

LE REVERS DE LA DALLE D'ETAIN EN LORRAINE SEPTENTRIONALE Un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe

par

P. GAMEZ, F. GRAS & M. SARY¹

(1 figure)

RESUME.- La région étudiée est celle de l'interfluve Loison-Othain (affluents de la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers), située à l'est de la cuesta des Hauts de Meuse, à la transition entre le Pays-Haut calcaire (revers de la cuesta de Moselle) et la Woëvre argileuse (dépression au pied des Hauts de Meuse).

L'étude hydrogéomorphologique de cette région nous a permis d'aborder les processus morphogénétiques et pédogénétiques en rapport avec les circulations de l'eau et notamment les circulations karstiques :

- les nombreuses dolines situées en pied de versant argileux, au contact du substratum calcaire, servent de niveau de base local à l'érosion régressive;
- leur mise hors circuit momentanée permet au ruissellement et à l'érosion corrélative de s'exercer à l'aval sur le revers de la dalle d'Étain;
- lors de phases de débouchage des dolines, gouffres et conduits karstiques, les rivières souterraines assurent le transit des produits de l'érosion et leur évacuation par les résurgences.

ABSTRACT.- The study area is that of the interfluvium between the Loison and Othain (affluents of the Chiers and ultimately the Meuse); it is situated to the East of the scarp of the "Hauts de Meuse", at the transition between the high calcareous country (dip-slope of the Moselle cuesta) and the argillaceous Woëvre (the depression at the foot of the "Hauts de Meuse").

A hydrogeomorphological study of this area has permitted us to establish a relationship between the morphogenetic and pedogenetic processes and the water circulation, particularly the karstic circulations.

First, many dolines are situated at the foot of the clay slope, at the contact with the calcareous substratum serving as the local base level of regressive erosion.

Secondly, their placing for the time being permits streamflow and as a result erosion can be exercised downstream on the dip-slope of the "dalle d'Étain".

Thirdly, while the dolines, pot-holes and karstic conduits are open the underground rivers maintain the transport of their products of erosion and their evacuation through to the resurgences.

La région étudiée est celle de l'interfluve Loison-Othain (affluents de la Meuse par l'intermédiaire de la Chiers), située à l'est de la cuesta des Hauts de Meuse, à la transition entre le Pays-Haut calcaire (revers de la cuesta de Moselle), et la Woëvre argileuse (dépression au pied des Hauts de Meuse).

té d'un très léger pendage vers le sud-ouest. C'est un calcaire oolithique à cristallin, de 30 à 40 m d'épaisseur, poreux (5 % en moyenne), très pur (96 % de Ca CO₃), très gélif et surtout très fissuré. Sa base repose sur des couches marno-calcaires imperméables (Bathonien inférieur).

I.- LES CONDITIONS NATURELLES DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

a) Le relief et la structure

Le substratum régional est formé par le calcaire bathonien moyen et supérieur de la Dalle d'Étain, affecté

La Dalle calcaire est couronnée par la masse tronquée des argiles de la Woëvre (Callovien inférieur) dont la puissance ne dépasse pas localement 30 à 40 m.

¹ Centre d'études géographiques de l'université de METZ (CEGUM).

Ces argiles sont armées de petits bancs calcaires calcaire-gréseux et gypsifères qui, en affleurement, donnent des replats sur les versants. Ces intercalations indurées mais poreuses (les bancs sont toujours très fracturés) servent de drain efficace aux eaux qui percolent dans les argiles. L'eau est ensuite évacuée au niveau des affleurements sur les versants argileux, en une ligne de sourcins parfois aménagés en abreuvoirs. Ces argiles peuvent donc être considérées comme imperméables dans la mesure où elles sont saturées; mais, comme la percolation est possible grâce aux strates calcaires, elles constituent également un réservoir temporaire non négligeable.

