

LA SEDIMENTATION DANS UN PALEOKARST DE L'URGONIEN CANTABRIQUE (PROVINCE DE SANTANDER, ESPAGNE) : APPORTS ET PROBLEMES

par

Philippe ROHOU¹, Luc BARBANSON¹ & Vincent PERTHUISOT¹,

(4 figures)

RESUME.- A environ 10 kilomètres au sud de Santander, les formations carbonatées de l'Urgonien encaissent un karst colmaté par des argiles rouges et des oxydes de fer.

La fraction détritique du remplissage est constituée, pour l'essentiel, d'argiles (principalement illite, chlorite, kaolinite). On y trouve également de la matière organique ainsi que des graviers et blocs vraisemblablement issus de l'encaissant. Les figures sédimentaires observées sont anecdotiques et ne sont présentes qu'au sommet des remplissages.

Les oxydes de fer peuvent représenter une fraction supérieure à 30 % du remplissage et sont exploités en tant que minéral de fer. Ils se présentent, soit sous la forme de nodules rognonneux dont la taille varie d'une fraction de millimètre à une vingtaine de centimètres, soit sous la forme de blocs encroûtés. Leur taille peut alors atteindre plusieurs mètres cubes. Indépendamment de la granulométrie, les teneurs en fer sont d'autant plus faibles que l'on se situe dans les zones les plus superficielles. L'étude paragenétique, et surtout texturale, nous a permis de montrer que ces oxydes sont le fruit d'une précipitation chimique du fer *in situ* sous la forme de marcassite ultérieurement oxydée. La présence et à fortiori la granulométrie des nodules métalliques n'ont donc aucune incidence sur la caractérisation de la dynamique de transport des matériaux comblant le karst.

Les vestiges de ce réseau karstique se répartissent selon un axe d'orientation N.80°, d'une longueur d'environ 50 kilomètres pour une largeur maximale observée inférieure à une dizaine de kilomètres. Cet axe est nettement sécant sur le sens actuel de drainage (Sud vers le Nord) qui est imposé par la morphologie. Quant à la dynamique nécessaire pour rendre compte du cadre sédimentologique régional et de la distribution verticale du remplissage, plusieurs hypothèses sont avancées et discutées.

ZUSAMMENFASSUNG.- Die Sedimentation in einem Paläokarst des kantabrischen Urgon (Provinz Santander, Spanien) : Beiträge und Probleme. Ungefähr zehn Kilometer südlich von Santander schliessen die Karbonatformationen des Urgon einen mit rotem Ton und Eisenoxid aufgeschütteten Karst ein.

Der Trümmerteil der Füllung besteht hauptsächlich aus Tongesteinen (insbesondere Illit, Chlorit, Kaolinit). Er enthält ausserdem organische Stoffe sowie Gesteinsblöcke und Schotter, die wahrscheinlich aus dem einschliessenden Gestein stammen. Sedimentäre Formen wurden selten und nur auf der Kuppe der Füllungen beobachtet.

¹ Département des sciences de la terre, Université d'Orléans. B.P. 6759, F-45067 Orléans Cedex (France).

Das Eisenoxid macht stellenweise mehr als 30 % der Füllung aus und wird als Eisenerz abgebaut. Man findet es entweder als nierenförmige Erzkerne, deren Grösse zwischen weniger als einem Millimeter und mehr als 20 Zentimetern variiert, oder als verkrustete Blöcke von bis zu mehreren Kubikmetern. Ungeachtet der Korngrösse nimmt der Eisengehalt von den unteren zu den oberen Zonen ab. Anhand der Untersuchung der Paragenese und besonders der Textur konnten wir zeigen, dass diese Oxide *in situ* durch chemische Ausfällung des Eisens in später oxidierten Markasit entstanden sind. Das Vorhandensein und a fortiori die Grösse der Metallkerne geben demzufolge keinerlei Auskunft über die Transportdynamik der den Karst füllenden Materialien.

Die Verteilung der Reste des Karstgitters folgt auf ca. 50 Kilometern Länge einer N.80° ausgerichteten Achse ; ihre maximale beobachtete Breite beträgt etwa zehn Kilometer. Die Achse verläuft deutlich senkrecht zur gegenwärtigen, durch die Morphologie vorgegebenen Richtung der Entwässerung (von Süden nach Norden). Betreffend der für die Erklärung des sedimentologischen Rahmens sowie der vertikalen Verteilung der Füllung nötigen Dynamik werden mehrere Hypothesen vorgeschlagen und diskutiert.

I.- INTRODUCTION

Constituant les premiers reliefs au sud de Santander, les formations urgoniennes encaissent un karst colmaté par des argiles rouges et des oxydes de fer. Ces derniers sont exploités depuis l'antiquité (I.G.M.E., 1976). Actuellement, seule la mine de fer d'Orconera, située à un peu plus de trois kilomètres au nord de Saron (fig. 1) est en activité. Elle produit environ 150 000 tonnes de minerai par an (Vazquez, 1983).

