE (MONUMENTS ET INDUSTRIE)

Annie Blanc, Gilles Fronteau, Michel Coulon

14h 30: Carrière de craie coniacienne de Marson

Il s'agit d'une carrière exploitée dans la région d'Omey (au SE de Châlons en Champagne) par la Société OMYA pour la production de blanc de craie utilisé comme charge minérale dans de nombreux secteurs industriels (papeterie, peintures, matières plastiques, etc...) et aussi pour la précipitation des hydrocarbures lors de marées noires. Elle est ouverte dans les craies blanches coniaciennes à grands Inocérames et Echinides, localement riches en éléments phosphatés qui soulignent souvent une stratification oblique. Ces craies sont affectées par des phénomènes de bréchification hydraulique liés au rifting oligocène (Coulon et Frizon De Lamotte, 1988; thèse J. Richard, 1996; Richard et al., 1997 et 1999) que nous étudierons plus particulièrement.

Dans le contexte structural du NE du Bassin de Paris et des régions voisines (Coulon, 1992), le Couloir Tectonique Mayence-Sancerre (CTMS) sépare la branche nord (fossées de Hollande et de Hesse) de la branche sud (fossé rhénan et Limagnes) du Rift Ouest Européen. L'alignement de bréchifications hydrauliques ("faille d'Omey") prolonge vers l'WSW la faille de Luxembourg qui limite au Nord le CTMS.

L'analyse microtectonique de la région d'Omey permet de distinguer trois épisodes tectoniques:

- 1- un épisode décrochant rattaché à la "compression pyrénéenne" qui affecte l'Europe de l'Ouest à l'Eocène (fig. 1A),
- 2- un épisode distensif oligocène induisant de nombreuses fentes de tension pouvant passer à des zones bréchifiées sur plusieurs décimètres (fig. 1B),
- 3- un épisode décrochant à raccourcissement NW-SE correspondant à la compression du domaine périalpin du Miocène supérieur à l'Actuel.

Une épirogenèse actuelle se manifeste de part et d'autre de la faille d'Omey par la surrection d'un bloc nord (de l'ordre du millimètre par an) et par un bloc sud en léger affaissement (fig. 2).

La bréchification hydraulique résulte donc de l'épisode extensif oligocène. Dans la carrière de Marson, on observe tous les termes de passage de la simple fente verticale à un domaine bréchifié où les éléments de craie sont noyés dans une matrice calcitique. Une brèche hydraulique peut être définie comme une roche dans laquelle des fragments anguleux d'orientations diverses sont noyés dans une matrice recristallisée, les interstices entre les blocs correspondant à des fentes en traction à remplissage fibreux ou non. Le caractère varié de l'orientation des fractures ouvertes traduit un allongement simultané de la roche dans de nombreuses directions. L'éclatement de la roche peut résulter d'une brusque augmentation de pression fluide ou, comme dans le cas présent, d'une modification de l'état de contrainte à pression fluide constante.

Les transformations pétrophysiques et géochimiques de la craie produites par le couple cisaillement/hydrofracturation ont été étudiés sur une coupe de 100m de long perpendiculaire à une bande bréchifiée associée à une faille normale (Richard, 1996; Richard *et al.*, 1997, 1999). L'essentiel du domaine hydrofracturé est constitué par un réseau de fentes de tension, les brèches hydrauliques restant localisées à proximité du plan de faille. La coupe présentée fig. 3 est limitée à 70m, les caractéristiques de la craie ne présentant plus de variations significatives au-delà.

On observe:

- un développement plus important des fentes de tension dans le compartiment abaissé,
- une augmentation de la densité (de 1,53 à 2,37) et une réduction inverse de la porosité (de 42 à 19%) ainsi que des variations des propriétés capillaires,

- une augmentation de la vitesse des ondes acoustiques (de 2200 à 4500 m/s) corrélée positivement avec la densité.