Les unités majeures du relief sont étroitement liées aux conditions structurales :

- l'interfluve Loison-Othain se caractérise par la présence de buttes résiduelles argileuses de 30-40 m de dénivelé cernant des dépressions alvéolaires qui tendent à se refermer à l'ouest en direction du Loison, mais sont plus largement ouvertes sur le glacis structural bathonien à l'est vers l'Othain.
- au pied des buttes, le dégagement du revers structural de la Dalle d'Étain et son entaille en longues lanières par des vallons en berceau offrent un paysage de glacis de revers.

b) Le climat et l'eau

Les précipitations moyennes annuelles (décennie 1959-1969) atteignent 817 mm, ce qui est important pour la plaine de Woëvre et s'explique par le fait que nous sommes ici au contact du Pays-Haut beaucoup plus arrosé. Ces précipitations se répartissent de façon assez régulière au cours de l'année selon un schéma dénotant un climat de transition océanique-continentale : pic marqué en période estivale, mais surtout en automne. Ce sont ces dernières pluies qui sont les plus importantes, jouant un rôle fondamental pour la saturation des argiles et la recharge des différentes nappes : certains ruissellements, sur les versants ou dans les vallons, peuvent alors créer des formes d'érosion spectaculaires.

Mais plus que les moyennes, ce sont les irrégularités annuelles et mensuelles qui font de ce climat un élément morphogénétique actif. En effet, certaines années peuvent être relativement sèches (612 mm en 1962) et d'autres excessivement pluvieuses (1062 mm en 1966). Il en est de même pour les variations mensuelles : moyenne 47 mm en février (109 mm en 1966), moyenne 80 mm en août (42 mm en 1962).

Ainsi à court ou moyen terme, tous les mois peuvent être hydrologiquement actifs.

Les températures montrent également un effet certain de continentalité. La température moyenne annuelle n'est que de 8,5° avec des moyennes mensuelles d'hiver et d'été relativement contrastées : moins de 0° en janvier et plus de 17° en juillet. Le gel apparaît dès novembre et se prolonge jusqu'en avril : 45-50 jours de gel complet et 80-90 jours de gel intermittent. Les précipitations hivernales tombent ainsi le plus souvent sur un sol saturé et gelé, ce qui favorise le ruissellement, et en période de dégel, la solifluxion. Mais certaines années le ruissellement peut apparaître dès l'automne, en particulier sur les sols qui viennent de subir les travaux agricoles et semis.

La circulation de l'eau se matérialise temporairement en surface, et de manière continue dans le système karstique de la Dalle d'Étain. L'eau ruisselant sur les buttes argileuses, issue des précipitations et des sourcins des "Pierres d'Eau", est captée dans la concavité basale au contact de la Dalle d'Étain par des dolines et des gouffres. Si les buttes argileuses servent de limites topographiques au ruissellement de surface, la majeure partie des eaux coulant au-delà de ces limites est récupérée par les réseaux karstiques et la nappe des calcaires, conformément au pendage NE-SO et aux directions fondamentales de la fissuration (N-S/NNE-SSO). Elle réurge alors dans la vallée du Loison (sources de déversement) au détriment du bassin de l'Othain (sources de débordement au contact du Bathonien inférieur).

Sur les glacis de revers et dans les vallons, le ruissellement n'est que périodique, en fonction non seulement de la saturation en eau du sol, du gel et de l'intensité des pluies, mais aussi de la mise hors circuit momentanée des pertes karstiques au pied des versants argileux.

II.- LE KARST ET SON ROLE SUR LA GEODYNAMIQUE EXTERNE

A l'amont, sur les versants argileux, tout processus morphogénétique a pour niveau de base des dolines et des gouffres situés dans la concavité basale.

Les dolines ont la forme de petites dépressions circulaires à ovoïdes de 3 à 30 m d'axe. Elles peuvent être fermées ou ouvertes à l'amont sur un ruisseau temporaire, petit ravin à cours développement (200 m), à entaille en V de 1 à 7 m de profondeur et à pente raide. La profondeur de ces dolines dépend de la nature du matériau argileux et de son épaisseur : 50 cm à quelques mètres seulement dans les argiles en place, elle

peut atteindre 10 m dans les colluvions de bas de pente. Leur histogramme d'alignement offre deux directions préférentielles qui témoignent de processus morphogénétiques distincts :

- N65/75 gd : correspond au pendage des couches géologiques. Les dolines ainsi alignées sont le résultat du ruissellement aérien qui entaille les colluvions argileuses peu résistantes. L'érosion est vive, car les vitesses d'écoulement sont de plus en plus importantes au fur et à mesure que s'approfondit la doline.
- N5/15 gd : correspond à l'axe tectonique majeur de Lorraine septentrionale; on le retrouve dans la fracturation du calcaire au niveau des gouffres et des rivières souterraines. Ce type de doline évolue donc par suffosion karstique (appel au vide occasionné par l'évacuation des colluvions, colmatant les réseaux karstiques) à partir d'une tectonique bathonienne préexistante.

