



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

LUNÉVILLE

par

F. MÉNILLET

LUNÉVILLE

La carte géologique à 1/50 000
LUNÉVILLE est recouverte
par la coupure LUNÉVILLE (N° 70)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

	Nancy	Parroy	Sarrebourg
Bayon	LUNÉVILLE	Cirey-sur-Vezouze	
Mirecourt	Rambervillers	Saint-Dié	

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LUNÉVILLE À 1/50 000**

par

F. MÉNILLET

avec la collaboration de

**M. DURAND, J. LE ROUX, S. CORDIER,
F. HANOT, F. CHARNET**

2^e édition

2005

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte* : MÉNILLET F., DURAND M., LE ROUX J., CORDIER S. (2005) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lunéville (269), 2^e édition. Orléans : BRGM. Notice explicative par : Ménillet F., avec la collaboration de Durand M., Le Roux J., Cordier S., Hanot F., Charnet F. (2005), 67 p.

- *pour la notice* : MÉNILLET F., avec la collaboration de DURAND M., LE ROUX J., CORDIER S., HANOT F., CHARNET F. (2005) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lunéville (269), 2^e édition. Orléans : BRGM, 67 p. Carte géologique par Ménillet F., Durand M., Le Roux J., Cordier S. (2005).

© BRGM, 2005. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1269-2

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE CETTE NOUVELLE ÉDITION</i>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ADMINISTRATIVE</i>	7
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE</i>	
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	10
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	11
Trias	11
Formations superficielles	26
TECTONIQUE	34
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	40
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	46
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	47
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	47
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	52
<i>RISQUES NATURELS</i>	54
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	54
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	56
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	57
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	57
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	57
<i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i>	58
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	58
AUTEURS	66
<i>ANNEXE 1 : ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	
<i>ENTRE LES DEUX ÉDITIONS</i>	
<i>DE LA FEUILLE LUNÉVILLE</i>	
<i>ET DES CARTES VOISINES</i>	67

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Position de la feuille Lunéville dans le contexte géomorphologique de la Lorraine orientale	8
Fig. 2 - Séquence caractéristique du Calcaire à entroques (d'après P. Düringer, 1984)	18
Fig. 3 - Séquence caractéristique des Couches à cératites (d'après P. Düringer, 1984)	20
Fig. 4 - Intensités macrosismiques (EMS 98) du séisme de Rambervillers du 22 février 2003 (d'après les relevés du Bureau central sismologique français (EOST – Strasbourg))	38

RÉSUMÉ

Situé en Lorraine orientale, le territoire couvert par la feuille Lunéville s'étend en contrebas des Vosges gréseuses, principalement sur le Plateau lorrain. En raison d'un faible pendage général des couches vers le Nord-Ouest, différentes formations du Trias (type germanique), affleurent en bandes successives ; cette disposition peut-être modifiée localement par la présence de failles. Au Sud-Est, la série gréseuse rouge du Buntsandstein, d'origine fluviatile pour l'essentiel, affleure à la faveur d'un panneau relevé par failles : le horst de Baccarat. Une transgression marine, au sommet du Buntsandstein, permet le dépôt des formations carbonatées du Muschelkalk, entrecoupées par l'épisode évaporitique du Muschelkalk moyen (marnes à anhydrite et sel gemme). Après l'épisode régressif de la Lettenkohle (dolomies et argiles), s'établit la grande lagune du Keuper moyen, où se sont déposées les Marnes irisées inférieures, à anhydrite comprenant la formation salifère de Lorraine qui débute au Nord-Ouest de Lunéville. La suite de la série du Keuper moyen et supérieur n'est conservée que sur des buttes témoins au Sud-Est de la feuille.

Les formations triasiques sont largement recouvertes par des formations superficielles, d'âge quaternaire pour l'essentiel : altérites peu évoluées, rares placages de lœss, formations de solifluxion et colluvions, sur les versants. Des lambeaux d'alluvions, datant probablement du Pléistocène moyen ancien, sont conservés sur des plateaux ou des buttes, tandis que les vallées actuelles (en particulier celle de la Meurthe) présentant des alluvions plus récentes disposées en terrasses.

La description des formations triasiques et quaternaires est complétée par plusieurs paragraphes traitant les aspects tectoniques, géodynamiques, ainsi qu'un aperçu sommaire sur des domaines importants de la géologie appliquée (ressources en matériaux, ressources en eau, risques naturels, sols et végétation). La notice se termine par une liste de références bibliographiques.

ABSTRACT

The Lunéville map area, located in eastern Lorraine at the foot of the sandstone Vosges Mountains, lies mainly on the Lorraine Plateau. Because of the generally low dip of the layers to the northwest, various Triassic formations -of the Germanic type- are exposed in successive strips. Locally, this arrangement can be modified by the presence of faults. In the southeast, red sandstone of the Buntsandstein, of mostly fluviatile origin, is exposed in the Baccarat horst, a panel that was uplifted by faults. A marine transgression over the top of the Buntsandstein favoured the deposition of Muschelkalk carbonate formations, which are interrupted by evaporitic Middle Muschelkalk anhydritic-marl and rock-salt deposits. After the regressive Lettenkohle episode (dolomite and claystone), the great Middle Keuper

lagoon was formed. Here, the Marnes irisées inférieures super formation, marl with anhydrite was deposited including the lorraine salt formation that now starts northwest of Lunéville. Middle and Late Keuper deposits are only preserved on outliers in the south-east of the map area.

The Triassic formations are largely covered by surficial deposits, mostly of Quaternary age. These include : little evolved weathering products, rare occurrences of loess veneer, and creep-and colluvial deposits on slopes. Slivers of alluvial material, probably of Early to Middle Pleistocene age, are conserved on plateaus or hillocks, whereas the present-day valleys, especially that of the Meurthe, contain more recent alluvial material arranged as terraces.

The description of Triassic and Quaternary formations is completed by several paragraphs on the tectonic and geodynamic aspects, as well as a summary overview of some important fields of applied geology, such as building-material resources, water resources, natural hazards, and soils and vegetation. Finally, a list of bibliographic references is given.

Remarques préliminaires

La carte géologique a pour vocation première d'être un document de travail pour les professionnels des sciences de la terre, que ce soit dans les domaines des applications de la géologie (génie civil, recherches de matériaux et d'eau, environnement, agronomie...), de la recherche fondamentale ou de l'enseignement. Malgré tous nos efforts pour rendre ce document accessible au plus grand nombre, la rigueur technique et scientifique nécessite l'emploi de termes propres à nos domaines d'études. Le lecteur pourra trouver la définition de la plupart des termes ne figurant pas dans les dictionnaires du français courant, dans le « Dictionnaire de Géologie » de Foucault et Raoult (1980 ou édition plus récente).

Les sondages cités auront leur numéro d'identification de la Banque des données du sous-sol du BRGM (BSS). Numéro complet (exemple 02684X0002) pour les sondages situés en dehors de la feuille ; numéros abrégés (exemple 1-45 pour 02691X0045), pour ceux qui sont implantés sur la carte, par souci d'homogénéité entre la notice et la carte.

Dans le cadre d'une harmonisation en cours de toutes les légendes des cartes géologiques à 1/50 000 de France, la plupart des notations des formations géologiques utilisées sur la carte Lunéville sont différentes de celles des cartes géologiques environnantes. Un tableau en annexe de cette notice présente les équivalences entre les notations anciennes et nouvelles.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE CETTE NOUVELLE ÉDITION

Un travail d'harmonisation de la cartographie du massif vosgien a confirmé d'importantes inexactitudes sur la première édition de la feuille Lunéville. Après une révision rapide, cette seconde édition en corrige les principales erreurs. En particulier, elle tient compte des données de terrain inédites de M. Durand et de J. Le Roux et surtout, elle se met en accord avec la géomorphologie que la première édition avait notoirement négligé.

Les conditions d'affleurement sont médiocres : couvert végétal largement prédominant, coupes rares, couverture d'altérites solifluée sur les versants, alluvions anciennes à recouvrement limoneux jusque sur les plateaux et très remaniés par solifluxion. Cette situation difficile n'a guère permis de subdiviser plus finement la série triasique que ne l'avait fait la première édition, contrairement à certaines feuilles voisines, comme celle de Cirey-sur-Vezouze. En revanche, le rendu des formations superficielles a été largement amélioré.

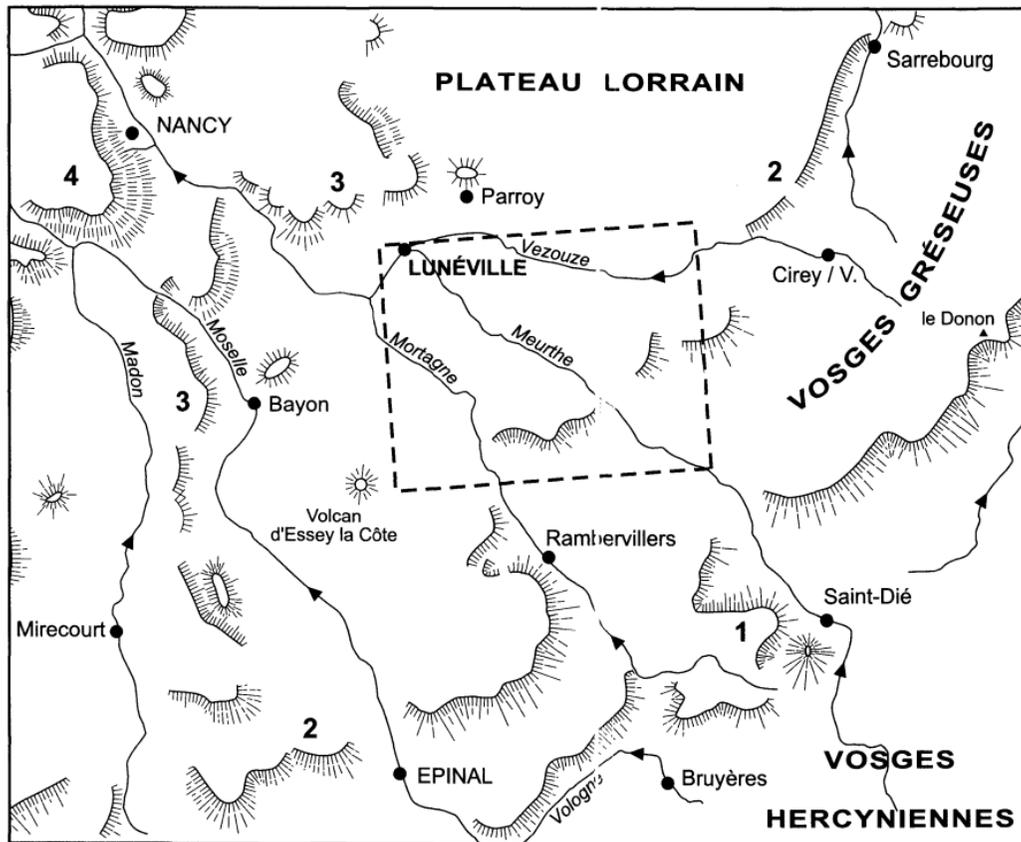
En l'absence de noms de formations officiellement déposés selon les règles internationales de nomenclature stratigraphique (1976) et actualisées pour la France par l'ouvrage « Stratigraphie, terminologie française » (Rey, coord., 1997), nous avons utilisé, comme sur les cartes géologiques voisines, les noms employés par les géologues régionaux. Ces termes sont répertoriés dans le « lexique des noms de formations » de la Synthèse géologique du bassin de Paris (Mégny, édit., 1980) qui présente les données essentielles sur les formations triasiques représentées sur la carte (M. Durand étant l'auteur principal des fiches consacrées au Trias).

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ADMINISTRATIVE

La feuille Lunéville se situe dans la partie orientale de la région « Lorraine », dans le département de la Meurthe-et-Moselle, à l'exception des communes de Saint-Pierremont, Domptail et Ménarmont relevant du département des Vosges. En terme de terroir, elle correspond aux parties centrale et méridionale du Lunévillois.