Les structures géologiques sont grossièrement orientées Est-Ouest à Est Nord Est-Ouest Sud Ouest.

II.- CADRE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE

Le climat est de type océanique, assez pluvieux. Les précipitations annuelles atteignent et peuvent dépasser 1 500 mm. Les températures sont douces.

Du point de vue hydrologique, la province de Santander peut être divisée en trois secteurs correspondant à trois groupes de bassins versants dont les eaux météoriques aboutissent soit dans le Golfe de Biscaye, soit dans l'Océan Atlantique, soit dans la Mer Méditerranée (fig. 1). Ces secteurs s'individualisent à partir d'un point triple constitué par le «Pico Tres Mares». On y distingue deux comportements hydrologiques différents :

- Cas 1 : Les cours d'eau ont une direction et un sens d'écoulement Sud-Nord, indépendants des structures géologiques. Ils se jettent dans le golfe de Biscaye. Le régime d'écoulement est torrentiel et le temps de réponse aux précipitations est faible (inférieur à une journée pour le rio Miera à Liernanes). Ces caractères sont essentiellement dus à la

dénivellation importante (jusqu'à 2 000 m) qui existe entre les limites méridionales des bassins versants et leurs exutoires, situés à moins de 50 km au nord. C'est le cas des rios Aguera, Ason, Miera, Pas, Besaya, Saja, Nansa, Deva et de leurs affluents (fig. 1).

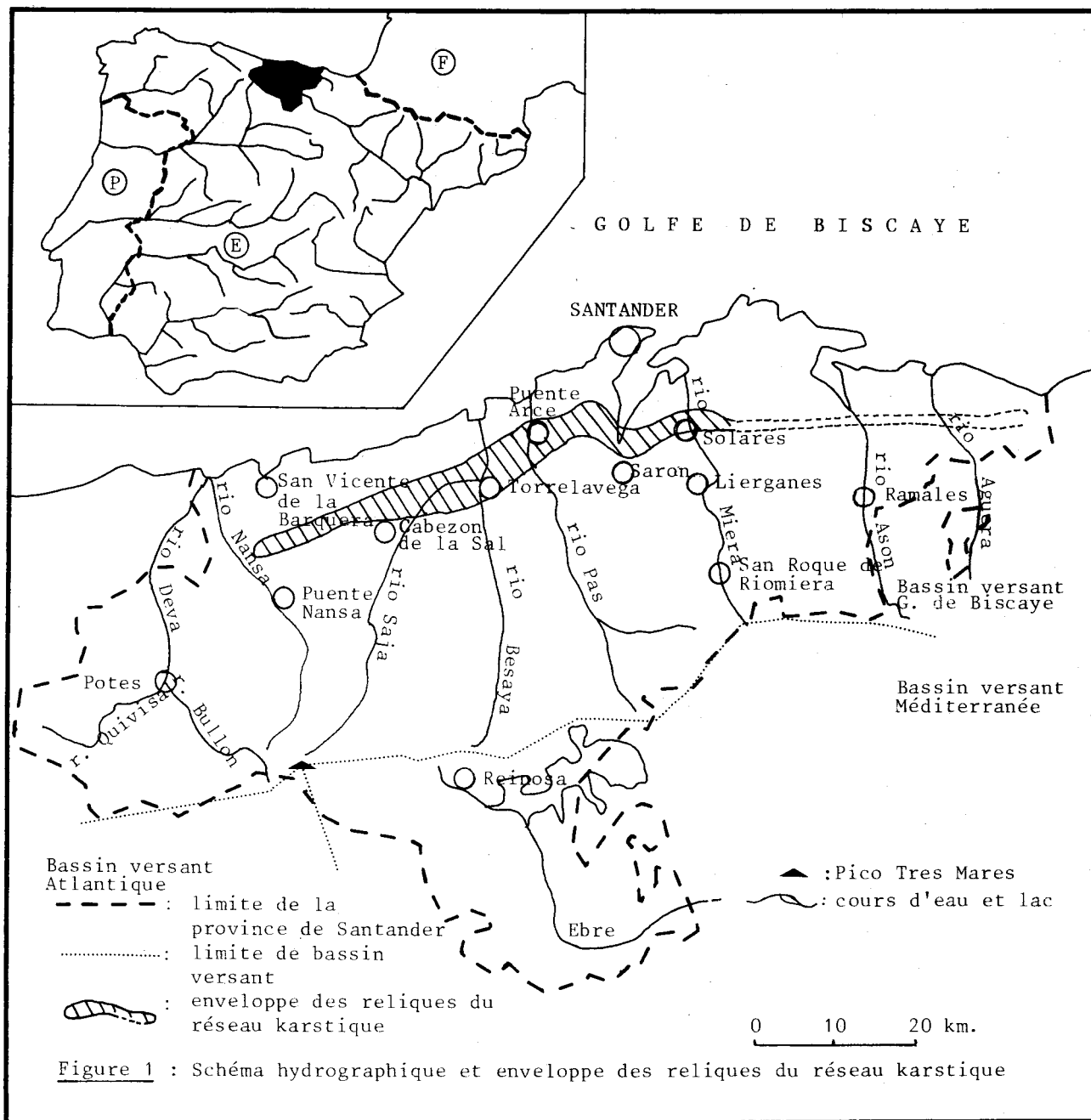
- Cas 2 : Les cours d'eau ont des directions d'écoulement grossièrement Est - Ouest et se jettent soit dans la Mer Méditerranée, à environ 500 km à l'est (cas de l'Ebre et de ses affluents), soit dans l'Océan Atlantique, à quelque 450 km à l'ouest (cas du rio Pisuerga dont les eaux se jettent dans le Duero, puis dans l'Océan Atlantique, à Porto).