Les interactions entre ces deux processus morphogénétiques sont fréquentes. Nous avons pu l'observer en maints endroits, et en particulier dans le Bois de Marville :

- au printemps 1973 apparaît une petite dépression; localisée en pied de versant argileux, sur le flanc d'un vallon sec engorgé de colluvions, au milieu d'une tranchée forestière défoncée par les engins de débardage, elle se situe en un point privilégié de concentration de l'eau.
- au cours de l'été des fentes de dessiccation apparaissent dans le matériau argileux et permettent aux eaux de ruissellement des averses automnales de s'infiltrer massivement dans ce qui devient alors une véritable doline (2,5 x 0,5 m).
- en juin 1974, la doline s'ouvre sur un gouffre s'enfonçant de 3-4 m dans la Dalle d'Étain, et témoignant de l'existence d'un karst évolué dans le substratum calcaire.
- après les pluies de l'hiver 1976-1977, le gouffre se bouche peu à peu avec les paquets d'argile tombant par gravité des pentes raides de la doline.
- des entailles linéaires s'installent sur les flancs de la dépression, l'érosion régressive s'accélère, car les entailles captent alors l'ensemble des eaux qui ruissellent sur le chemin forestier.
- du fait de ces captures, les entailles se développent et s'approfondissent très rapidement, déséquilibrant les parois argileuses qui s'affaissent.

- à l'été 1977, le gouffre est entièrement comblé et la doline résultant de cette genèse rapide occupe toute la largeur du layon (7 x 4 m).

Les gouffres ouverts ou non en surface, colmatés ou non en profondeur, assurent la transition entre les phénomènes karstiques de surface et les drains souterrains. Ces derniers, simples fissures assurant le transit de l'eau et des matériaux de surface, ou vastes collecteurs, bloqués à environ 20 m de profondeur par la surface piézométrique de la nappe des calcaires, aboutissent à des résurgences localisées surtout dans la vallée du Loison.

a) Morphogénèse et départ des matériaux

Ce karst joue un rôle fondamental dans l'évolution du relief par sa fonction de niveau de base local conditionnant la migration des produits d'érosion.

Dolines, gouffres, pertes d'eau s'égrenant en chalet au pied des collines argileuses forment une véritable ceinture qui assure la transition entre le milieu callovien et le milieu bathonien; ils tamponnent l'influence des niveaux de base régionaux, Loison et Othain. Chacun de ces phénomènes de surface commande ainsi un bassin élémentaire se développant sur le Callovien argileux et en constitue le niveau de base particulier. Les pentes situées à l'amont des points d'enfouissement vont évoluer sous sa dépendance. Des colluvions argileuses s'effondrent des parois des dolines par paquets, à certaines périodes humides, colmatant ainsi le fond des dépressions et des gouffres. Les phénomènes de bouchage-débouchage entraînent la remise en cause du niveau de base de l'entaille due au ruissellement et de l'équilibre de la masse argileuse. Ainsi les versants argileux reculent d'autant plus vite que la genèse des dolines est avancée, et réciproquement. Cette érosion régressive amorce l'attaque et le recul des buttes argileuses auxquelles s'adosent les dolines.

b) Pédogénèse et migration des solubles

Si le surcreusement localisé du bas de pente, allié au comportement intrinsèque de l'argile expliquent pour une bonne part les mouvements de masse, on ne peut négliger le rôle de minéraux solubles migrant à travers les horizons superficiels et sub-superficiels des colluvions argileuses. Un profil pédologique sur flanc de doline débouchant sur un gouffre nous a permis de définir le rôle important joué par la migration sélective de certains minéraux actifs :