Dans un cadre géographique (fig. 1), du Sud-Est au Nord-Ouest, elle recoupe plusieurs unités géomorphologiques de la Lorraine, bien connues pour la disposition en croissants concentriques d'une succession de plateaux et dépressions avec :

- un tronçon, remonté par des failles, de la retombée des Vosges gréseuses vers l'Ouest : le horst de Baccarat, largement occupé par la forêt vosgienne ;
- la dépression péri-vosgienne, dans les marnes du Muschelkalk moyen, principalement exploitée en prairies alternant avec quelques bois et parcelles cultivées ;



Cuesta armée par :

- 1 le Grès vosgien du Buntsandstein
- 2 les calcaires du Muschelkalk supérieur
- 3 le Calcaire à gryphées arquées de l'Hettangien - Sinémurien
- 4 les calcaires du Dogger

Fig. 1 - Position de la feuille Lunéville dans le contexte géomorphologique de la Lorraine orientale

- la cuesta calcaire du Muschelkalk supérieur ;
- le Plateau lorrain, découpé ici en triangles par la Meurthe et deux de ses principaux affluents : la Vezouze au Nord et la Mortagne au Sud. À substrat calcaire dans sa partie sud-est, et argileux plus à l'Ouest, ce plateau s'étend plus loin vers l'Est au Nord du horst de Baccarat ;
- au Sud-Est de la feuille, le Plateau lorrain est dominé par les buttes témoins du Haut-du-Mont et de Giriville, armées par quelques niveaux durs du Keuper moyen et supérieur.

La dépression péri-vosgienne borde ici le horst de Baccarat, surtout dans sa partie sud-ouest où les affleurements de marnes du Muschelkalk moyen se terminent contre la faille de Ménarmont.

Entre la Meurthe et la Vezouze, le Plateau lorrain, largement recouvert d'alluvions anciennes et de limons, est en grande partie boisé ; c'est le massif forestier de Mondon. Ailleurs, les bois occupent encore de larges surfaces, en particulier sur les marnes du Keuper, mais avec de larges ouvertures couvertes de cultures, favorisées par le drainage, et de prairies.

APERCU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

En contrebas des Vosges gréseuses, la feuille Lunéville se positionne sur l'auréole triasique de la bordure orientale du bassin de Paris. Bordé au Nord par l'anticlinal de Pont-à-Mousson (Le Roux, 1980, 2000), ce territoire se situe sur le flanc sud du synclinal de Sarreguemines, grande structure régionale responsable du golfe cartographique qui déporte les contours du Trias vers le Nord-Est, entre Nancy et Sarreguemines. À la faveur du faible pendage général des couches vers le Nord-Ouest, différentes formations du Trias (de type germanique) affleurent en bandes successives ; cette disposition générale pouvant être modifiée localement par la présence de failles. Au Sud-Est, la série gréseuse rouge du Buntsandstein affleure sur le horst de Baccarat, panneau relevé par failles. On y observe de bas en haut : le Grès vosgien, le Poudingue de Sainte-Odile ou Conglomérat principal, les Couches intermédiaires et le Grès à *Voltzia* avec le passage des faciès fluviatiles aux faciès marins côtiers. Plus argileux et souvent dolomitique, le Grès coquillier du Muschelkalk inférieur est suivi vers le Nord-Est par des calcaires déposés en milieu littoral.

Après l'épisode évaporitique du Muschelkalk moyen (marnes, anhydrite, sel gemme et dolomies), apparaissent des calcaires de barre récifale à entroques, puis les calcaires bioclastiques et les marnes des Couches à cératites qui marquent la reprise et le maximum de la transgression marine du Muschelkalk. Ces formations carbonatées arment la cuesta du Plateau lorrain. Après l'épisode régressif de la Lettenkohle (dolomies et argiles), s'établit la grande lagune du Keuper moyen, où se déposent les Marnes irisées inférieures, à anhydrite qui renferment la formation salifère de lorraine au Nord-Ouest de Lunéville.

La suite de la série du Keuper moyen n'est représentée que sur des buttes témoins au Sud-Est de la feuille (Grès à roseaux, Marnes irisées moyennes, Dolomie de Beaumont, Argiles de Chanville, Argiles bariolées dolomitiques, Grès rhétiens).

Formant une couverture très étendue, les formations superficielles comprennent des altérites, généralement peu évoluées, de rares placages de lœss, et des formations de versant mises en place par gélifluxion, cryoreptation et colluvionnement. Les alluvions les plus anciennes, probablement d'âge pléistocène moyen ancien, sont conservées en lambeaux résiduels sur des plateaux ou des buttes ; les autres alluvions sont liées aux vallées actuelles et disposées en terrasses.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

La feuille Lunéville se situe sur le bord sud-est du bassin carbonifère lorrain. Le seul sondage profond effectué sur la carte est celui de Ménil-Flin 7-1, effectué de 1886 à 1890 (Liétard, 1888, et archives R. Nickles, École de géologie de Nancy). Sous le Grès vosgien du Buntsandstein (Trias inférieur), il a recoupé 257 à 350 m (selon les interprétations), d'une alternance de schistes et grès rouges, attribués au Permien par l'Ingénieur des mines Cousin. Le Stéphanien est probablement représenté dans la partie occidentale de la carte où, à proximité, d'épaisses couches lui sont attribuées dans deux sondages qui n'ont pas atteint la base de l'étage :

– à 2,5 km de la limite occidentale de la carte, à Mont-sur-Meurthe (02684X002), avec 256 m de schistes et grès renfermant une très mince veine de houille à *Sphenophyllum oblongifolium*, *Calamites* sp. et *Pecopteris* sp., dans leur partie supérieure ;

– un peu plus au Sud, à Méhoncourt, le sondage 02684X0048 (BLM 1) a recoupé 556 m de grès, avec intercalations de conglomérats dans leur moitié inférieure, et des passées d'argile silteuse dans la partie supérieure.

Au-dessus, dans les deux sondages, le Permien débute par des dépôts volcaniques épais (470 m à Méhoncourt ; 302 m à Mont-sur-Meurthe). Constituée principalement de coulées d'andésites massives et de brèches volcaniques, la série se termine avec des brèches volcaniques contenant des tufs rhyolitiques dans le sondage BLM 1. À Embarménil, à la base du sondage EBL 1 (02317X0010), sur la feuille Parroy, à 14 km à l'ENE de Lunéville, une succession volcanique similaire a été datée du Permien, par la méthode K/A ; des profils sismiques y montrent nettement l'existence de cônes volcaniques (Carasco, 1987, d'après des documents CFP, 1986). Il est probable que ces roches volcaniques soient présentes en profondeur dans l'angle nord-ouest de la carte. Cette série est recouverte par des dépôts gréseux et argileux, épais de 365 m à Mont-sur-Meurthe et de 313 m à

Emberménil (tronqués par faille dans le sondage BLM 1). À Emberménil, les 206 m inférieurs ont été rattachés aux Couches de Champenay (stratification oblique d'origine deltaïque ou éolienne) du bassin de Saint-Dié et les 107 m supérieurs, à passées conglomératiques, aux Couches de Saint-Dié.

Les terrains affleurants dans la partie sud-est de la feuille s'enfoncent en direction de Lunéville, bien en dessous du niveau des vallées. Nous sommes principalement renseignés sur leur lithologie et leurs épaisseurs sous couverture, par une dizaine de sondages qui atteignent le Grès vosgien et qui s'échelonnent, dans la vallée de la Meurthe, de Gélacourt à Lunéville. Les données de ces sondages seront indiquées dans la description des terrains affleurants.

TERRAINS AFFLEURANTS

TRIAS

Au sein d'un vaste ensemble couvrant la Lorraine, l'Alsace et le Sud de l'Allemagne, le Trias de la feuille Lunéville est de type « germanique », avec les trois termes qui l'ont défini, de bas en haut :

- le **Buntsandstein**, essentiellement constitué de grès d'origine fluviale, avec des influences marines pour sa formation sommitale (Grès à *Voltzia*) ;
- le **Muschelkalk**, avec des dépôts plus ou moins carbonatés de vasière marine, puis des dépôts fins de lagune avec des évaporites, et enfin des calcaires de plate-forme marine ;
- le **Keuper** où prédominent des faciès argileux lagunaires à évaporitiques.

Ces subdivisions ne sont pas des « étages » qui correspondent à des intervalles de temps isochrones définis par des instances internationales. Ces termes et leurs subdivisions sont des unités lithostratigraphiques (caractérisées par leur lithofaciès) dont les limites peuvent être diachrones.

Buntsandstein (Trias inférieur)

Buntsandstein moyen

Le Buntsandstein moyen comprend deux formations : le Grès vosgien et le Conglomérat principal ou Poudingue de Sainte-Odile.

t1-2V. **Grès vosgien (Buntsandstein moyen) (200 à 317 m)**. C'est surtout la partie supérieure de cette formation qui affleure dans l'angle sud-est de la feuille Lunéville. Dans ce secteur, son épaisseur atteint et dépasse 200 m. Au centre de la carte, dans le sondage 7-1 de Ménil-Flin, les évaluations de puissance vont, selon les interprétations, de 200 m (vraisemblablement sous-estimée, mais avec un excédent de 50 m pour l'ensemble Couches intermédiaires, Grès à *Voltzia*, Grès coquillier) à 317 m à Ménil-Flin (Liétard, 1888).

Le Grès vosgien se présente en bancs lenticulaires de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. Il est constitué de grains de quartz roulés, généralement bien calibrés, auxquels sont associés des feldspaths (15 %, en moyenne). Il comprend deux faciès principaux :

- un faciès grossier (mode voisin de 0,5 mm), généralement bien cimenté par le nourrissage des grains de quartz, peu argileux, se présentant en bancs à stratifications souvent obliques, arquées et tabulaires (faciès de chenal fluvial, J.-C. Gall, 1972, 1985) ;
- un faciès fin (mode 0,2 à 0,3 mm), plus sombre et plus argileux, en bancs à stratifications subhorizontales (faciès de flaque de J.-C. Gall, 1972) qui correspond en fait aux faciès de plaine inondable, déposés entre les chenaux. Quelques intercalations de dépôts éoliens y sont signalées. C'est ainsi qu'à Raon-L'Étape, (feuille Saint-Dié), à environ 1,5 km de l'angle sud-est de la feuille Lunéville, est préservée la partie basale d'une grande dune de type longitudinal (Durand, 1987). Très complexe, la répartition des chenaux est liée aux variations, dans l'espace et le temps, de la dynamique fluviale à l'époque de la sédimentation. La teinte rose est due à des oxydes de fer, piégés dans les enduits siliceux ou argileux qui entourent les grains. Le sondage 1-45 a traversé 5 niveaux conglomératiques ; en prenant comme repère le sommet de la formation : de - 8 à - 13 m, - 35 à - 44 m, - 46 à - 49 m, - 69 à - 73 m, - 84 à - 85 m.

t1-2P. Conglomérat principal ou Poudingue de Sainte-Odile (Buntsandstein moyen) (10 à 30 m). Moins usité, bien que retenu pour le « référentiel géologique » du BRGM, ce second nom de formation est plus conforme aux conventions en matière de lithostratigraphie et permet d'éviter toute confusion avec un autre conglomérat. La matrice est en tous points semblable à celle des grès sous-jacents. C'est un niveau repère remarquable, formant par sa résistance à l'érosion, un niveau de falaise et de rochers dont les formes pittoresques sont un des principaux attraits touristiques des Vosges gréseuses. Son épaisseur est comprise entre 10 et 30 m, et varie de façon irrégulière :

	Lunéville			Chenevières		Flin	Gélaucourt
Sondage	1-40	1-45	1-43	2-2	2-30	7-36	7-35
Épaisseur	10	17	21	25	30	16	27*

* épaisseur comprenant peut être la base des Couches intermédiaires qui peuvent renfermer un conglomérat, car l'épaisseur donnée à cette formation est anormalement faible ; même remarque pour le sondage 7-6 à Fontenoy-la-Joûte, avec 34,5 m pour t1-2P et 34 m pour les Couches intermédiaires.

Ce poudingue résulte de l'accumulation de galets de quartz filonien blancs, de quartzites gris à roses (certains d'âge dévonien avec quelques spirifers connus ; la majorité probablement d'âge ordovicien ou silurien) et de lydiennes dont l'âge silurien est confirmé par toute une faune de graptolithes (Noël, 1905). Localement, des galets présentent un façonnement éolien (Durand, 1972). Ce poudingue, fortement cimenté, affleure sur les deux rives de la Meurthe en amont de Baccarat où son épaisseur mesure 20 m environ et s'enfonce sous la ville à partir de la cristallerie (sondage 7-26).