Les porosimétries par injection de mercure montrent que les réductions de porosité s'accompagnent (1) d'une diminution et d'une modification des diamètres d'accès aux pores avec conservation de la répartition unimodale, (2) d'un accroissement de la porosité piégée (de 29 à 46% de la porosité totale) en relation avec la complexification du réseau poreux.

Au plan géochimique, les transformations s'accompagnent (1) d'une diminution progressive des teneurs en Sr (de 738 à 367 ppm) et en Mn (de 256 à 142 ppm) (fig. 3), (2) d'une chute des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ (de +2,79 à -2,07‰) et du $\delta^{18}\text{O}$ (de -1,3 à 3,86‰) (fig. 4).

Deux phénomènes provoquent les modifications chimiques: (1) la dissolution des particules constituées de calcite primaire précipitée en domaine marin, (2) la cristallisation de calcite secondaire dans un fluide interstitiel d'origine météorique. Le pourcentage de calcite secondaire peut atteindre des valeurs de l'ordre de 51% dans les zones les plus affectées. L'analyse du nanofacies indique que la précipitation de calcite dans les pores correspond généralement à une croissance des éléments constitutifs de la craie et non à la précipitation de nouvelles particules. Il s'avère que la déformation affecte la craie au-delà du domaine hydrofracturé: son emprise est de 27 à 34m tandis que le domaine hydrofracturé se limite à environ 11m (Richard *et al.*, 1997).

Références bibliographiques:

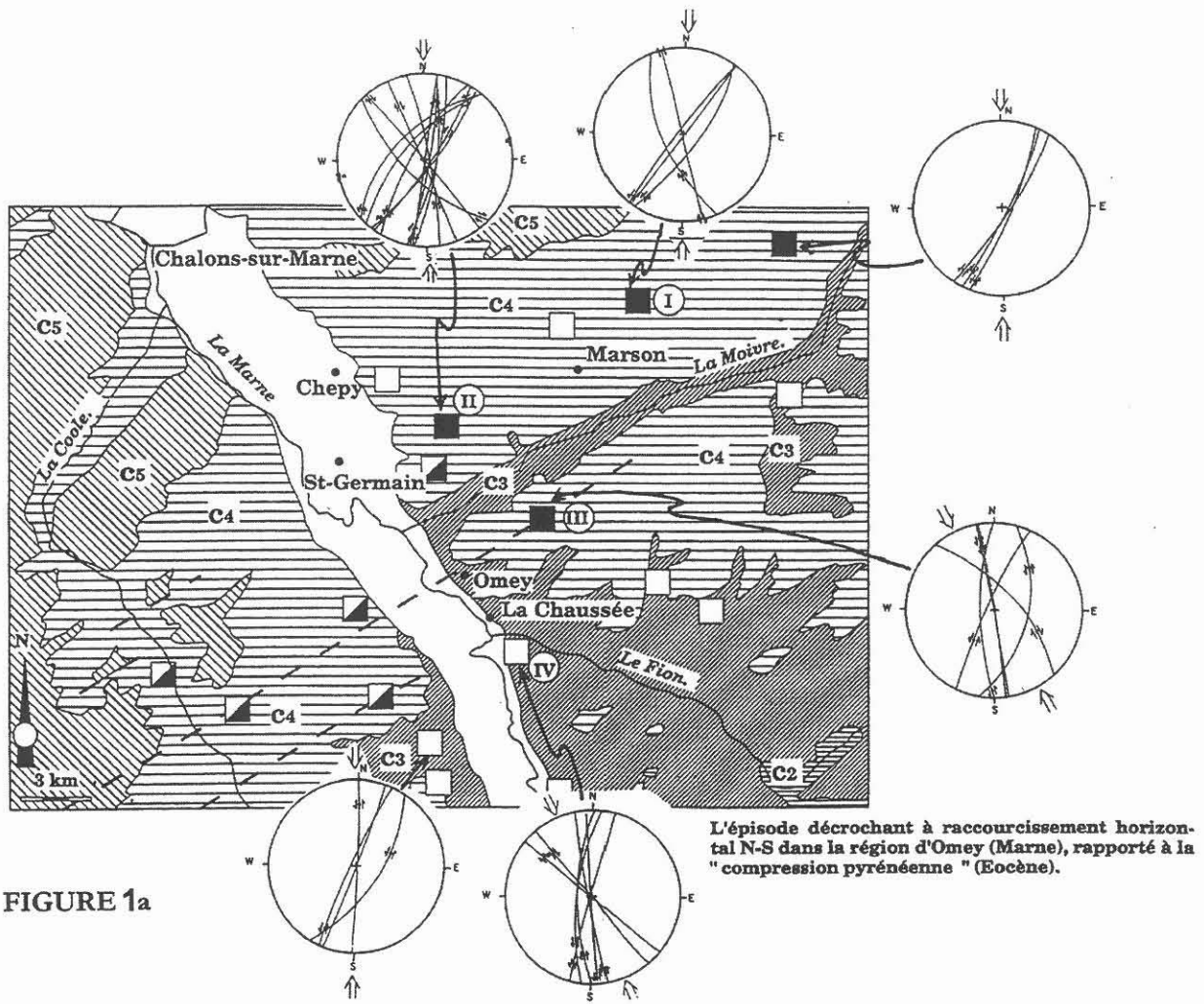
Coulon M. et Frizon De Lamotte D., 1988 - Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France): le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **IV**, 1: 177-185.