III.- L'ENCAISSANT

Les formations karstifiées sont constituées par les calcaires de l'Urgonien (principalement des micrites) et par les dolomies (dolosparites) issues de la transformation de ces calcaires.

A Orconera, l'extension verticale reconnue des vides karstiques d'un même chantier peut dépasser 70 mètres.

D'une façon générale, il apparaît que la karstification, étroitement contrôlée par la fracturation préexistante, est bien mieux exprimée dans les dolomies que dans les calcaires. A cet égard, deux explications ont pu être proposées (Rohou *et al.*, 1986) : un effet différentiel de la déformation entre les calcaires et les dolomies se traduisant par une fracturation plus importante de ces dernières et/ou une différence de comportement à l'altération, essentiellement due aux cristallinités différentes des deux carbonates (micrite/sparite).



IV.- LES SEDIMENTS DU KARST

A.- A L'ECHELLE DU CHANTIER

Le remplissage est constitué d'argiles, de nodules d'oxydes de fer, de matière organique, de «bolos» (éléments d'encaissant, de taille métrique à plurimétrique, en forme de boule) qui reposent au sein des argiles et qui sont situés plutôt dans les parties supérieures du karst. On trouve également, dans les par-

ties les plus profondes du karst, des blocs métriques de marcassite et d'oxydes de fer encroûtant des éléments de carbonates (blocs encroûtants).

1.- Les oxydes et sulfures de fer

a.- Les nodules

D'aspect rognonneux, ils sont de couleur noire et présentent un éclat métallique. Leur taille varie d'une

fraction de millimètre à une vingtaine de centimètres. Les observations des mineurs, comme les nôtres, montrent que les teneurs en fer sont d'autant plus faibles que l'on se situe dans les zones les plus superficielles. Aucun granoclassement n'a pu être observé. Les nodules peuvent représenter une fraction supérieure à 30 % du remplissage. A la cassure, ils paraissent généralement homogènes. Cependant, ils présentent parfois, notamment dans les zones profondes du karst, un cœur de marcassite ou de pyrite.

L'étude au microscope métallographique (Rohou, 1984) nous a permis de montrer que ces nodules d'oxydes de fer résultent de l'altération de marcassite et de pyrite préexistantes. La séquence complète d'oxydation la plus caractéristique et la plus répandue se décompose ainsi :

- 1 : marcassite / pyrite saine,
- 2 : début de l'oxydation du sulfure en goethite ou en hématite. L'oxydation progresse au travers des joints intergranulaires, des fissures et autres discontinuités,
- 3 : la progression de l'altération finit par isoler (blindage) des plages de marcassite,
- 4 : oxydation ménagée des plages précédemment isolées en lepidocrocite et/ou goethite,
- 5 : progression de l'altération jusqu'à disparition complète du sulfure.

Le développement de certains stades (2 à 5) peut être partiel, voire inexistant, entraînant alors des variations dans les microfaciès. La figure 2 montre un exemple complet d'oxydation arrivée au stade 5.