Buntsandstein supérieur et le Muschelkalk inférieur

Remarques préliminaires

Le Buntsandstein supérieur et le Muschelkalk inférieur forment un ensemble qui comprend plusieurs formations :

- les Couches à <i>Orbicularis</i> - le Complexe de Volmunster - le Grès coquillier <i>sensu stricto</i>	Muschelkalk inférieur
- le Grès à <i>Voltzia</i> - les Couches intermédiaires	Buntsandstein supérieur

Il a été subdivisé en deux unités cartographiques : les Couches intermédiaires, à la base et les autres formations regroupées au-dessus.

Buntsandstein supérieur, formation inférieure

t2-3C. **Couches intermédiaires : grès roses à lie-de-vin, à intercalations lenticulaires de silts argileux (Buntsandstein supérieur) (environ 50 m).** Les Couches intermédiaires affleurent rarement. Leur épaisseur apparaît voisine de 50 m dans le bois de Grammont. Selon les sondages, elle s'amenuise vers le centre de la feuille (secteur de Gélacourt à Chenevières) pour s'épaissir de nouveau à Lunéville.

	Lunéville			Chenevières	Flin	Gélacourt
Sondage	1-40	1-45	1-43	2-30	7-36	7-35
Épaisseur	58,5 m	59 m	55 m	44 m	34 m	19* m

* épaisseur anormalement faible, à laquelle il faut peut-être ajouter une partie des 27 m attribués au Pou-dingue de Sainte-Odile sous-jacent.

Dans le forage de Saint-Clément (2-4), L. Guillaume (1938) leur attribue une épaisseur de 54 m et elle serait de 56,5 m dans le sondage 3-1 à Manonviller.

Les Couches intermédiaires sont constituées de grès rouge lie-de-vin, souvent assez argileux, en bancs mal définis, entrecoupés de quelques niveaux argileux rouge violacé, lenticulaires. Ils renferment beaucoup de feldspaths et souvent des micas blancs (muscovite) dans les bancs de grès fins. Les grains de quartz des Couches intermédiaires diffèrent de ceux du Grès vosgien par leur forme anguleuse à subanguleuse. Des mouches noirâtres d'oxydes de manganèse sont souvent abondantes. Fréquemment, du col de Saverne au Sud des Vosges, la base des Couches intermédiaires présente des lentilles argileuses, pouvant renfermer des nodules ou lentilles de dolomie et de petits accidents siliceux blanc, verdâtre ou fréquemment rose, d'où leur fréquente appellation de « cornaline ». Ce niveau appelé « Zone limite violette » (J. Perriaux, 1961) n'a été reconnu que dans le sondage 7-7 à Azerailles, avec une

épaisseur de 4 m et dans celui de Manonviller (3-1), avec une puissance de 6 m. Discontinu, ce niveau existe probablement en de nombreux autres endroits. Il correspond à un épisode de grand développement de marécages, plus ou moins asséchés, avec formation de sols et ébauche d'encroûtement siliceux (silcrète ; Durand et Meyer, 1982).

Buntsandstein supérieur et Muschelkalk inférieur indifférenciés

t2-3V-O. **Grès à *Voltzia*, Grès coquillier, Complexe de Volmunster, Couches à *Orbicularis* (Buntsandstein supérieur et Muschelkalk inférieur) (± 20 m).** Cet ensemble est difficile à subdiviser, en raison du manque d'affleurements, de l'absence de coupes de sondages très détaillées et de variations latérales de lithofaciès. La succession Grès à *Voltzia*, Grès coquillier, Complexe de Volmunster (= Couches de Bois Coupé), Couches à *Orbicularis*, est bien établie vers le Nord-Est de la carte, le forage AEP d'Autrepierre (02318X0011, feuille Parroy) donnant la coupe de référence locale, en particulier pour les épaisseurs. Vers le Sud et le Sud-Ouest, les deux unités supérieures se terminent en biseau, puis le faciès « Grès à *Voltzia* » se développe aux dépens du Grès coquillier.

• **Le Grès à *Voltzia***, est bien identifié par son faciès inférieur, grès souvent fin en bancs massifs, gris, rose ou blanchâtre, à délits très micacés : le « Grès à meules ». Il a une vingtaine de mètres d'épaisseur dans les coupes de sondages de la vallée de la Meurthe où la partie supérieure du Grès à *Voltzia*, le « Grès argileux », est vraisemblablement, groupée avec le « Grès coquillier ».

Le Grès à meules a été très exploité en carrières, en particulier à Criviller, au Nord de Baccarat, et à Merviller, pour des usages variés dans la construction, en particulier les pierres d'encadrement de portes et fenêtres. Il se présente en bancs épais de 1 à 10 m, très finement lités, micacés, qui se terminent souvent par une surface couverte de rides de courant (ripplemarks). La partie inférieure des bancs contient fréquemment des restes de plantes flottées, en particulier du conifère primitif *Voltzia heterophylla* qui a donné son nom à la formation. Beaucoup plus rares sont les restes de vertébrés, comme le poisson *Colobodius praemaximus*, découvert dans les carrières de Baccarat (Corroy, 1928). Homogène, à grain régulier et souvent assez fin, la masse principale des bancs constitue la partie exploitée (« Grès sains » de J.-C. Gall, 1971). Dans les carrières des Vosges du Nord, sur ces bancs reposent souvent des argilites particulièrement riches, en restes animaux (collection privée L. Grauvogel ; J.-C. Gall, 1971) et végétaux (Fliche et Zeiller, 1910 ; Grauvogel-Stamm, 1978) bien conservés, de milieu palustre, lagunaire et même de vasière marine dans la partie supérieure de la formation. Parmi les fossiles les plus spectaculaires, à parties molles conservées, signalons des insectes, des scorpions, des crustacés et des méduses. Le grès argileux présente une

succession, de teinte brun-rouge à passées vertes ou blanchâtres, de petits bancs de grès et de couches d'argile (faciès prédominants de plaine d'inondation), renfermant souvent des lentilles de grès dolomitique ou de dolomie gréseuse ocre à faune marine (*Lingula tenuissima*, *Hoernesia socialis*, *Gervillia costata* et *Myophoria vulgaris*).

Dans la littérature une « Argile limite », de teinte rouge, qui passe très rapidement de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur, est indiquée comme un horizon repère terminant le Grès à *Voltzia*. Ce niveau n'est pas constant et n'existe pas partout. Seuls les sondages 7-6 à Fontenoy-la-Joûte (épaisseur 1 m, et 3-1 à Manonviller (épaisseur 4 m) mentionnent une argile rouge à la limite du Grès à *Voltzia* et du Grès coquillier.

Dans le Sud des Vosges, le Grès à *Voltzia* a été daté de l'Anisien inférieur à moyen par la malacofaune (Durand et Jurain, 1969) ; cet âge est confirmé dans les Vosges du Nord par la microfaune (Koehn-Zaninetti *et al.*, 1969) et par une microflore à *Hexasaccites muelleri* et *illinites kosankei* (Adloff et Doubinger, 1969 et 1978). Toutefois, cette formation est diachrone et de plus en plus jeune en allant vers l'Ouest et le Sud-Ouest (Durand et Jurain, 1969).

Muschelkalk (Trias moyen)

Muschelkalk inférieur

Le Muschelkalk inférieur débute généralement par des grès plus ou moins argileux et dolomitiques, constituant la formation qualifiée de « Grès coquillier ». Notons que cette formation a parfois été désignée dans la littérature sous le nom de « Grès de Ruaux », du nom d'une localité fossilifère des Vosges méridionales ; mais cet usage doit être abandonné, car les faunes de Ruaux proviennent en fait du Grès à *Voltzia* (Durand et Jurain, 1969 et Durand, 1980). Ce niveau gréseux inférieur est encore bien délimité dans le sondage de Saint-Clément (2-4 ; Guillaume, 1938), avec une épaisseur de 18,75 m.

Ces grès peuvent contenir des passées plus argileuses, probablement plus nombreuses vers le Nord-Est. Vers le Sud et l'Ouest, ce faciès gagne tout le Muschelkalk inférieur, ainsi trouve-t-on tantôt le terme de « Grès coquillier » utilisé dans un sens strict, tantôt employé dans un sens plus large, couvrant tout le Muschelkalk inférieur.

Dans le secteur de Lunéville, les coupes de sondages ne mentionnent que le faciès gréseux pour l'ensemble du Muschelkalk inférieur. Dans le sondage de Saint-Clément (2-4), la partie médiane du Muschelkalk inférieur (7,25 m) est déjà en partie gréseuse, avec des grès francs, des grès dolomitiques et des argiles sableuses rouge foncé ; elle correspond sensiblement au Complexe de Volmunster du Nord-Est de la Lorraine (Ménillet, 1980), aux Couches de Bois-Coupé de la feuille Cirey-sur-Vezouze ou encore aux Marnes à *Myacites* (dans un sens très large de « partie médiane argileuse du Muschelkalk inférieur »). Au-

dessus, L. Guillaume (1938) y a reconnu la Dolomie à *Myophoria* (*Neoschizodus*) *orbicularis*, avec une épaisseur de 3,75 m. Le niveau dolomitique compris entre -190 et -194 m au sondage de Laronxe (2-36) peut être attribué à cette formation qui pourrait encore exister à Moncel-lès-Lunéville (sondage 1-3). Comme en dehors de ce secteur, aucun sondage ne la mentionne dans la vallée de la Meurthe, la Dolomie à *Orbicularis* de Laronxe et Montcel semble marquer une avancée extrême de ce faciès vers le Sud-Ouest, probablement dans l'axe d'un golfe plus ouvert sur le large. La Dolomie à *Orbicularis* peut être glauconieuse ou oolitique, comme dans le sondage 3-1, à Manonviller. Les épaisseurs du Muschelkalk inférieur données par les autres sondages sont assez variables :

	Lunéville			St-Clément	Flin	Azer.	Gélacourt
Sondage	1-40	1-45	1-43	2-4	7-36	7-7	7-35
Épaisseur	34 m	24 m	10 m	29,75 m	16 m	39 m	38 m

Deux épaisseurs anormalement faibles apparaissent dans les sondages 1-43 et 7-36 qui pourraient s'expliquer, pour ce dernier, par la proximité de la flexure de Flin. Dans le sondage 3-1, à Manonviller, la puissance du Muschelkalk inférieur serait de 24 m.

Muschelkalk moyen

t3R-B. **Couches rouges, Couches grises et Couches blanches (Muschelkalk moyen indifférencié) (54 à 68 m)**. Constituées en prédominance de marnes, les formations du Muschelkalk moyen ont été facilement érodées et déterminent une étroite zone déprimée à la limite occidentale des Vosges gréseuses. Elles n'ont pas été étudiées en détail dans le cadre de la carte ; la coupe de référence la plus proche est fournie par les sondages S1 et S2 de Sarrebourg (Geisler, 1978 et Geisler-Cussey, 1986 ; Adloff *et al.*, 1982).

- **Les Couches rouges** (t3R) constituent la Formation inférieure du Muschelkalk moyen. Elles sont localement appelées « Argiles de Pexonne », car elles étaient exploitées dans cette localité située au Sud-Est de Sainte-Pôle (feuille Cirey-sur-Vezouze). Dans la vallée de la Meurthe, l'épaisseur des Couches rouges est généralement comprise entre 20 et 25 m. Leur teinte rouge-brun est souvent bariolée de vert ou de gris. Elles renferment habituellement des lentilles et nodules de gypse, mais aussi quelques passées sablo-gréseuses ou dolomitiques, en particulier dans la partie inférieure de la formation. L'argilière de Pexonne exploitait la partie altérée, proche de la surface, dépourvue de gypse et de carbonates. Selon D. Geisler-Cussey (1986), le pourcentage de carbonate des couches rouges est souvent inférieur à 10 % et ne dépasse pas 30 % ; la fraction argileuse est constituée d'illite et de chlorite.

- **Les Couches grises** (t3G) sont constituées d'un ensemble de marnes, de teinte dominante gris foncé, avec gypse et anhydrite, sel gemme

dans leur partie inférieure et bancs dolomitiques dans leur partie supérieure. Dans leur tiers inférieur, elles peuvent renfermer des passées rougeâtres. La première rencontrée en sondage, très constante, le « Repère Louis Guillaume », permet de subdiviser la formation en Couches grises inférieures contenant du sel gemme (position du gisement de sel de Sarralbe, en Moselle) et les Couches grises supérieures qui en sont dépourvues (Guillaume, 1938).