Coulon M., 1992- La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **163**, 5: 531-540.

Richard J., 1996- L'altération des craies de Champagne: de l'analyse de terrain aux traceurs géochimiques. Thèse Doct. Université Reims Champagne Ardenne: 240 p.

Richard J., Coulon M., Gaviglio P. & Ramseyer K., 1997- L'hydrofracturation: une déformation tectonique à haut potentiel diahénétique. Exemple des craies hydrofracturées de la région d'Omey (bassin de Paris, France). *C.R. Acad. Sci., Paris, IIa*, **325**: 359-366.

Richard J., Barbin V., Ramseyer K., Pascal A., Roux M. & Henry P., 1999- Les ciments syntectoniques: des enregistrements complexes de la diagenèse liée aux déformations tectoniques cassantes. Exemple des ciments des craies hydrofracturées de l'est du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **170**, 5: 719-731.



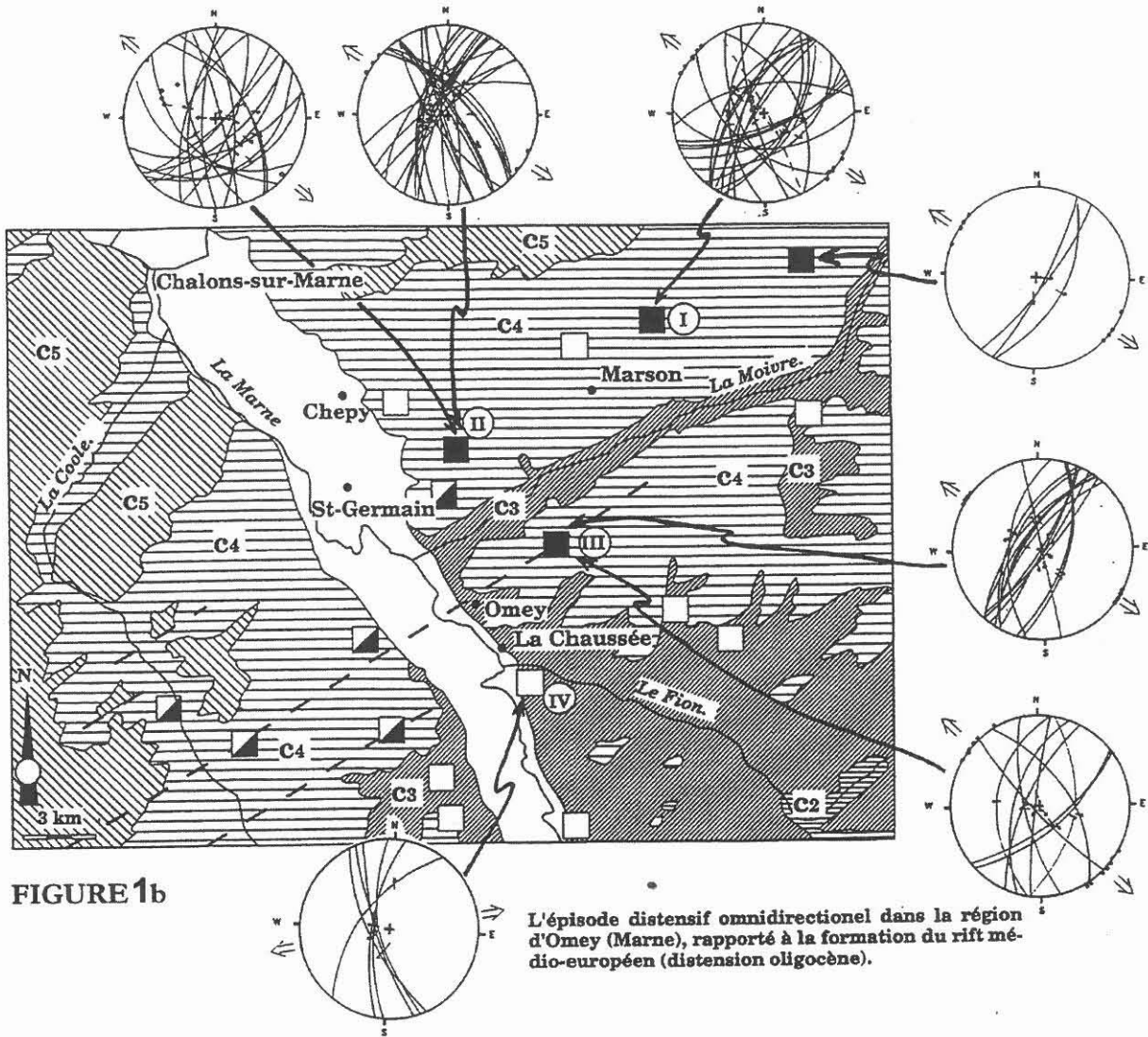


FIGURE 1b

L'épisode distensif omnidirectionnel dans la région d'Omeï (Marne), rapporté à la formation du rift médio-européen (distension oligocène).