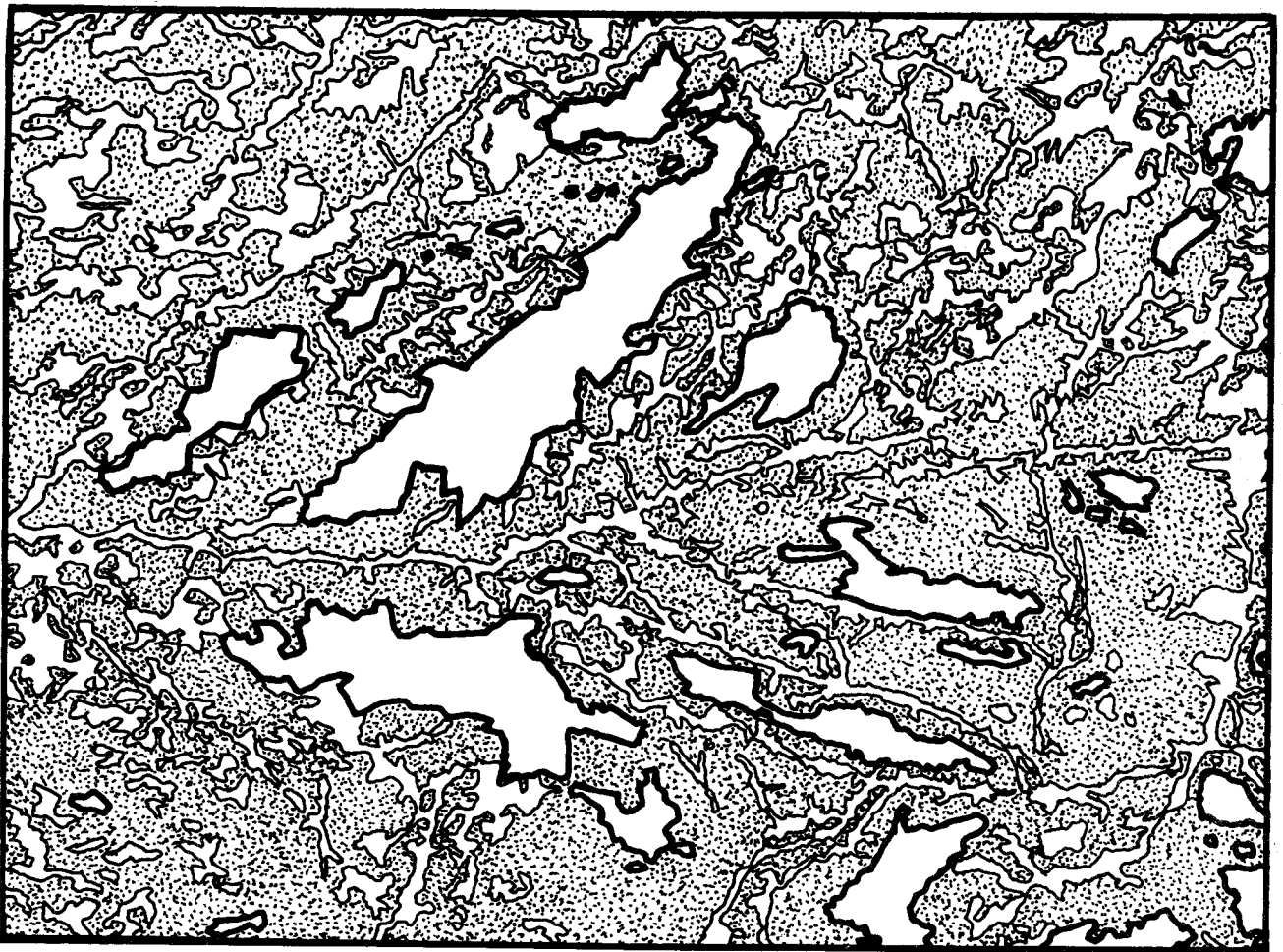


Figure 2 : Aspect microscopique des nodules d'oxydes de fer. Notez l'aspect réticulé de la goethite qui isole des plages de pyrite.

b.- Les blocs encroûtants

Sains, ils se présentent sous la forme de blocs de marcassite massive encroûtant des éléments carbonatés. Oxydés, ils apparaissent scoriacés et montrent alors de vives couleurs jaune-ocre et rouge-orangé (goethite et hématite pulvérulentes). Les cavités qui confèrent à ces blocs leur aspect scoriacé sont, en fait, des *box-works* résultant de la dissolution des éléments de carbonates encroûtés, éléments que l'on trouve parfois en relique. Cette dissolution se produit vraisemblablement sous l'action de l'acide sulfurique libéré par l'oxydation du sulfure. Les carbonates jouent alors le rôle de tampon vis-à-vis de ces solutions.

L'étude des microfaciès montre que l'oxydation des blocs encroûtants se réalise selon les mêmes modalités que pour les nodules, avec, en sus, des concrétions de goethite et d'hématite dans les *box-works*. Ces concrétions peuvent prendre la forme de «stalactites» d'oxydes de fer.