Le « Repère Louis Guillaume » a été identifié à Lunéville et à Saint-Clément, dans la vallée de la Meurthe ; épaisseurs en mètres :

	Lunéville		Moncel	Saint-Clément	Laronxe	Chenevières		Flin	Azer.
Sondage	1-40	1-45	1-3	2-4	2-36	2-2	2-30	7-36	7-7
C. Grise sup.	40	35		47,25				49	
Repère L. G.	+	+		+					
C. Grise inf.	17,5	24		20				18	
Dont sel	3	3,4	+	+	+		12		15
Total t3R-B	57,5	59	54	67,25	51	70		68	

L'épaisseur du Muschelkalk moyen diminue probablement vers le Sud et augmente vers le Nord. Au Nord de Verdental, à Autrepierre (sondage 02318X0011, feuille Parroy), elle atteint 103 m.

Dans le sondage 1-45, les Couches grises supérieures débutent par un banc d'anhydrite massive de 8 m d'épaisseur.

Vers le tiers supérieur de la formation on peut recueillir dans les labours et dans le secteur nord-est de la feuille des silexites oolitiques à foraminifères.

Encore nombreux dans la vallée de la Meurthe, les bancs et niveaux lenticulaires de sel se terminent probablement tous en biseau vers le Sud-Ouest et peuvent être remplacés latéralement par un niveau de dolomie oolitique. La coupe du sondage 3-1, à Manonviller ne mentionne aucun niveau de sel gemme ; le « Repère Louis Guillaume » y est identifié, avec une épaisseur de 24 m pour les Couches grises inférieures et de 47 m pour les Couches grises supérieures.

• **les Couches blanches** (t3B), sont constituées par quelques bancs de dolomie ou calcaire dolomitique beige à grain fin, souvent friable, avec une épaisseur moyenne de 5 m. Très fins, les petits cristaux de dolomite sont souvent mal cimentés, donnant à la roche un aspect crayeux à finement granuleux. Les Couches blanches peuvent présenter des intercalations marneuses, souvent à leur base, ce qui rend parfois difficile l'interprétation des coupes de sondages, d'autant plus que la partie supérieure des Couches grises peut être localement chargée en bancs dolomitiques dont la couleur peut être gris-beige à beige. Selon D. Geisler-Cussey (1986), les Couches blanches seraient constituées de 5 séquences débutant par des faciès argileux verts, surmontés

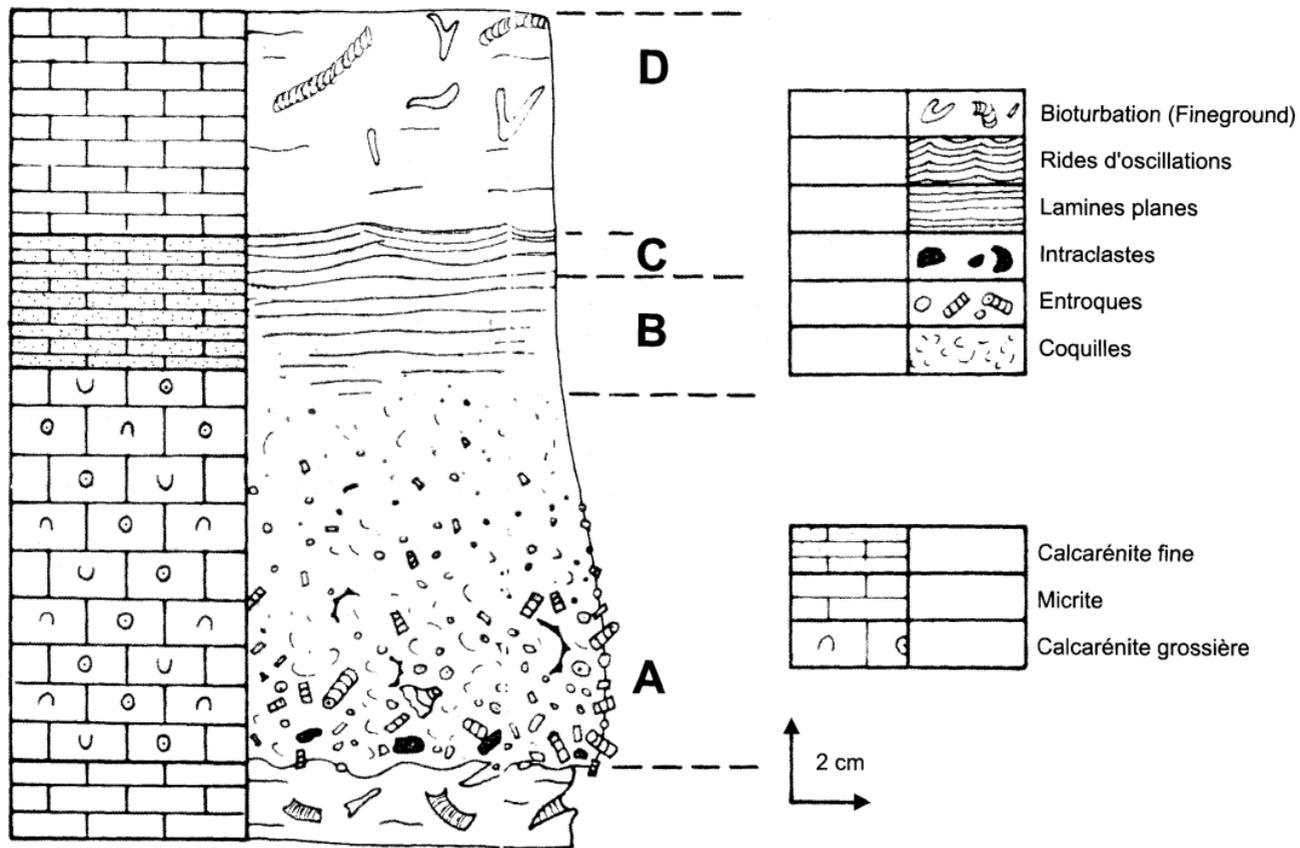


Fig. 2 - Séquence caractéristique du Calcaire à entroques (d'après P. Düringer, 1984)

par des argiles dolomitiques, puis des dolomies grossières et enfin des dolomies à grain fin ; les termes dolomitiques devenant plus importants vers le haut. Le dernier banc, pouvant avoir une épaisseur de 2 m, a été utilisé par L. Guillaume (1938) comme un niveau repère. À Saint-Clément, dans le sondage 2-4, L. Guillaume (1938) n'a cependant pas individualisé les Couches blanches des Couches grises. Dans le sondage 1-40 (Lunéville), les couches blanches se terminent par un banc de gypse blanc, saccharoïde et massif. Enfin, dans le sondage 3-1, à Manonviller, avec une épaisseur ne dépassant pas 2 m, les bancs attribués aux Couches blanches pourraient correspondre au niveau repère dolomitique dit de « Louis Guillaume ».

Étant masquées sous les éboulis des calcaires surincombants, les Couches blanches affleurent rarement.

Le Muschelkalk moyen lorrain a été daté de l'Anisien supérieur grâce aux conodontes en Allemagne (Kozur, 1972), et à la palynologie en Lorraine (Adloff *et al.* 1982), en particulier aux environs de Sarrebourg.

Muschelkalk supérieur indifférencié

t3-4C-T. **Calcaire à entroques, Couches à cératites, Calcaire à térébratules (Muschelkalk supérieur) (55 à 70 m)**. Il comprend 3 formations : de bas en haut : le Calcaire à entroques (8 à 9 m), les Couches à cératites (40 à 50 m), le Calcaire à térébratules (4 à 8 m).

La coupe de référence est actuellement celle de la carrière de la cimenterie d'Héming (feuille Sarrebourg : Haguénauer, 1961, 1963 ; Düringer, 1984, 1999).

Avec une prédominance de bancs de calcaire dur, les formations du Muschelkalk supérieur déterminent la première cuesta calcaire lorraine en venant du Massif vosgien. Cette cuesta se suit bien de Vallois à Brouville, souvent jalonnée dans sa partie inférieure par les carrières qui exploitaient le Calcaire à entroques, comme pierre de taille.

• **Le Calcaire à entroques** (t3-4C) est constitué de bancs dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 2 m, souvent riches en « articles » de tiges d'encrines : *Encrinus liliiformis*. B. Haguénauer (1963) et P. Düringer (1984) l'ont interprétée en analyse séquentielle (fig. 2) ; leurs schémas présentant de nombreuses variations. Les séquences ne débutent pas à la base des bancs mais au milieu, par une calcarénite grossière, ravinant la calcarénite fine de la partie inférieure du banc. Interprétée parfois comme un dépôt de barrière récifale, il s'agirait plutôt d'une « barre sableuse littorale ». Ce calcaire est souvent finement oolitique. La partie supérieure de la séquence correspond aux dépôts du lagon fermé par la barre littorale. Les accidents siliceux secondaires sont fréquents. Beige en affleurement, le Calcaire à entroques est beige ou gris en sondage. Il est fréquemment karstifié et à l'origine de puits karstiques pouvant remonter jusqu'au sommet du Muschelkalk supérieur et même jusqu'à la Lettenkohle et la base des Marnes irisées.

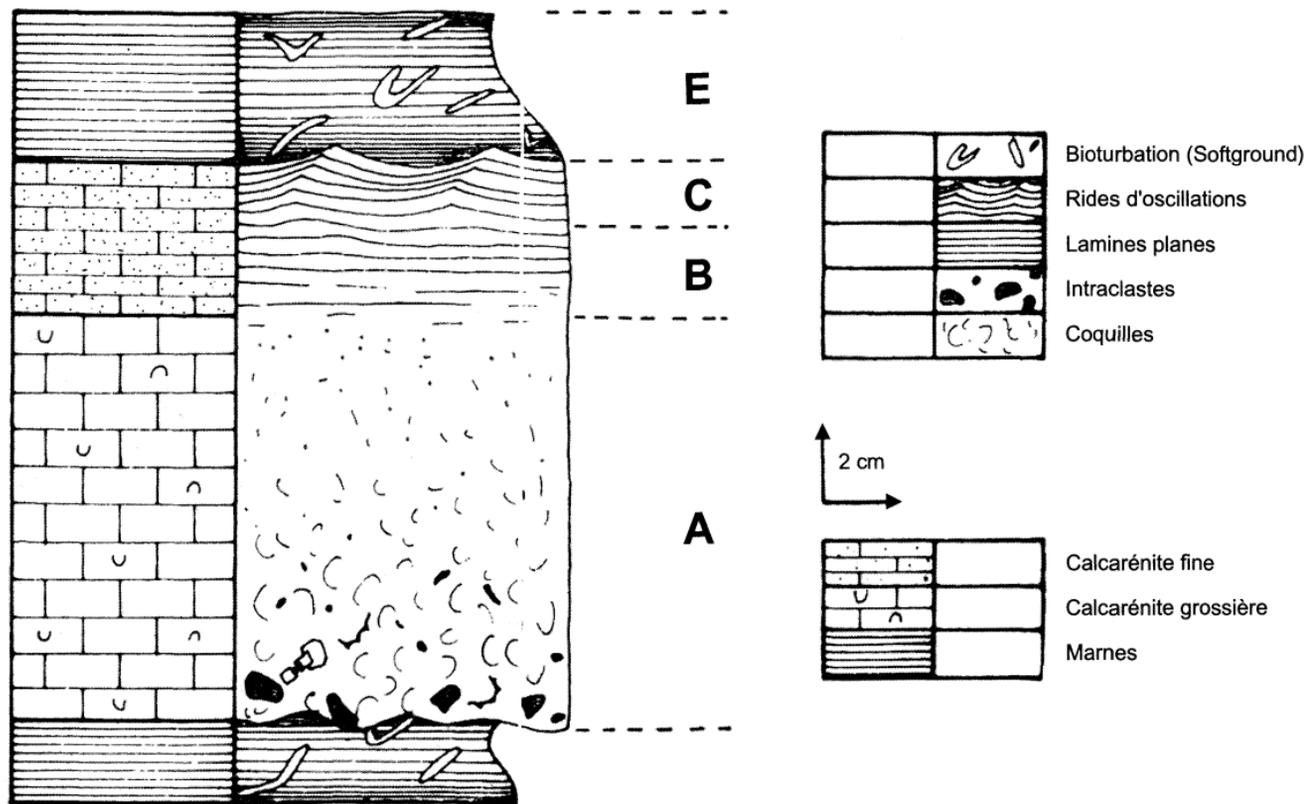


Fig. 3 - Séquence caractéristique du Calcaire à cératites (d'après P. Düringer, 1984)

- Le Calcaire à entroques a été daté en Lorraine de l'Anisien terminal par les conodontes (Kozur, 1972 ; Khatib-Nguyen-Thi, 1977).