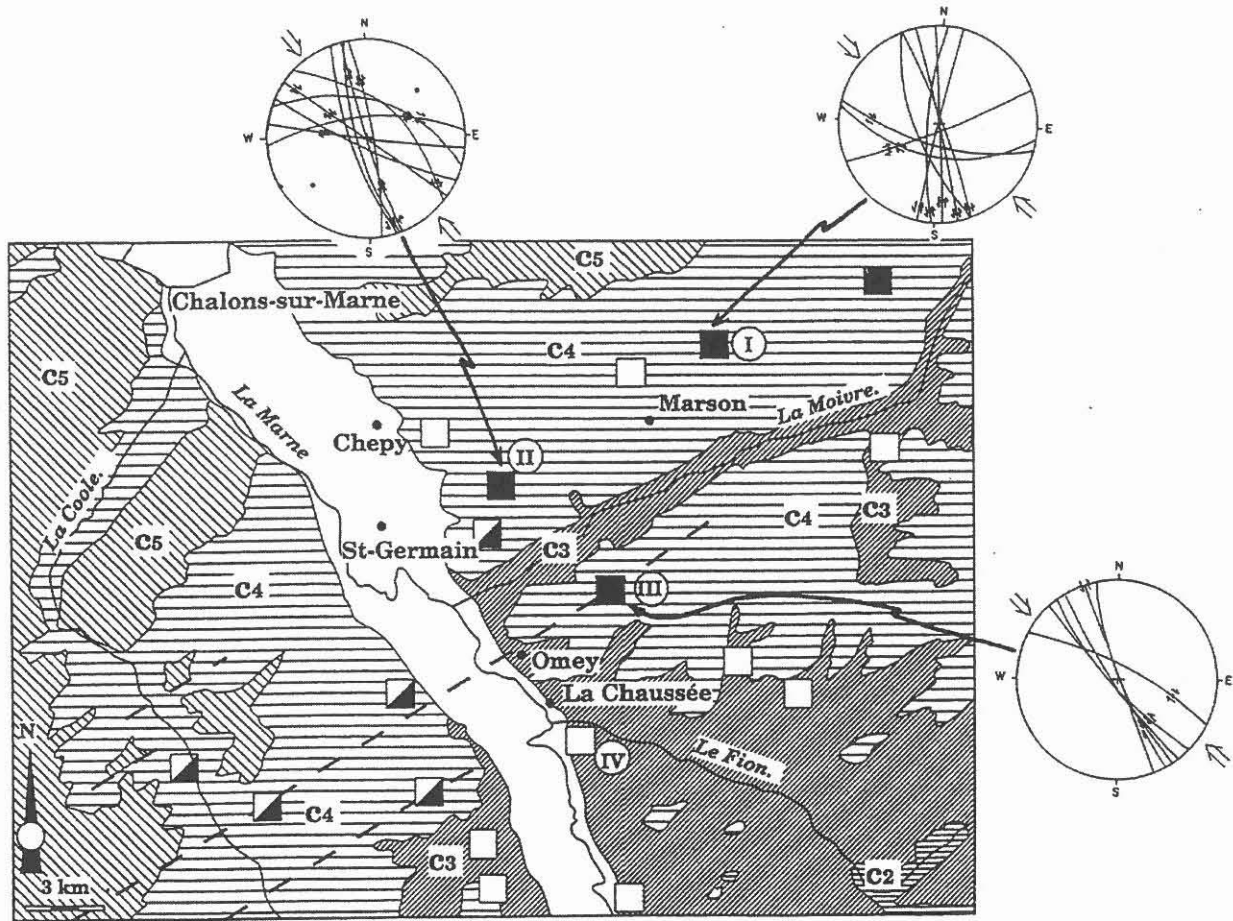


FIGURE 1c

L'épisode décrochant à raccourcissement horizontal SE-NW dans la région d'Omeï (Marne), rapporté à la "compression alpine" (Miocène).