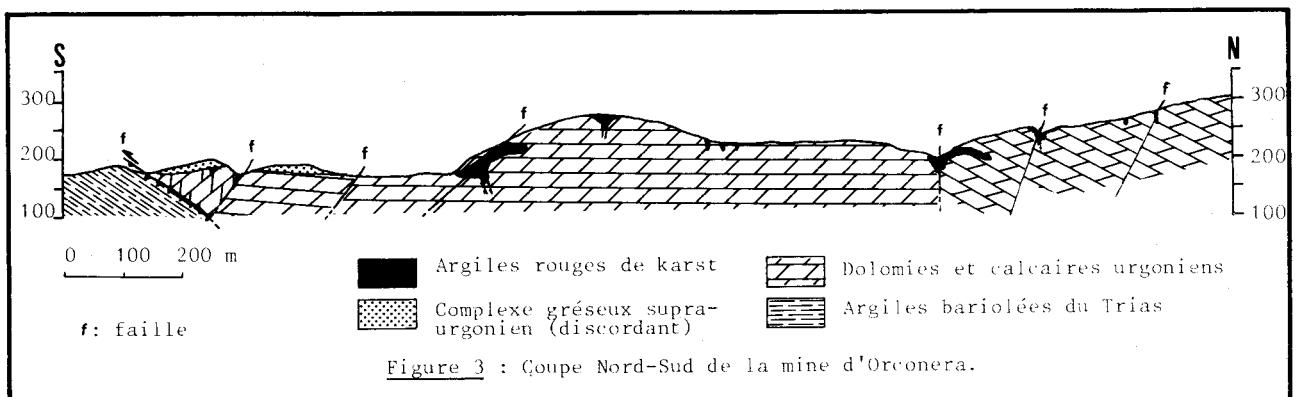
La taille de ces blocs, pouvant atteindre et même dépasser une dizaine de mètres cubes, exclut l'hypothèse d'un transport mécanique significatif. On est donc amené à envisager l'hypothèse du transport du fer en solution dans le réseau karstique, puis sa précipitation sous la forme de marcassite ou de pyrite. L'oxydation du sulfure se réalise lors de phases météoriques ultérieures et se poursuit encore actuellement.

La présence et, a fortiori, la granulométrie des nodules métalliques n'apporte donc aucun élément susceptible de caractériser la dynamique de transport des matériaux comblant le karst.

2.- Les éléments détritiques

L'étude de ces éléments (Rohou *et al.*, 1986) a montré que :

- Les argiles ont été transportées dans le karst et ne sont pas le fruit d'une concentration résiduelle : d'une part, les argiles de remplissage sont principalement constituées d'illite, de kaolinite ainsi que de chlorite alors que cette dernière n'apparaît pas dans les argiles extraites des formations urgoniennes encaissantes ; d'autre part, la présence de vestiges des formations du complexe gréseux supra-urgonien au toit des carbonates karstifiés (fig. 3) montre que l'on n'a pas eu, du moins à la mine d'Orconera, une érosion importante des calcaires et dolomies aptiens ; enfin, les teneurs en éléments détritiques de l'encaissant paraissent trop faibles pour aboutir, par simple concentration résiduelle ou néoformation, aux volumes d'argiles existants. Il apparaît donc, que si l'on ne peut exclure une participation d'argiles de décalcification au remplissage, une part importante de celui-ci provient des formations détritiques avoisinantes (Trias, Wealdien, complexe gréseux supra-urgonien, ...).
- Les «bolos» sont issus de l'encaissant immédiat. Leur taille, métrique, comparée à la finesse et à la pureté des argiles, exclut tout transport notable. Leur disposition au sein des argiles, ainsi que leur forme en boule, amène à admettre la simultanéité du remplissage et de l'individualisation des «bolos», c'est-à-dire la permanence de la corrosion karstique pendant le dépôt des argiles. Cette simultanéité est le fruit de la concurrence entre, d'une part, une composante «énergie mécanique» qui tend à devenir nulle, ce qui a pour conséquence la fermeture du système karstique et, d'autre part, une composante «corrosion chimique», activée par la production de CO_2 issu de la dégradation de matière organique nécessairement présente dans le karst (sulfures précipités).
- Pour rendre compte de ces phénomènes, ainsi que du caractère complet du remplissage, l'hypo-



thèse d'une remontée du niveau de base de la zone saturée a été retenue. Cette remontée du niveau de base induit la fermeture du système karstique et de son colmatage. Celui-ci se réalise en milieu confiné, créant les conditions réductrices nécessaires à la précipitation des sulfures.

B.- A L'ECHELLE DE LA PROVINCE

1.- Répartition horizontale du remplissage

Les vestiges du réseau karstique (fig. 1) se répartissent selon un axe d'orientation N.80° d'une longueur d'environ 50 km pour une largeur maximale observée inférieure à une dizaine de kilomètres. L'enveloppe de ces vestiges ne constitue pas la limite d'affleurement des carbonates encaissants et ne rend pas compte des variations d'importance de la formation minéralisée. Cet axe est nettement sécant sur le sens actuel de drainage (Sud vers le Nord) de ce secteur (cf. paragraphe II). L'enveloppe des reliques du réseau recoupe plusieurs vallées où coulent aujourd'hui les rios Miera, Pas, Besaya et Saja pour ne citer que les principaux.

2.- Distribution verticale du remplissage

L'étude de la barre urgonienne qui s'étend depuis Solares jusqu'à la mine d'Orconera, réalisée au travers d'une cartographie détaillée (échelles de 1/5000 et 1/2000), nous montre le karst et son remplissage affleurant de façon continue, depuis la cote 430 m jusqu'à la cote 80 m. Le dénivelé entre les points les plus hauts et les points les plus bas est donc de l'ordre de 350 m pour une distance horizontale d'environ 6 km.