• **Les Couches à cératites** (*Ceratites compressus* et *evolutus*, dans la partie inférieure ; ensuite *Ceratites enodis*, puis *Ceratites nodosus*) sont constituées par une longue alternance de bancs calcaires et de couches de marnes, en disposition séquentielle (Haguenaer, 1963 ; Düringer, 1984) (fig. 3). La plupart des bancs calcaires sont bioclastiques, grossiers à la base avec intraclastes foncés, ils s'affinent vers le haut. Ces calcaires correspondent à des éléments d'origine littorale transportés par des courants de retour, vers le large, lors de tempêtes exceptionnelles (Düringer, 1984 ; Aigner, 1985). Les silts argileux et calcaires se sont déposés en milieu distal, au large. La faune est abondante et adaptée à un milieu plus calme : elle comprend *Ceratites germanonutilus*, de nombreux bivalves associés aux fonds vaseux (*Hornesia*, *Bakevella*, *Plagiostoma*, *Pleuronectites*, *Myophoria*) ou installés sur d'autres coquilles (*Placunopsis*, *Enantiosreon*) et des organismes fouisseurs (annélides ou arthropodes) dont les terriers en « U » (*Rhizocorallium*) se dessinent fréquemment au sommet des bancs.

Notons que dans le sondage 1-40, à Lunéville, les 12 m inférieurs des Couches à cératites sont constituées de marnes « noires » à passées d'anhydrite massive.

Les Couches à cératites ont été datées du Ladinien par les conodontes (Kozur, 1972 ; Khatib-Nguyen-Thi, 1977). À Héming (feuille Sarrebourg) Düringer et Haghorn (1987) y ont récolté *C. (Acanthoceratites) Evolutus* dont les formes *bispinatus* et *E. Evolutus*, dans la partie inférieure de la formation ; plus haut, plusieurs formes de *C. (Acanthoceratites) spinosus* dont *S. Spinosus*. Enfin, à un niveau élevé, *C. (Acanthoceratites) sublaevigatus*. Dans la microflore, les acritarches et les tasmanacées sont abondants.

Notons que dans de nombreuses collections, en particulier en Allemagne, la provenance de cératites est notée « gare de Lunéville ». Il s'agit probablement des tranchées de chemin de fer de Mont-sur-Meurthe (feuille Bayon) où le Muschelkalk supérieur affleure et non de l'emplacement même de la gare, située sur les Marnes irisées inférieures.

• **Le Calcaire à térébratules** termine le Muschelkalk supérieur avec des gros bancs de calcaire gris, localement riches en térébratules (*Coenothyris vulgaris*), formant parfois des lumachelles. Parmi les ammonoïdes, *Ceratites dorsoplanus* est la plus fréquente. Le Calcaire à térébratules est souvent partiellement dolomitisé et donne à l'altération un cortex jaunâtre et friable. Il existe souvent un banc plus épais (banc principal à térébratules, parfois seul dans le secteur). Les lumachelles à térébratules et les récifs à *Placunopsis* (Düringer, 1987) qui le recouvrent de place en place, n'ont pas été observés sur la feuille. Le Calcaire à térébratules se situe dans la zone à Discoceratites.

Keuper (Trias supérieur)

Keuper inférieur ou Lettenkohle

t4-5. **Dolomie inférieure, Argiles moyennes, Dolomie limite (Lettenkohle) (20 m environ)**. Définie en Allemagne comme terme inférieur du Keuper, la « Lettenkohle » a longtemps été considérée en Lorraine comme un terme de passage entre deux ensembles à intérêt économique : les Calcaires du Muschelkalk supérieur et les Marnes irisées du Keuper. Cette Lettenkohle est maintenant incluse dans le Keuper par les géologues français, selon l'usage de la plupart des pays à Trias de type germanique (Courel *et al.*, in Mégnién, 1980). Actuellement, les instances géologiques allemandes placent la limite supérieure du Muschelkalk au sommet de la Dolomie inférieure et groupent les deux autres formations sous le nom de « Lettenkeuper », ou plus récemment, sous le terme de « Erfurt Formation » (Bachmann *et al.*, 1999).

La meilleure coupe a été observée à Chaufontaine, au Sud de Lunéville, lors du creusement de la tranchée de chemin de fer (Lebrun, 1851). Elle affleure encore à l'Ouest de la ville au Moulin de Xerbéville, feuille Bayon (Hilly *et al.*, 1977), que l'on peut comparer à celle donnée par R. Meyer (1973) à Sercoeur (feuille Rambervillers). Sur la carte, la Lettenkohle n'affleure guère ; au plus observe-t-on très localement des fragments de la Dolomie inférieure à la surface des champs.

La Lettenkohle des environs de Lunéville a livré, principalement au XIX^e siècle, une grande quantité de restes de vertébrés : dents et pièces osseuses de nombreux genres de poissons, de reptiles nageurs et d'amphibiens (Corroy, 1928) dont la localisation stratigraphique précise n'est malheureusement pas toujours possible.

Sur la feuille Lunéville, la Lettenkohle a une vingtaine de mètres d'épaisseur avec :

- **La Dolomie inférieure** constituée de bancs de dolomie ou de calcaire dolomitique à grain fin, gris foncé en sondage, beige ocreux à l'affleurement, pouvant présenter quelques intercalations de marnes grises ou noires. Son épaisseur est habituellement comprise entre 5 et 6 m. À Lunéville, sa puissance est moins importante : 1,5 m, dans le sondage 1-40 ; 3 m, dans l'ouvrage 1-45 et 4 m dans des carottages (Laugier, 1966) où les bancs calcaires étaient criblés de « druses » (cavités) tapissées de dolomite rose. La faune est réduite à des écailles de poissons et ossements de divers vertébrés, pouvant former localement des *bone-beds* et elle comprend également quelques crustacés (*Estheria* sp.).

- **Les Argiles moyennes ou « Marnes à plantes »** de R. Laugier (1966), épaisses d'une dizaine de mètres, sont constituées de marnes gris verdâtre pouvant renfermer de minces intercalations de dolomie. En montant la série, elles se chargent en débris végétaux remaniés, puis souvent en place (Duringer, 1987 ; Meyer, 1973). À 5 m

environ au-dessus de la base de la formation, existe un niveau repère brun-rouge, parfois violacé, épais de quelques décimètres à deux mètres, contenant souvent des empreintes végétales. Ce niveau a été observé sous Lunéville, dans les sondages 1-40 et 1-43. À Chenevières, il a livré des restes végétaux abondants (lignites). La quasi-totalité de la riche macroflore décrite par Fliche et Zeiller (1910) dans les « couches de passage entre Muschelkalk et Keuper », proviennent en fait de cette partie moyenne de la Lettenkohle. Les restes animaux sont moins fréquents que dans la Dolomie inférieure, avec des mollusques typiques d'un milieu saumâtre à faible salinité : *Unionites* (= *Anoplophora*), *Myophoria*, *Lingula tenuissima* et quelques dents et os de poissons.

• **La Dolomie limite**, au sommet, est un excellent niveau repère en sondage, au mur des marnes gypsifères et salifères du Keuper moyen. C'est une dolomie, beige ou grise en sondage, à petits grains de dolomite. À l'altération, elle acquiert une texture sableuse et une teinte beige ocreux. Elle renferme souvent des lumachelles à *Myophoria goldfussi* dont le nom est souvent associé au terme de Dolomie limite. Son épaisseur est généralement faible (1 à 3 m). Dans le secteur de Lunéville, deux sondages (1-40 et 1-43) l'ont traversée sur 5 m.

La palynologie, les ostracodes et la malacofaune permettent d'assimiler le passage Dolomie inférieure – Argiles moyennes, à la limite Ladinien–Carnien (Kozur, 1972, 1974).

Keuper moyen ou Marnes irisées

Cet ancien « Keuper au sens français » affleure très largement sur la moitié nord-ouest de la feuille Lunéville où il montre – comme dans toute la Lorraine – un faciès germanique classique, comprenant des marnes versicolores azoïques gypseuses et calco-magnésiennes.

t5A. Marnes irisées inférieures (Keuper moyen) (avant érosion : 80 m ? à > 120 m). Cette formation entièrement formée de marnes versicolores est généralement tronquée par l'érosion ; elle n'est complète qu'au Sud-Ouest de la carte, au droit des buttes témoins de Séranville et de Giriviller, où son épaisseur n'est pas connue mais probablement égale ou supérieure à 80 m. La teinte de fond est gris foncé, noire ou gris verdâtre, avec d'épais niveaux bariolés de rouge. Les Marnes irisées inférieures sont fortement chargées de gypse et d'anhydrite, jadis exploités pour la fabrication locale et artisanale du plâtre. Les « Couches à pseudomorphoses de sel », sont particulièrement bien exposées le long de la D148, au pied de la côte du Nord-Est de Fraimbois. Dans le secteur de Lunéville, s'observe un banc d'anhydrite massive, qui se tient 2,5 à 3 m au-dessus de la base (sondages 1-40 et 1-45). Ces couches contiennent aussi des nodules, des passées, et plus rarement des bancs lenticulaires de dolomie. Les Marnes irisées inférieures comprennent aussi la « Formation salifère » qui renferme les bancs de sels exploités sur les feuilles voisines : Bayon, Nancy et Parroy (Marchal, 1983 ; Geisler-Cussey, 1986).

Celle-ci se biseaute, vers l'Est, sous la ville de Lunéville, à 36 m de profondeur, environ selon R. Laugier (1966). Le sondage 1-40 n'a pas rencontré de sel à cette profondeur, mais 27 m plus bas, sur 1 m d'épaisseur et à 10 m de la base de la formation. En dessous, gisent les « Marnes à pseudomorphoses de sel ».

La formation est de plus en plus tronquée vers le Sud-Est : 95 m à Lunéville même (sondage Guérin, 1832) ; 82 m dans le sondage 1-40 ; 52 m dans le sondage 1-43 ; 27 à 28 m dans les sondages de l'aérodrome de Chenevières.

En limite nord de la feuille, grâce au relief, les Marnes irisées inférieures gardent une grande épaisseur au fort de Manonviller (sondage 3-3). Leur base se situe à 120,6 m de profondeur, soit à la cote de 200 m environ. Le gypse serait prédominant dans les 75 m inférieurs, les 42 m supérieurs étant essentiellement argileux. Elles forment des coteaux escarpés au Nord de la Vezouze et sur la retombée septentrionale des hauteurs de la forêt de Mondon.

Dans les mines de Varangéville (feuille Nancy), le troisième faisceau de la série salifère a été daté du Carnien inférieur par la microflore (Geisler *et al.*, 1978). C'est le seul calage biotratigraphique existant dans les Marnes irisées inférieures de Lorraine.

t5G-D. Marnes irisées moyennes : Grès à roseaux, Argiles bariolées intermédiaires, Dolomie de Beaumont (Keuper moyen) (7 à 8 m). Conservées seulement sur les buttes témoins de Séranville et de Giriviller, au Sud-Ouest de la feuille, les Marnes irisées moyennes comprennent trois formations :

- **Le Grès à roseaux.** (« Grès keuperien » de R. Laugier, 1966). C'est un grès fin feldspathique et souvent très micacé ; à l'altération sa teinte est claire, grise, beige plus ou moins ocre. Il apparaît peu épais, peut-être discontinu, et ne marque pas dans la topographie. Dans la majorité des cas, il est masqué sous les éboulis de la Dolomie de Beaumont. Là où il affleure, il donne naissance à un sol sableux où prospère son hôte habituel : le genêt à balais (*Sarothamnus scoparius*).