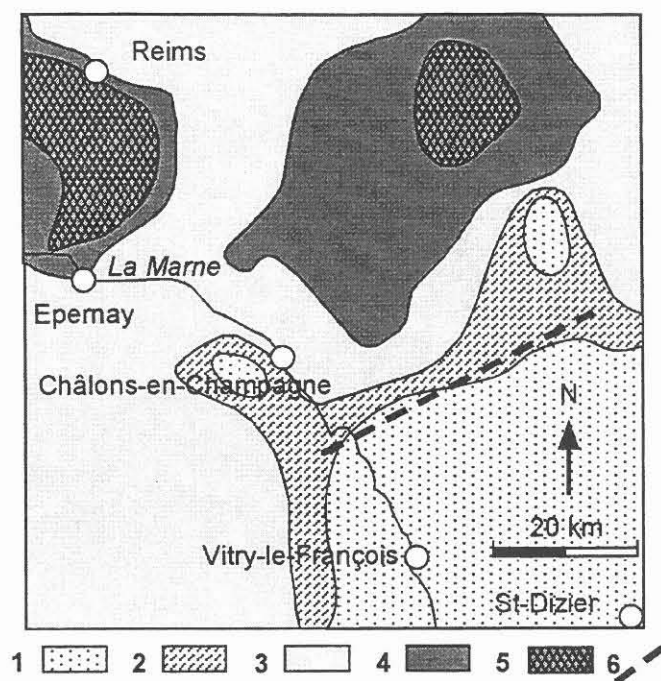


Figure 2

Carte des courbes isocines en Champagne (mouvements verticaux actuels, Fourniguet, 1987, modifié).
 1 à 5 : Echelle de vitesse en mm/an (1: -0,2 à 0,2 ; 2: 0,2 à 0,6 ; 3: 0,6 à 0,8 ; 4: 0,8 à 1,0 ; 5: 1,0 à 1,2),
 6: faille d'Omege.