V.- L'AGE DU REMPLISSAGE

En dépit des travaux miniers qui nous ont permis d'accéder aux différents niveaux de la formation minéralisée, les recherches de faune dans le remplissage n'ont donné aucun résultat. De même, des tentatives de datation par la microflore (Farjanel, 1987) se sont révélées vaines. On peut attribuer ces revers à l'altération, importante, qui a détruit d'éventuels fossiles : l'oxydation, qui détruit la matière organique, et l'acide sulfurique, produit par l'altération des sulfures, qui détruit les carbonates.

On devra donc dater cette formation par des arguments indirects : elle s'est mise en place postérieurement au dépôt des derniers terrains de la série sédimentaire marine, qui sont datés de l'Oligocène (I.G.M.E., 1976), et avant le dépôt des sédiments qui remobilisent les nodules d'oxydes de fer.

Ces dépôts de remobilisation contiennent, entre autres, des nodules d'oxydes de fer transportés mécaniquement lors du démantèlement d'une partie du karst. Ils forment les accumulations, économiquement exploitables, que l'on voit aujourd'hui au pied du versant Sud de la barre urgonienne. Ils ont livré (Carballo, 1912), entre autres, *Cervus cantabricus GRAELS* et *Elephas primigenius*.

L'étude palynologique (Farjanel, 1987) révèle une association qui traduit une période de refroidissement climatique et qui permet d'attribuer à cette formation un âge compris entre la partie supérieure du Pléistocène moyen (Riss) et l'Holocène. L'âge de la remobilisation est donc la glaciation de Riss ou celle de Würm.

En toute rigueur, l'âge du remplissage karstique se situe donc dans l'intervalle Miocène - interglaciaire Riss-Würm.

VI.- DISCUSSION

Pour rendre compte de l'ensemble de ces données, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées :

A.- LE NIVEAU DE BASE EST DETERMINE PAR LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DES BASSINS VERSANTS DU GOLFE DE GASCOGNE

Ce réseau est lui-même contrôlé par le niveau de la mer dont le rivage est actuellement situé à une douzaine de kilomètres au nord.

1.- Le niveau de la mer lors du dépôt du remplissage

Il peut être appréhendé par l'étude des hautes surfaces d'abrasion marine («rasas»). Ce travail a été réalisé par Mary (1971), depuis la côte asturienne jusqu'à San Vincente de la Barquera. Pour la zone est, il tire les enseignements suivants :

- Il existe deux hautes surfaces d'abrasion situées à 250 m et à 140 m (altitude absolue). Pour le niveau

d'abrasion de 250 m, il propose, sur la base d'arguments palynologiques, un âge compris entre l'Eocène et l'Oligocène, et pour le niveau de 140 m, un âge post-Oligocène.

- D'autres niveaux, situés à 7 m, 15-20 m et 30-35 m sont rapportés aux niveaux Tyrrhéniens 1, 2 et 3.
- Les oscillations glacio-eustatiques du Quaternaire se sont déroulées pratiquement sur la plate-forme d'abrasion actuelle alors que les contours de la côte étaient déjà ceux d'aujourd'hui.
- Il existe une cassure importante, sensiblement méridienne, au niveau du rio Nalon (Asturies), qui décale les niveaux 250 m et 140 m, ainsi que des cassures de moindre importance entre les différents secteurs de la côte est.

Compte tenu de l'âge possible de la formation, il faut envisager que, lors du dépôt du remplissage, le niveau de la mer ait été compris entre sa position actuelle et la cote 140 m, voire 250 m. Donc, lors du colmatage du karst, le niveau de la mer était situé à une altitude très inférieure à la cote actuelle (430 m) du toit du remplissage karstique.

2.- Le dépôt des sédiments

Les sédiments se sont déposés soit dans la position (altitude) où on les observe actuellement (cas 1), soit à une altitude plus faible (cas 2).

Dans le premier cas, la pente hydraulique aurait une valeur comprise entre 1,5 % et 4 %. Une telle pente induit une capacité de transport mécanique importante, incompatible avec le dépôt de sédiments aussi fins que ceux qui reposent dans le karst.

Dans le second cas, la valeur plus faible de la pente hydraulique permet de lever cette incompatibilité, mais il faut alors envisager des mouvements tectoniques ultérieurs portant les sédiments à leur position actuelle. L'existence de tels mouvements est hypothéquée par les faits suivants :

- Les piliers karstiques sont systématiquement verticaux. Ceci semble incompatible avec l'ampleur des mouvements invoqués : on imagine mal des mouvements verticaux de plusieurs centaines de mètres sans que cette verticalité ne soit affectée de façon visible ;
- L'amplitude cumulée des mouvements invoqués est de l'ordre de grandeur ou supérieure à la puissance de la barre carbonatée. L'étude réalisée par Mary (1976), même si elle met en évidence l'existence de cassures méridiennes, montre que ces

mouvements ne peuvent pas atteindre les valeurs invoquées. De plus, de tels mouvements devraient être reflétés dans la cartographie, l'étude structurale et, d'une façon générale, dans la géologie. Ce n'est pas le cas.