Ce grès présente des variations de faciès et peut passer latéralement à des faciès argileux. Sur le terrain, la présence de mica (muscovite) est le meilleur indice de son existence. Il peut présenter des restes végétaux, assez carbonisés, en particulier des prêles (*Equisetites*), de la taille des roseaux, ce qui est à l'origine du nom de la formation. Mais aucune lentille de charbon n'a jamais été découverte sur la feuille Lunéville.

- **Les Argiles bariolées intermédiaires,** (« Marnes versicolores intermédiaires » de R. Laugier, 1966) ne mesurent que 1 à 2 m d'épaisseur et n'affleurent pas ici. Ces argiles présentent le faciès « Marnes irisées » typiques du Keuper moyen ; on y trouve des traces de gypse blanc ou rose.

- **La Dolomie de Beaumont** (« Dolomie en dalle » de R. Laugier, 1966) représente un niveau repère remarquable. C'est une roche dure,

montrant souvent un grain fin, très homogène, se débitant en surface en plaquettes à cassure conchoïdale. Au moment des levers, une petite carrière, au Nord de Giriviller, exposait ce faciès typique, sur une épaisseur de 2 m. La puissance habituelle de ce niveau est de 5 m environ. La Dolomie de Beaumont forme des replats, tapissés, ainsi que les pentes en contrebas, par des plaquettes de dolomie claire, très apparentes dans les labours. Fréquemment, des dendrites d'oxydes de manganèse, dues à des phénomènes d'illuviation récents, dessinent d'élégantes arabesques sur les parois des diaclases. L'horizon est à peu près azoïque sur la feuille Lunéville. Il arrive souvent que, par suite de l'érosion de la base des versants, la dolomie s'affaisse et affleure plus bas qu'à son niveau réel. La présence d'une fraction sableuse micacée mêlée aux terres argileuses qui enveloppent les fragments de dolomie indique qu'ils ne sont pas en place. Les versants bien exposés, à couverture de plaquettes dolomitiques sont favorables à la culture de la vigne.

t5-6. Marnes irisées supérieures : Argiles de Chanville, Argiles bariolées dolomitiques (Keuper moyen) (20 m environ). Conservées seulement sur la butte du Bois du Haut-du-Mont, à l'Ouest de Séranville, les Marnes irisées supérieures présentent ici une épaisseur très faible, que l'on peut évaluer à une vingtaine de mètres. Elles comprennent deux formations : les Argiles de Chanville surmontées par les Argiles bariolées dolomitiques :

- **Les Argiles de Chanville**, rouges, ont une épaisseur assez constante, voisine de 10 m. À l'affleurement, elles forment des terres brun-rouge, bien visibles dans les labours, au pied du versant sud-ouest de la butte du Haut-du-Mont. En sondage, elles renferment habituellement du gypse et de l'anhydrite, mais ces minéraux sont ici probablement en grande partie, voire en totalité, éliminés par dissolution en raison de la disposition en butte témoin, de faible extension. Sur le replat, au Nord de Giriviller, elles sont résiduelles.

Le niveau de dolomie (« Dolomie supérieure »), qui couronne les Argiles de Chanville plus à l'Ouest, n'existe plus sur la feuille Lunéville. Notons qu'il est déjà discontinu dans la partie centrale de la feuille Bayon, en raison de la discontinuité majeure éocimmérienne (Durand et Bourquin, 2001).

- **Les Argiles bariolées dolomitiques** (« Marnes versicolores supérieures » de R. Laugier, 1966) sont à dominante grise, bariolées de rouge, vert et violet, dans des tons toujours pâles. La stratification est soulignée par des bancs minces de marnes dolomitiques assez dures, de même couleur que les argiles. Généralement dépourvues de gypse, ces Argiles bariolées dolomitiques ont une épaisseur probablement comprise entre 10 et 15 m.

Rhétien (Trias terminal)

t7G. Grès rhétiens : Grès et pélites à *Avicula contorta*, de R. Laugier, 1966 (Keuper supérieur) (≤ à 10 m). Sur

la feuille, ces grès ne sont conservés que dans l'angle sud-ouest de la feuille, au sommet de la butte témoin boisée qui domine Séranville. Il s'agit de sables de granulométrie irrégulière, ayant souvent perdu toute trace de stratification, emballant encore quelques bancs mal suivis ou des blocs elliptiques de grès. L'épaisseur de ces grès résiduels est inférieure ou égale à 10 m. La notice de la première édition de la feuille Lunéville (Laugier, 1966) mentionne la présence de graviers et galets de quartz, quartzites et lydiennes (radiolarites et phtanites). Ces petits galets, dépassant rarement 2 cm, parmi lesquels prédominent les roches noires, certaines à texture oolitique, sont connus 6 km au Nord-Ouest du Bois du Mont (Clayeures, feuille Bayon), mais n'ont pas été observés lors de cette révision. Dans leur partie supérieure, les Grès rhétiens comprennent des niveaux argileux noirs (devenant orangés, puis verdâtres à l'altération), pouvant contenir des nodules phosphatés de quelques centimètres et des nodules calcaires cloisonnés (septarias). Le sable provenant de la désagrégation des grès rhétiens furent jadis exploités pour la fabrication de mortier.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue sur la feuille Lunéville, le substrat n'affleurant que sporadiquement sur les versants, dans les carrières ou dans les fouilles de terrassements. Elles n'ont été représentées que lorsque leur extension, leur épaisseur ou leur signification, sont importantes. Celles qui correspondent à une simple décarbonatation du substrat, sans modification majeure de leur structure, ne sont pas représentées ou sont mentionnées ponctuellement par une indication d'épaisseur. Quaternaires pour la plupart, mais généralement azoïques et difficiles à dater avec précision, les formations superficielles ont été essentiellement distinguées, selon les recommandations pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (Andreieff, 1992), par leur mode de mise en place qui a déterminé leur lithologie :

- des formations d'altération, sur les formations triasiques ;
- des formations résiduelles ;
- des formations de versant, mise en place par solifluxion, creeping ou colluvionnement ;
- des lèss, dépôts de poussières d'origine éolienne ;
- des alluvions anciennes, d'âge probable Pléistocène moyen à supérieur, ainsi que des alluvions récentes et dépôts fluviaux holocènes, liés aux vallées actuelles.

Altérites

N t₃₋₄. **Altérites formées aux dépens des matériaux du Muschelkalk supérieur et localement du Muschelkalk moyen (*N* t_{3-RB}) (± 2 m).** Les altérites ne sont représentées qu'au Nord-Est de la carte (plateau d'Ancerville), sur les couches du Muschelkalk

supérieur (*A* t3-4) et leur notation se distingue par un *A*. Excepté sur les grès, où elles sont sableuses à argilo-sableuses, les altérites des formations argileuses à calcaires ou dolomitiques du Muschelkalk moyen (*A*t3-RB) au Keuper sont argilo-limoneuses à limono-argileuses. Sur les Couches à cératites, elles se présentent sous forme d'une argile silteuse grise, à grosses fentes de retrait à la sécheresse, passant en surface à une terre argileuse brune ; leur épaisseur peut dépasser 2 m. Sur la Lettenkohle, les altérites ont fréquemment des teintes brun-ocre. Sur les Marnes irisées inférieures, l'épaisseur des altérites est généralement faible ; en surface elles prennent une couleur grise soutenue, noirâtre et correspondent aux « Terres noires » de la toponymie locale.

Limons argileux indifférenciés

LP*. Limons argileux indifférenciés : altérites, colluvions et lœss, plus ou moins remaniés et mélangés (Holocène *p.p.*) (0,1 à 5 m). Sur certains plateaux et versants en pente douce, exposés aux secteurs nord à est, s'observent des couvertures de limons argileux de teinte brun-beige à brun-gris. Les affleurements étant très rares, il n'a pas été possible de faire la distinction entre des lentilles de lœss vrais et des limons d'altération ; ces mêmes matériaux étant remaniés par la solifluxion ou le colluvionnement. Leur épaisseur, peut varier de quelques décimètres à deux mètres et plus. La maille d'observation pour la révision de cette carte étant assez lâche, tous les placages de limons n'ont pas été reconnus.

Une couverture limoneuse s'étend sur une grande partie du massif forestier de Mondon. Son épaisseur peut atteindre, voire dépasser 5 m. Sur les versants, elle est largement solifluée, mêlée de galets de quartz et de quartzite, remaniant aussi des alluvions anciennes. R. Laugier (1966) y a observé de très belles figures de cryoturbation.

Formations éoliennes

Æ. Lœss : limons peu argileux (Pléistocène supérieur : Weichsélien probable) (1,5 m). Les lœss typiques sont rares en Lorraine. Sur la carte Lunéville, ils ont été identifiés 1500 m au Sud-Ouest de Gerbéviller, sur une épaisseur de 1,5 m, ainsi qu'à l'Ouest de Buriville. Ces deux placages lœssiques sont situés sur des versants à exposition est à nord-est, disposition habituelle pour les lœss du bassin de Paris. Il en existe vraisemblablement d'autres. Ce sont des limons brun à beige clair, très homogènes et beaucoup moins argileux que les limons d'altération.

Alluvions

Les notations des alluvions ont été coordonnées avec celles de la feuille Bayon (Hilly *et al.*, 1977) où elles ont été bien différenciées ; cette carte ayant l'avantage de comprendre une partie des vallées de la

* notation concernée pour rester en harmonisation avec les autres cartes des plateaux de Lorraine, mais interchangeable, pour plus de rigueur, avec (*A* **ÆC**).

Meurthe et de la Moselle. Outre leur position altimétrique et leur degré d'altération, la chronologie, indicative, faite de repères biostratigraphiques et de datations géochronologiques, prend en compte l'évolution glaciaire quaternaire dans le haut bassin de la Moselle et la célèbre capture du Val de l'Ane (capture de la Haute Moselle, qui s'écoulait encore au début du Pléistocène moyen vers la Meuse, par un affluent de la Meurthe ; dernières mises au point : Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000, 2002). Une vue d'ensemble de la vallée de la Meurthe est donnée par Cordier *et al.* (2002).

Alluvions anciennes des plateaux

Sur les plateaux subsistent des épandages de galets de quartz et de quartzite, témoins d'anciennes nappes alluviales.

RFwb2. Alluvions très anciennes : base à 80-85 m environ au-dessus du fond des vallées principales (Pléistocène moyen ancien) (< 1 m ?). Dans la partie orientale du massif forestier de Mondon, les hauteurs du bois du Ban-de-la-Rivière (au-dessus de 315 m) et celles de la forêt domaniale des Hauts Bois (au-dessus de 330 m), sont tapissées de galets de quartz et de quartzite. Ce sont les restes d'anciens épandages fluviaux mis en place sur les plateaux avant le creusement des vallées actuelles. En contrebas, les galets ont été très largement soliflués sur les versants en même temps que la couverture limoneuse des reliefs (non figurée). Plus à l'Est, des galets de quartz résiduels, gisent dans les limons LP, sur le Haut-de-la-Mine (340 m), au WNW de Brouviller.

À proximité de la Mortagne, sur le Haut d'Alouette, au Nord-Ouest de Vallois, on retrouve les mêmes types de galets, au-dessus de la cote 320 m.

RFxb1. Alluvions résiduelles : base à 55-60 m au-dessus du fond des vallées de la Meurthe et de la Vezouze (Pléistocène moyen assez ancien) (< 1 m ?). En rive gauche de la Meurthe, à des altitudes comprises entre 310 et 320 m, des galets de quartz et de quartzite gisent sur les hauteurs dominant Glonville et Flin. À une hauteur relativement comparable, au-dessus du fond de la vallée de la Vezouze, en haut des Grands Bois au Nord de Domèvre-sur-Vezouze, on retrouve des galets de quartz et quartzite résiduels à des altitudes comprises entre 300 et 307 m. Ces galets sont très largement soliflués sur les versants, avec des limons superficiels non figurés sur la carte.

Alluvions anciennes de la vallée de la Mortagne

Les terrasses anciennes de la Mortagne sont principalement formées de sables roses et de galets de quartz et de quartzite ; elles sont surmontées d'une couverture limoneuse.

Fxb1Mo. Alluvions : base à 50 m, sommet à 60 m environ, au-dessus du fond de la vallée de la Mortagne (Pléistocène moyen) (< 10 m). Les alluvions Fxb1Mo forment

deux placages résiduels de galets de quartz et de quartzite, à l'Est de Gerbéviller, sur les hauteurs de la Paxe et de la Chaborée. Les galets ont été très largement étalés par solifluxion, sur les versants situés en contrebas.