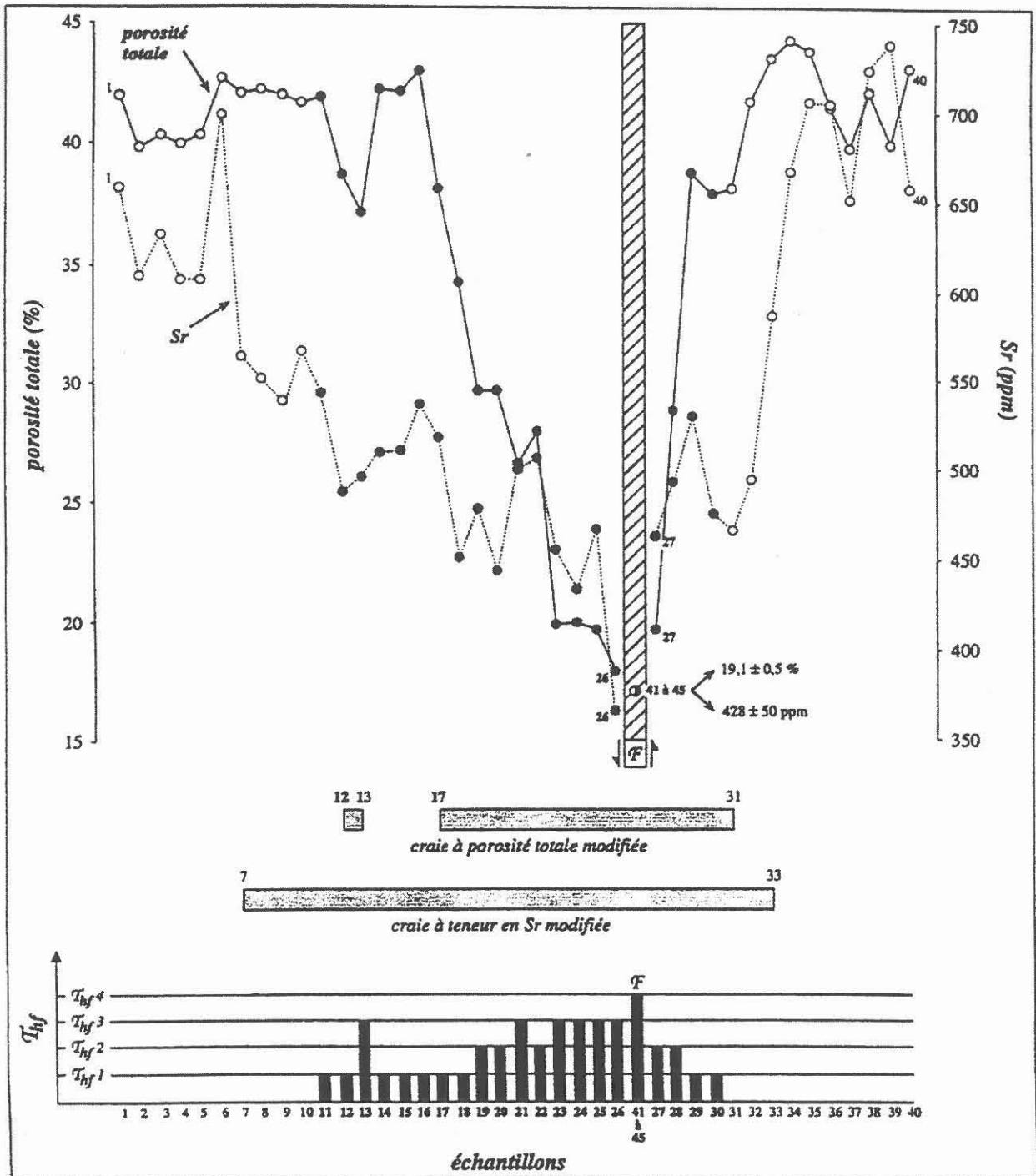


Figure 3 - Modifications de la porosité totale de la craie, de sa teneur en Sr et du taux d'hydrofracturation (Thf) de part et d'autre de la faille (Richard et al, 1997).