En outre, aucune de ces deux hypothèses ne rend compte de la distribution horizontale du remplissage.

B.- LE NIVEAU DE BASE EST DETERMINE PAR LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DES BASSINS VERSANTS DE L'ATLANTIQUE OU DE LA MEDITERRANEE

Dans sa thèse, Mengaud (1920), citant Elisée Reclus, nous montre un exemple d'évolution du réseau hydrographique : la capture «prochaine» de l'Ebre. A propos de la vallée de l'Ebre et de la haute vallée du rio Besaya dont il publie la carte (fig. 4), il écrit : «*Le rio Besaya a déjà bien dépassé la ligne de crête des calcaires jurassiques qui va du Puerto de Palombera aux Peñas Pardas. La carte ... montre l'existence d'un bassin de réception dont les limites paraissent à 500 m environ du cours de l'Ebre...*»

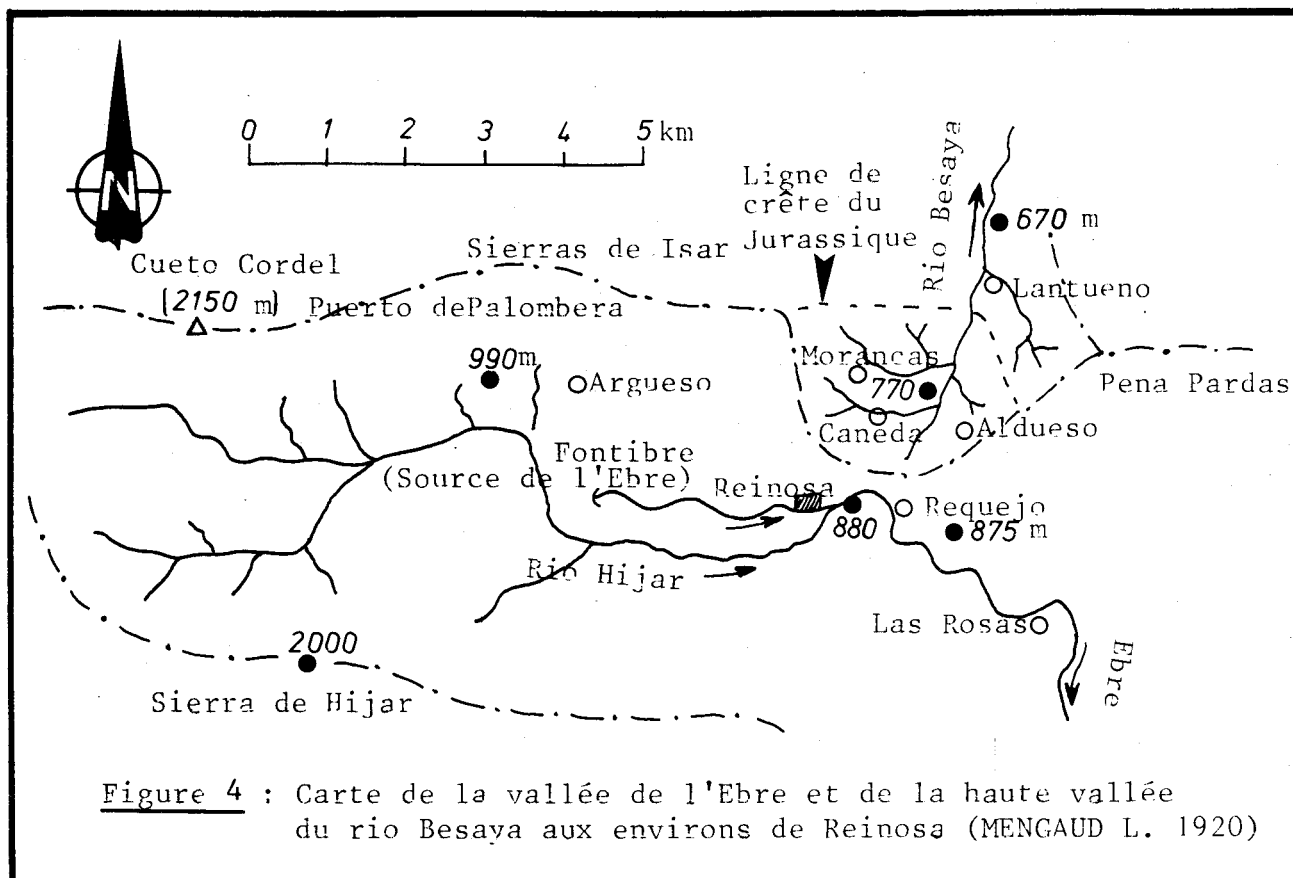
L'érosion régressive peut progresser rapidement dans les marnes triasiques, car le rio Besaya a son niveau de base à 80 km, tandis que celui de l'Ebre est éloigné de plus de 700.»