Fxb₃Mo. Alluvions : base à 25 m, sommet à 35 m environ au-dessus du fond de la vallée de la Mortagne (Pléistocène moyen) (10 m environ). Mis à part deux placages résiduels, plus ou moins soliflués, au Nord-Est de Saint-Pierremont, les alluvions Fxb₃Mo sont bien représentées en aval de Gerbéviller où elles forment une moyenne terrasse, 35 m environ au-dessus du fond de la vallée de la Mortagne. Des tapis de galets de quartz et de quartzite les jalonnent, mais ceux-ci sont aussi largement soliflués sur les versants. La limite inférieure de ces alluvions a été placée à la rupture de pente limitant les replats.

Fyb₂Mo. Alluvions : sommet vers 6 m à l'amont et 12 m à l'aval, au-dessus du fond de la vallée de la Mortagne (Pléistocène récent : Weichsélien) (< 10 m). Les alluvions Fyb₂Mo tapissent entièrement l'interfluve Belvitte-Mortagne, au Sud de Saint-Pierremont et forment une basse terrasse, en rive gauche de la Mortagne, en aval de Gerbéviller. Elles ont été exploitées à la ferme des Bordes.

Alluvions anciennes du bassin versant de la Vezouze

Fxb₃V. Alluvions : base 20 à 25 m, sommet à 35 m environ au-dessus du fond des vallées de la Vezouze et de la Blette (Pléistocène moyen ancien) (10 à 15 m). Ce sont des sables roses à passées riches en galets de quartz et de quartzite avec une couverture limoneuse. Les alluvions Fxb₃V sont connues à l'Ouest d'Ogéville, et au Sud de Marainviller où elles ont été exploitées.

En rive gauche de la Blette, à l'Ouest de Mignéville, existe un lambeau résiduel de galets de quartz et de quartzite que nous leur avons rattaché, car il est situé au même niveau. Il pourrait appartenir à un paléocours de la Blette.

Fyb₁V. Alluvions : base à 10 m et sommet à 16 m environ au-dessus du fond de la vallée la Vezouze (Pléistocène récent : Weichsélien ou du Pléistocène moyen récent) (2 à 6 m). Les alluvions Fyb₁V forment une bande continue de Domèvre-sur-Vezouze à Lunéville ; entre Domèvre et Ogéville, elles paraissent former deux terrasses, limitées par un talus de 3 m environ. Plus en aval, elles présentent une pente douce, vers la Vezouze, liée probablement à une érosion postérieure à leur dépôt. Au Sud de Donjevin, dans le sondage 3-52, leur base se situe à 242 m et leur épaisseur est faible (2 m). Elles sont sablo-graveleuses dans leur moitié inférieure, limono-sableuses au-dessus. Au Sud de Bénaménil, à la Nabècherière (tranchée de la déviation de la RN4), elles sont sableuses, au moins dans leur partie supérieure et recouvertes par 1,5 à

2 m de limon argilo-sableux rouge lie-de-vin, provenant probablement du remaniement des matériaux fins associés au grès du Buntsandstein supérieur. Ces alluvions ont été exploitées de Thiébauménil à Chanteheux et à l'Ouest d'Ogéville et d'Herbéville.

Au Sud-Est de cette dernière localité, existe un petit lambeau d'alluvions anciennes de la **Blette**, reste d'une formation alluviale qui se raccordait probablement à Fyb_{1V}. Il est constitué de galets de quartz et de quartzite. Le long de l'**Albe**, au Nord de la Vallée de la Vezouze, il en est de même pour le niveau d'alluvions anciennes recoupé par le nouveau tracé de la RN4 ; il mesure quelques décimètres d'épaisseur et est recouvert par environ 1,5 m de limons argileux.

Fyb_{2V}. Alluvions : sommet 12 m environ au-dessus du fond de la vallée la Vezouze (Pléistocène récent : Weichsélien) (4 m). En aval de Bénaménil, une basse terrasse s'individualise. Dans le sondage 1-7, son épaisseur est de 4 m et sa base se situe à la cote 130 m. Ces alluvions sont mêlées de limons argileux dans leurs 3 m supérieurs. Les alluvions Fyb_{2V} ont été exploitées en aval de Marainville et à Croismare.

Alluvions anciennes superposées de la Meurthe et de la Vezouze

Fyb_{1MV}. Alluvions superposées de la Meurthe et de la Vezouze : base 6 à 7 m au-dessus du fond de la vallée de la Vezouze (Pléistocène moyen récent ou Pléistocène supérieur ancien) (< 10 m). Ce sont des niveaux à sables, galets de quartz, de quartzite, auxquels s'ajoutent des galets de granite et de gneiss dans les alluvions anciennes de la Meurthe. Selon R. Laugier (1966), au Champ-de-Mars, à Lunéville, les alluvions anciennes de la Meurthe et de la Vezouze se recouvrent mutuellement. La superposition des deux nappes de graviers était visible à l'époque en carrière, et se remarquait par les différences de composition lithologique des différents niveaux qui étaient séparés par une couche d'oxydes de fer et de manganèse, de teinte rouille à noire.

Alluvions anciennes de la Meurthe et leur couverture limoneuse

Quatre niveaux de terrasses composées de galets de granite, de gneiss, de quartz, de quartzite et sables hétérométriques, accompagnent la vallée de la Meurthe.

RFx_{b3}. Alluvions résiduelles de Fx_{b3M} ou plus anciennes sur Marnes irisées inférieures (Pléistocène moyen ?) (< 1 m ?). En rive gauche de la Meurthe, en haut de la côte de Frambois et sur les parties hautes du bois de Fréhaut, gisent des placages résiduels de galets de quartz et de quartzite. Ces placages pourraient correspondre aux alluvions Fx_{b3M} attribuées au Pléistocène moyen ou à des niveaux plus anciens.

Fxb_{3M}. Alluvions : base à 20-25 m, sommet à 35-40 m au-dessus du fond de la vallée de la Meurthe (Pléistocène moyen) (5 à 11 m). Les alluvions Fxb_{3M} forment un corps sédimentaire presque continu depuis le Nord d'Azerailles, jusqu'au Sud de Marainviller. Les sondages de l'aérodrome de Chenevières, nous renseignent sur leur base et leur épaisseur. Dans le sondage 2-2, les alluvions épaisses de 5 m, débutent à la cote 269 m et sont recouvertes par 5 m de limons. Dans le sondage 2-30, leur base se situe à 265 m d'altitude, mais l'épaisseur des alluvions et des limons n'est pas précisée (11 m au total). Ces alluvions ont été largement exploitées, le long de la vallée de la Meurthe. Elles sont très sableuses, les graviers et les galets se rencontrant surtout dans la partie supérieure du dépôt. Les éléments de granites et de gneiss y sont franchement altérés. Un placage d'alluvions très largement recouvert de limons, se retrouve sensiblement à la même altitude, en rive gauche de la Meurthe, au Sud-Ouest de Vathiménil. Plus en aval, au Sud d'Héréménil, un large placage de sables et galets a été attribué aux alluvions Fxb_{3M}.

Fyb_{1M}. Alluvions : base à 10 m environ, sommet vers 25 à 30 m, au-dessus du fond de la vallée de la Meurthe (Pléistocène moyen récent ou supérieur ancien) (jusqu'à 22 m ?). Les alluvions Fyb_{1M} sont conservées en rive droite de la Meurthe, selon une étroite bande qui se suit de Gélacourt jusqu'à Laronxe. À partir de cette localité, jusqu'à l'ancien aérodrome de Lunéville-Croixmare, elles forment une large terrasse dans la partie occidentale de la forêt de Mondon. À Gélacourt, les alluvions Fyb_{1M} seraient très puissantes : 22 m selon le sondage 7-35, avec une base sensiblement au niveau de la plaine d'inondation de la Meurthe ; cette dernière observation demanderait à être confirmée. À la pointe des Cras, à la limite entre les communes de Laronxe et de Moncel, les alluvions Fyb_{1M} affleurent encore dans une ancienne carrière. Parmi les plus gros galets (taille maximale 10 cm), ceux en quartz ou quartzite d'une part et ceux en granite et gneiss d'autre part, sont en quantités sensiblement équivalentes. Mais ces derniers prédominent parmi les petits galets. Leur altération est très faible. Matrice et passées sableuses sont un peu argileuses. En rive gauche, les alluvions Fyb_{1M} se retrouvent à Flin.

Fyb_{2M}. Alluvions : sommet à 12 m environ au-dessus du fond de la vallée de la Meurthe (Pléistocène supérieur : Weichsélien) (4 à 7,5 m). L'altitude de leur base décroît d'amont en aval : 295 m en aval de Bertrichamps (sondage 8-4), 270 m en aval de Baccarat (7-31) ; 263 au Sud-Ouest de Gélacourt ; 246 m à Saint-Clément ; 231 m à Moncel-lès-Lunéville.

À Saint-Clément, s'individualise une basse terrasse alluviale dont la base se situe une dizaine de mètres en contrebas des alluvions Fyb_{1M} de Moncel et Lunéville ; soit 227 à 231 m à Moncel et 230,5 m dans le sondage 1-37 à Chaufontaine. À Bertrichamps les sables et graviers ont 4,65 m d'épaisseur dans le sondage 8-4. En aval de Baccarat (son-

dage 7-31), la couche de graviers est peu épaisse et recouverte par des sables argileux d'origine colluviale possible, dont l'épaisseur est importante avec 7 m. Dans le sondage 1-3, leur épaisseur est de 7,5 m et de 5,5 m, dans le sondage 1-40. À Moncel, elles sont plus grossières dans leurs deux-tiers inférieurs (galets abondants) et plus sableuses au-dessus, avec une faible fraction limoneuse ou limono-argileuse dans le mètre supérieur. Ces alluvions se retrouvent, en rive gauche de la Meurthe, à Flin, peut-être à Vathiménil, où elles sont masquées par des limons et en aval d'Hériménil.

Fyb₃M. Alluvions d'une très basse terrasse, sommet à 3,5 m environ au-dessus du fond de la vallée de la Meurthe (Pléistocène supérieur assez récent) (5 m). Dans la partie méridionale de la ville de Lunéville s'individualise une très basse terrasse. D'une épaisseur de 5 m environ, le matériel alluvial a été en grande partie décapé par les travaux d'urbanisation et remplacé par 3 à 5 m de remblais (sondage 1-1).

Formations fluviatiles holocènes et dépôts de fonds de vallons

Fz/Fyb₃. Alluvions récentes (Fz) : limons, limons sableux, limons argileux, limons tourbeux (Holocène) recouvrant les alluvions Fyb₃ (décimétrique à 6 m). Les fonds des vallées principales sont généralement tapissés de limons argileux, ou de sable argileux, parfois tourbeux, recouvrant généralement des alluvions graveleuses (Fyb₃), à matrice sableuse ou sablo-limono-argileuse, pouvant présenter de minces intercalations de limons argileux, ou plus rarement de tourbe (sondage 1-5). L'épaisseur de la couche supérieure est assez variable : de quelques décimètres à plus de 2 m ; jusqu'à 4 m dans les anciens chenaux remblayés de vase. Les alluvions Fyb₃ ont une épaisseur aussi variable. Dans la vallée de La Meurthe, elles sont exploitées comme sable et graviers au Sud de Lunéville, à Hériménil, Moncel-lès-Lunéville, Fraimbois, Saint-Clément et Bertrichamps. Dans le secteur de Lunéville, leur épaisseur varie, en général, entre 2 et 6 m. Dans la vallée de la Vezouze, le sondage 3-1 a traversé 5 m de sables et limons Fz, puis 2 m de graviers et galets Fyb₃V avant d'atteindre les Marnes irisées inférieures. Dans la vallée de la Mortagne, le sondage 5-36 a traversé 3 m de sables et graviers Fyb₃Mo, sous 1,8 m de remblais.

CFy-z. Dépôts colluviaux hydromorphes des fonds de vallons, plus ou moins remaniés par les ruisseaux (Holocène) (1,5 à 5 m). Les dépôts des fonds de vallons ont été arbitrairement distingués des alluvions des vallées principales, car les apports latéraux par solifluxion et colluvionnement y sont souvent importants. Ils comprennent généralement un niveau de base, de quelques décimètres d'épaisseur, à fragments de roches plus ou moins émoussés, surmontés par des dépôts plus fins, sableux à limono-argileux.