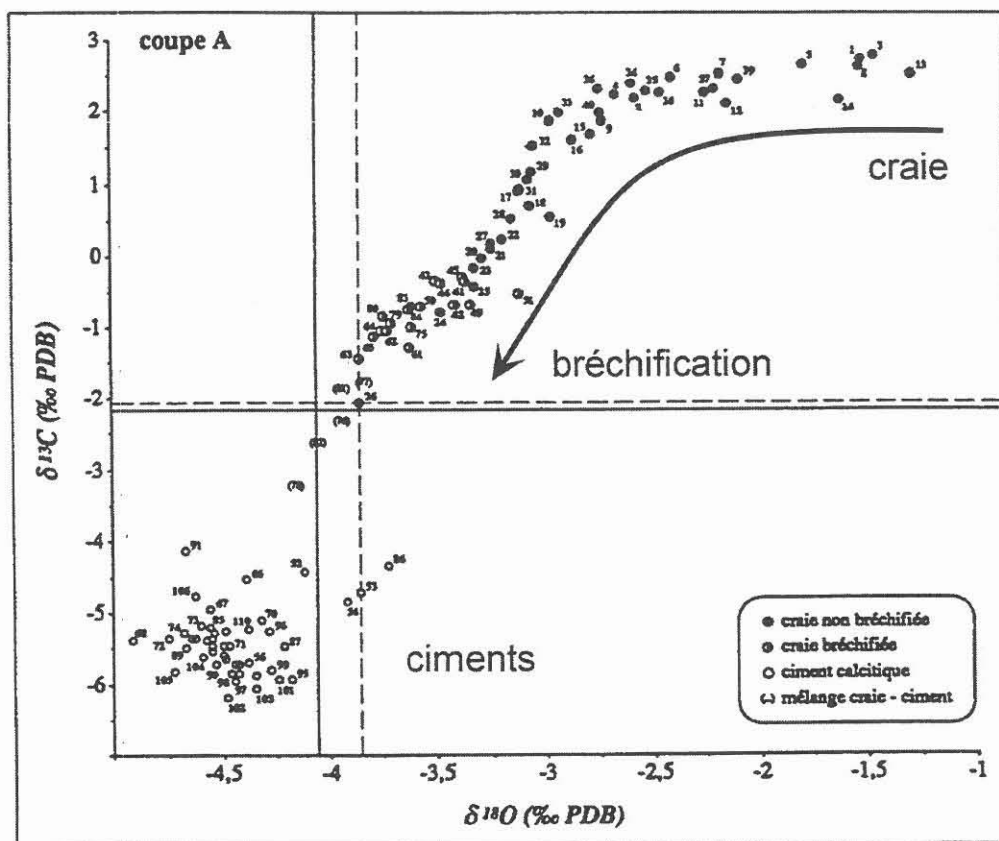


Figure 4 - Modifications des rapports isotopiques de la craie (^{13}C et ^{18}O) lors de la bréchification et de la cimentation des brèches hydrauliques (d'après Richard, 1996, modifié).