Outre le phénomène de capture d'un fleuve (ou d'une partie) et de ses affluents par un autre, cet exemple montre comment l'érosion régressive permet à un bassin versant d'accroître sa surface par annexion de surfaces amont. Cet exemple nous montre également que l'érosion régressive peut aisément dépasser les lignes de crête.

Ce type d'évolution peut expliquer le fait que le tracé des cours d'eau est indépendant des structures géologiques Est-Ouest.

Dans le cas de la province de Santander, on voit que la tendance évolutive de la ligne de partage des eaux entre, d'une part, le Golfe de Biscaye et, d'autre part, la Mer Méditerranée et l'Océan Atlantique va dans le sens du recul de cette ligne vers le Sud.

Dans l'hypothèse d'un niveau de base déterminé par le réseau hydrographique des bassins versants de l'Atlantique ou de la Méditerranée, la ligne de partage des eaux serait, durant l'évolution karstique, située au nord de l'enveloppe des minéralisations. Le système hydrologique qui a permis la karstification et le dépôt du remplissage serait subordonné à un (paléo)fleuve, comme par exemple l'Ebre, dont l'embouchure est située en Mer Méditerranée ou en Atlantique (cas 2 du paragraphe II).



Postérieurement au dépôt, l'érosion régressive isole alors le karst par dénoyage, soit par création d'un nouvel exutoire, soit par l'enfoncement du lit du nouveau drain.

Cet ensemble est alors soumis à l'érosion qui va décaper partiellement les séries terrigènes (Trias, Wealdien, complexe gréseux supra-urgonien, ...), plus meubles, ainsi qu'une partie de la formation carbonatée. Les nodules d'oxydes de fer seront transportés mécaniquement et donneront les dépôts de remobilisation que l'on voit aujourd'hui au pied du versant sud de la barre urgonienne.

Un tel dispositif s'inscrit dans le schéma d'évolution hydrologique et morphologique de la province et semble être le seul qui puisse rendre compte tant de la disposition horizontale et verticale du remplissage que des données sédimentologiques.

VII.- CONCLUSION

Outre l'intérêt économique que présente la caractérisation de ces dépôts, l'étude de la formation minéralisée a permis de préciser l'évolution hydrologi-

que et morphologique de la province de Santander. Le schéma d'évolution proposé demeure cependant imprécis quant à l'âge du dépôt et ne prend pas en compte certains points comme l'origine du fer et du soufre nécessaires à la formation des sulfures de fer.

On aboutit néanmoins à une explication cohérente, tant de la distribution des remplissages que de leur intégration syn- et post-sédimentaire dans le contexte régional, proposant ainsi un cadre à l'étude des phénomènes connexes (altération des gisements métalliques Zn-Pb de la province...).

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. J. Garcia Iglesias qui nous a introduit sur le terrain, M. J.C. Touray qui a initié cette étude, M. M. Landin Saenz pour l'aide qu'il nous a apportée lors de l'étude de la mine d'Orconera, M. M. Tallet pour les sections polies, Mme Y. Chauvette pour les lames minces. Nous remercions également M. M. Lepiller qui a bien voulu nous faire profiter de ses compétences et de son expérience en matière de karstologie et qui nous a permis d'améliorer une première version de cet article.

BIBLIOGRAPHIE

- CARBALLO, J., 1912.- Descubrimiento de restos de «mammuth» y de otros mamíferos en el cuaternario ferrífero de Pamanes (Santander). *Bull. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 193-195.
- FARJANEL, G., 1987.- *Analyse palynologique de 3 échantillons en provenance de la mine de fer d'Orconera (Espagne)*. Etude B.R.G.M. 87 Géol. Séd. 018, inédit.
- I.G.M.E., 1976.- *Mapa geológico de España*. 1/50 000. hoja 19-04. Santander.
- MARY, G., 1971.- Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne (Espagne), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, Edit. Technip, 2: V 5.1 - V 5.12.
- MENGAUD, L., 1920.- *Recherches géologiques dans la région cantabrique*. Thèse Fac. des Sciences, Paris.
- ROHOU, P., 1984.- *Contribution à l'étude de la mine de fer d'Orconera. Cantabrie. Espagne*. Mémoire du D.E.A. Université d'Orléans, inédit.
- ROHOU, P., BARBANSON, L., LANDIN SAENZ, M. & PERTHUISOT, V., 1986.- Un exemple de karst fossile dans l'Urgonien cantabrique : la mine de fer d'Orconera (Province de Santander, Espagne). *Jornadas sobre el karst en Euskadi, San Sebastian* : 301-306.
- VAZQUEZ, F., 1983.- Depositos minerales de España. *I.G.M.E., Madrid*.