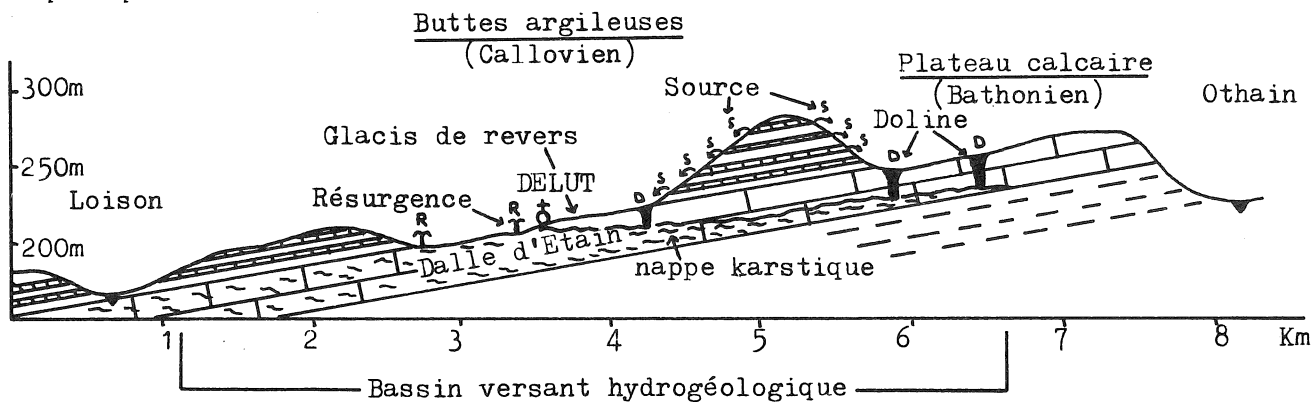
- 0-10 cm : horizon brun foncé, relativement sec, à racines nombreuses, structure polyédrique fine bien

- développée et texture limoneuse. Pas d'effervescence à l'acide. La limite avec l'horizon sous-jacent est diffuse et irrégulière.
- 10-35 cm : horizon brun clair avec quelques taches allongées brun-gris le long des racines, à structure polyédrique moyenne très bien développée et texture limono-argileuse. L'ensemble est très fissuré, avec faces de glissement orientées vers le gouffre, et revêtement argileux sur certaines de ces faces. Rares nodules ferrugineux millimétriques à centimétriques, très arrondis, noyés dans la masse.
 - 35-40 cm : horizon plus grisâtre, structure fondue à tendance polyédrique et texture franchement argileuse. L'ensemble est très plastique, très compact, limitant la pénétration des racines. Décarbonatation totale.
 - 40-50 cm : horizon bigarré à taches grises et beiges diffuses, avec quelques amas ocres centimétriques de granules ferrugineux et calcaires à structure concentrique. Structure fondue à tendance polyédrique, texture argileuse. Ensemble très plastique, très collant, entièrement carbonaté. Limite irrégulière avec l'horizon inférieur.
 - 50-100 cm : horizon à taches grises plus ou moins mélangées à des taches ocres. Structure polyédrique grossière à tendance prismatique, texture argileuse. Des faces de glissement obliques réapparaissent, ainsi que de nombreux nodules calcaires blanchâtres à ocres. Nombreux rostrés de bélemnite; ensemble carbonaté.
 - 110-170 cm : horizon gris-bleuâtre à structure schisteuse massive et texture argileuse. Forte accumulation de gypse en petits lits millimétriques et petits amas recristallisés sur les facettes structurales. Quelques nodules ferrugineux avec cristallisations gypseuses sur le cortex. La dalle calcaire se situe environ 2 m en contre-bas. Sur la seule base de sa description morphologique, il est possible de donner de ce profil l'interprétation suivante :
 - il s'agit d'un profil complexe ayant pour matériaux parentaux :
 - l'argile avec intercallations gypseuses du Callovien
 - un dépôt éolien superficiel.
 - les deux premiers horizons se sont formés à partir du limon éolien :
 - décarbonatation totale puis désaturation du complexe absorbant
 - brunification rendue possible par la présence d'une quantité relativement importante d'argile dans le dépôt éolien
- lessivage de l'argile dans les horizons A. Il est très possible qu'à l'origine ceux-ci étaient plus épais : on imagine mal en effet que l'accumulation d'argile dans un B de 40 cm ait pu se faire à partir d'un horizon A de seulement 10 cm.
 - lessivage du fer donnant naissance aux granules de l'horizon 40-50 cm. Ce lessivage du fer seul suppose une acidification assez importante des horizons A avec la formation d'un mullmoder, dont les composés organiques hydrosolubles auraient pu entraîner la réduction du fer et sa complexion.
- quels que soient les processus qui ont pu marquer l'évolution de ce sol, celui-ci présente aujourd'hui un ensemble de caractéristiques qui exercent une influence sur son fonctionnement, en particulier du point de vue hydrique :
 - l'horizon A (0-10 cm) ne semble pas sujet au tassement, peut-être parce que ce sol n'est pas cultivé. La circulation de l'eau dans cet horizon est satisfaisante.
 - l'horizon B1 (10-35 cm) et surtout l'horizon B2 (35-40 cm) sont par contre assez imperméables. Il y a vraisemblablement une nappe perchée temporaire au-dessus de B2. Cette petite nappe circule latéralement en fonction de la doline. Les faces de glissement obliques témoignent de cette circulation latérale.
 - l'horizon C1 (50-110 cm) est essentiellement formé de matériaux provenant de l'argile. L'eau pénètre très lentement ce matériau, et uniquement lors des épisodes pluvieux. Le gypse présent dès 110 cm, même si ses qualités hygroscopiques favorisent la formation d'une petite nappe, prouve que la quantité d'eau atteignant cette profondeur est faible.
- La formation de plans de glissement généralisés à proximité des ouvertures karstiques s'ajoute donc au déséquilibre de masse pour renforcer l'action de la vague d'érosion locale dont les dolines sont le point de départ, accentuant ainsi le démantèlement des buttes résiduelles du Callovien.
- c) Conséquences sur le relief
- Il faut également retenir les dépassements possibles de la ceinture karstique par les écoulements de surface. Ce phénomène est produit par l'état de saturation en eau du sol, la mise hors-circuit momentanée des pertes karstiques obstruées (coulées de solifluxion, transports solides des écoulements) ou par la

Croquis morphologique du bassin de la Damusse



Coupe morphostructurale



saturation des conduits du karst. Le substratum bathonien fragilisé par les travaux agricoles est alors entamé : griffes d'érosion sur les glacis de revers, décapage généralisé (centimétrique à décimétrique) et entaille linéaire sur les vallons de glacis.

La partie amont de ces vallons, dégagée des argiles par des entailles tous azimuts en forme d'entonnoir (les "rondvaux" de la terminologie locale), évolue de manière originale. La forme en hémicycle pratiquement fermée par des collines argileuses digitant à l'intérieur des bassins, réalise les conditions optimum de concentration des sourcins et des précipitations. En période très humide, elle se trouve en continuité hydrique avec les vallons qui la prolongent; la solifluxion est d'autant plus généralisée sur ses versants qu'ils sont souvent déboisés et convertis en pâturages. Les matériaux soliflués dépassent largement la limite de plasticité et s'étaient alors dans le fond du rondvaux, colmatant toutes les ouvertures karstiques. De véritables nappes d'eau dégorgeant alors vers les vallons, entraînant des sédiments qui augmentent l'érosivité du flot. L'érosion se manifeste par un décapage généralisé du fond de vallon, particulièrement en période de labours. En fin de période pluvieuse, le rondvaux se ressuit durant plusieurs jours, la décrue déclenchant alors dans le vallon une entaille linéaire qui par érosion régressive vient mordre et vidanger en partie les colluvions solifluées.

CONCLUSION

Agent direct de l'attaque des versants argileux, agent indirect de l'évacuation des colluvions du rond-

vaux, le karst est également l'agent fondamental de l'exportation souterraine des sédiments : les teneurs en suspension peuvent atteindre 0,5 g/l aux résurgences, alors que dans le même temps les ruissellements de surface atteignent à peine 0,05 g/l. De plus, le débouchage fréquent de dolines et gouffres démontre l'entraînement de ces matériaux accumulés en sub-surface par des circulations karstiques de profondeur (karst suffosant). Il n'en reste pas moins qu'un doute subsiste quant aux modalités de cette évacuation. Si le transit de ces matériaux est retardé (sédimentations actuelles lors des crues dans les galeries souterraines), il se peut qu'il soit pour une bonne part le fruit d'un héritage.

Formes corrélatives dans les réseaux souterrains, déplacement séculaire de résurgence, installation aberrante d'un village sur un système de résurgences ennoyant celui-ci à chaque crue, silence des chroniques locales antérieures au XIX^e s. relativement à la gêne occasionnée, conduisent à supposer l'existence d'une phase actuelle de décolmatage. L'installation du village de Delut accompagnée d'importants défrichements ininterrompus depuis le XIII^e s., combinée à des pratiques culturales accélérant l'érosion agricole encore aggravée par les rectifications récentes de cours du Loison, a pu déterminer la renaissance d'une vague d'érosion. Celle-ci aurait atteint l'amont des systèmes karstiques où elle s'exercerait aujourd'hui, occasionnant la déstabilisation des buttes résiduelles et renforçant ainsi la vague d'érosion régressive liée aux dolines de pied de versant.