Dans le domaine d'affleurement du Grès vosgien et du Poudingue de Sainte-Odile, le niveau inférieur comprend des fragments de grès et des galets de quartz et de quartzites, emballés dans un sable plus ou moins argileux. Au-dessus, la fraction sableuse est généralement prédominante et la formation peut présenter un ou plusieurs niveaux de sable ou sablon argileux (un dans les sondages 8-45 et 8-46). L'épaisseur de l'ensemble est généralement comprise entre 1,5 et 5 m (4,85 m, dans le sondage 8-45).

Dans les zones d'affleurement du Buntsandstein supérieur et Muschelkalk inférieur, les fragments du niveau inférieur sont en grès et la fraction sableuse, beaucoup plus argileuse.

Dans les zones d'affleurement du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle, les fragments du niveau inférieur sont en calcaire ou en dolomie, souvent mêlés de limons. Au-dessus, le remplissage est généralement argilo-limoneux.

Ailleurs, les fonds de vallons sont remplis de limons argileux (zone d'affleurement des Marnes irisées inférieures ou de limon sableux plus ou moins riches en galets de quartz et de quartzite, en particulier dans le massif forestier de Mondon.

Formations de versant

Répondues sur tous les versants, les formations superficielles mises en place par solifluxion, reptation et colluvionnement, n'ont été figurées que dans des zones où, épaisses et étendues, elles masquent complètement le substrat dont la nature reste largement inconnue.

C. Limons soliflués sur substrat reconnu : 1-t3-4ct ; 2-t4-5 ; 3-t5A ; et colluvionnés à nombreux galets de quartz et de quartzite (Pléistocène supérieur ou Holocène) (0,5 à 3 m). En contrebas des replats recouverts par les alluvions du Pléistocène moyen, les limons de couverture de ces alluvions et les galets de quartz et de quartzite qui les constituent sont largement soliflués et colluvionnés sur les versants. Ces limons à galets tapissent des surfaces étendues en forêt de Mondon, dans les bois situés au Nord-Ouest de Domèvre-sur-Vezouze et dans la vallée de la Mortagne (secteur de Gerbéviller).

SC. Formations de bas de versant indifférenciées : limons argileux à nombreux galets de quartz (Veney) ; limons argileux à fragments calcaires (Magnières) (Holocène) (jusqu'à 6 m). Au Sud-Est de la carte, sur le compartiment abaissé de la faille de Veney, les matériaux de désagrégation issus des grès et conglomérats du Buntsandstein, ont tapissé une large zone, depuis le bois de la Voivre, jusqu'à Xermamont. Au Nord-Est de Baccarat, les alluvions anciennes sont recouvertes par des sables très argileux, soliflués et colluvionnés depuis le versant, et qui peuvent être assez épais (près de 6 m dans le sondage 7-31).

À Magnières et Saint-Pierremont, le pied du versant déterminé par la faille de Ménarmont est recouvert de limons. Ceux-ci sont plus ou

moins chargés en fragments de calcaires du Muschelkalk supérieur à l'Ouest et de galets remaniés des alluvions anciennes à l'Est. Ils n'ont pas été observés en coupe.

Tourbe. Des tourbières alcalines à végétation de sphaignes sont nombreuses en forêt de Mondon où elles envahissent les mardelles qui marquent les points de dissolution du gypse en sub-surface.

X. Dépôts anthropiques. De nombreuses constructions humaines sont bâties sur des remblais, les plus étendus et, en général, les plus épais se situant sous la ville de Lunéville. Un remblai étendu, hors agglomération, a été figuré à l'Ouest de Laronxe. La composition de ces remblais est très variable : sable, cailloux de grès ou de calcaire, fragments de revêtement bitumineux ou de béton.

TECTONIQUE

Remarque : conformément aux directives émises pour l'établissement de la carte géologique de la France, toutes les mesures de directions sont indiquées dans le sens horaire, c'est dire qu'une notation N70, indique une direction N70°E.

Le territoire couvert par la carte Lunéville étant situé sur la bordure orientale du bassin de Paris, son sous-sol comprend un socle hercynien plissé et une couverture secondaire faiblement inclinée vers le Nord-Ouest. De Bertrichamps à Lunéville, le pendage moyen des couches est de 1,8 %.

Cette disposition monoclinale est altérée par quelques failles et flexures (voir le schéma structural, en marge de la carte). Ces différents accidents se répartissent selon les principales directions de fracturation tardi-hercynienne connues dans l'Est du bassin de Paris et les Vosges : N20 à N45 ; N120 à N145, N160. La direction N110 et la direction structurale varisque N60-N70 ne sont guère représentées dans la couverture mésozoïque.

Plissement varisque (ou hercynien)

Affectant l'ensemble du substrat du bassin de Paris, la structuration varisque intéresse ici tout le socle infra-mésozoïque. Comme ce socle n'a été atteint dans la région que par de rares sondages, les données sur cette structuration ne peuvent être déduites que de la connaissance d'ensemble de l'orogène varisque et des données géophysiques (Autran et *al.*, 1980). Ainsi, la carte Lunéville se situe dans la zone « saxothuringienne » de la chaîne hercynienne, qui est limitée au Sud par un grand accident ou « dislocation Lalaye-Lubine-faille de Vittel ». Cette zone se caractérise par des roches sédimentaires plissées et un degré de métamorphisme variable (souvent faible dans les Vosges du Nord), et par un magmatisme granodioritique à gabbrodioritique.

Au Carbonifère supérieur, la zone couverte par la feuille Lunéville se situait sur le rebord sud-est du bassin carbonifère de Lorraine, mais

nous n'avons pas de données précises sur les éléments structuraux locaux. Au niveau du Permien, Debeglia et Greber (1980) figurent deux failles de direction N140 environ. La faille qui suit la basse vallée de la Mortagne pourrait correspondre dans la couverture, à la faille de Ménarmont ; l'autre faille accompagne sensiblement le cours de la Meurthe dans le Lunévillois.

Déformations et fracturation post-varisques

Comme dans l'ensemble du bassin de Paris, une partie non négligeable du pendage des couches a été acquise au cours de la sédimentation, en fonction de la disposition des aires de subsidence (Le Roux, 1980, 1999, 2000) (voir aussi le chapitre Synthèse géodynamique). Cependant, la structuration du bassin ne saurait se réduire aux modalités de son remplissage. D'importantes crises tectoniques ont ponctué son histoire et certaines sont responsables de mouvements d'ensemble de la lithosphère. On leur doit notamment le relèvement des bords du bassin (discordance du Crétacé et du Tertiaire) et le jeu ou rejeu d'accidents tectoniques hérités ou non du socle hercynien.

Au début du Secondaire, le bassin de Paris se met en place progressivement à partir de l'Est : c'est une gouttière de sédimentation, d'abord continentale jusqu'au Buntsandstein, puis marine, qui progresse vers l'Ouest. Le centre du bassin est atteint seulement à la fin du Keuper. Pendant cette période des « crises tectoniques » apportent des changements paléogéographiques rapides : grande « discordance Hardegsen » qui concerne une majeure partie du bassin germanique et probablement mise en place au Buntsandstein ; épisode des Grès à roseaux au Keuper ; phase tectonique majeure dite « éocimmérienne » au Norien, avec son lot de ravinements et discordances (Durand et Bourquin, 2001).

Avec le Lias, la sédimentation marine se généralise dans tout le bassin. Au Toarcien, le seuil du Barrois s'individualise. Ce seuil, s'étendant du Sud de Bar-le-Duc à l'Ardenne, sépare une cuvette centrale à trois branches centrée approximativement entre Provins et Sézanne (c'est le bassin de Paris *s.s.*), d'un bassin lorrain plus complexe. À cette époque, la région de Lunéville située à l'Est de ce seuil, n'appartient donc pas encore au bassin de Paris *s.l.* Cette situation perdure jusqu'à la fin du Jurassique, date à laquelle la mer se retire et où intervient la première structuration importante du bassin.

Le Crétacé inférieur sera le siège d'un important soulèvement du Nord du bassin, accompagné d'une intense érosion. La mer revient ensuite, d'abord timidement au Néocomien, puis franchement à partir de l'Aptien. Elle transgresse alors sur un substratum de plus en plus érodé vers le Nord, jusqu'à reposer directement sur le socle hercynien du massif ardennais.

Vers l'Est, aucun affleurement de dépôt post-jurassique n'est préservé ; il est donc difficile d'en préciser l'histoire. Cependant, dans la région d'Aumetz (Nord de Briey, Meurthe-et-Moselle), des dépôts ferralitiques affectant le Bajocien, ont récemment été daté du Barrémien,

permettant d'émettre des hypothèses sur l'âge crétacé de la surface d'érosion sommitale qui tronque le sommet des côtes lorraines. Il est donc vraisemblable que toute la région située à l'Est du seuil du Barrois, se soit surélevé durant le Crétacé inférieur assurant dès cette époque, la structuration quasi-définitive du bassin de Paris (*s.l.*).

Durant tout le Crétacé, la subsidence persiste au centre du bassin. Cependant, l'inversion progressive des reliefs en modifie considérablement la géométrie : des dômes et des seuils finissent par prendre la place des sillons jurassiques, rejetant latéralement les zones les plus subsidentes.

Il est vraisemblable que la grande transgression du Crétacé supérieur a recouvert l'ensemble du bassin de Paris, y compris l'Est et ses massifs bordiers. Le manteau crayeux aurait ensuite été érodé, ne laissant des témoins que dans les zones résistantes où il contenait du silex (sommet de l'Ardenne et de l'Eifel).

La fin du Crétacé est marquée par une nouvelle émergence généralisée, suivie d'une nouvelle transgression débutant au Thanétien sur le substratum érodé : les bords nord et sud du bassin se relèvent fortement, assurant une deuxième structuration importante au centre du bassin.

Au Tertiaire la sédimentation marine reprend, mais se cantonne au centre du bassin. Le maximum de cette transgression est atteint au Stampien, mais vers l'Est, elle ne déborde probablement guère l'Argonne.

À l'Éocène supérieur d'importantes déformations interviennent à nouveau et mettent en place des dômes et des cuvettes au centre du bassin. Seul un léger basculement vers le Sud-Ouest s'y manifeste ultérieurement.

Accompagnant ces déformations du bassin, les failles ont eu une réponse variable, soit en s'accordant à la subsidence, soit en réagissant aux contraintes liées aux mouvements des plaques lithosphériques. C'est ainsi que vers l'Est trois épisodes tectoniques principaux auraient mobilisé les accidents cassants en fonction de leur orientation (Steiner, 1980 ; Le Roux, 1999, 2000), à savoir :

- une phase pyrénéo-provençale éocène compressive NNE-SSW. Cette phase majeure serait responsable de la naissance d'une bonne partie des ondulations tectoniques de faible longueur d'onde (quelques km) qui répondent au rejeu de failles héritées du socle hercynien ;
- une phase oligocène extensive ESE-WNW, plus ou moins omnidirectionnelle (Coulon *et al.*, 1988 ; Coulon, 1992) a vu la mise en place de grands fossés d'effondrement (Limagne, Alsace). Dans la région, si ces fossés sont beaucoup moins importants, ils n'en restent pas moins très caractéristiques avec les fossés de Joinville (ou de la Marne) et de Colombey-les-Belles, pour les plus importants.
- une phase alpine miocène compressive NW-SE, toujours active, ainsi qu'en témoigne le séisme du 22 février 2003. Le rôle de cette phase dans la structuration du bassin est mal connu. Elle ne semble pas avoir entraîné de rejeu important des failles vers le Nord, au-delà de la faille

de Metz. Elle a, par contre, été accompagnée d'un important relèvement du massif vosgien, lui donnant sa physionomie actuelle. Ce soulèvement est souvent évoqué à tort pour expliquer la géométrie actuelle du bassin de Paris, car il reste limité dans l'espace. Bien mis en évidence par la cartographie de la surface sommitale (surface enveloppe des sommets), il ne se fait sentir qu'à partir du Sud-Ouest de la carte, dans la région d'Épinal (Le Roux et Harmand, 2003).

Généralités sur les éléments structuraux de la feuille Conditions et limites de leur reconnaissance

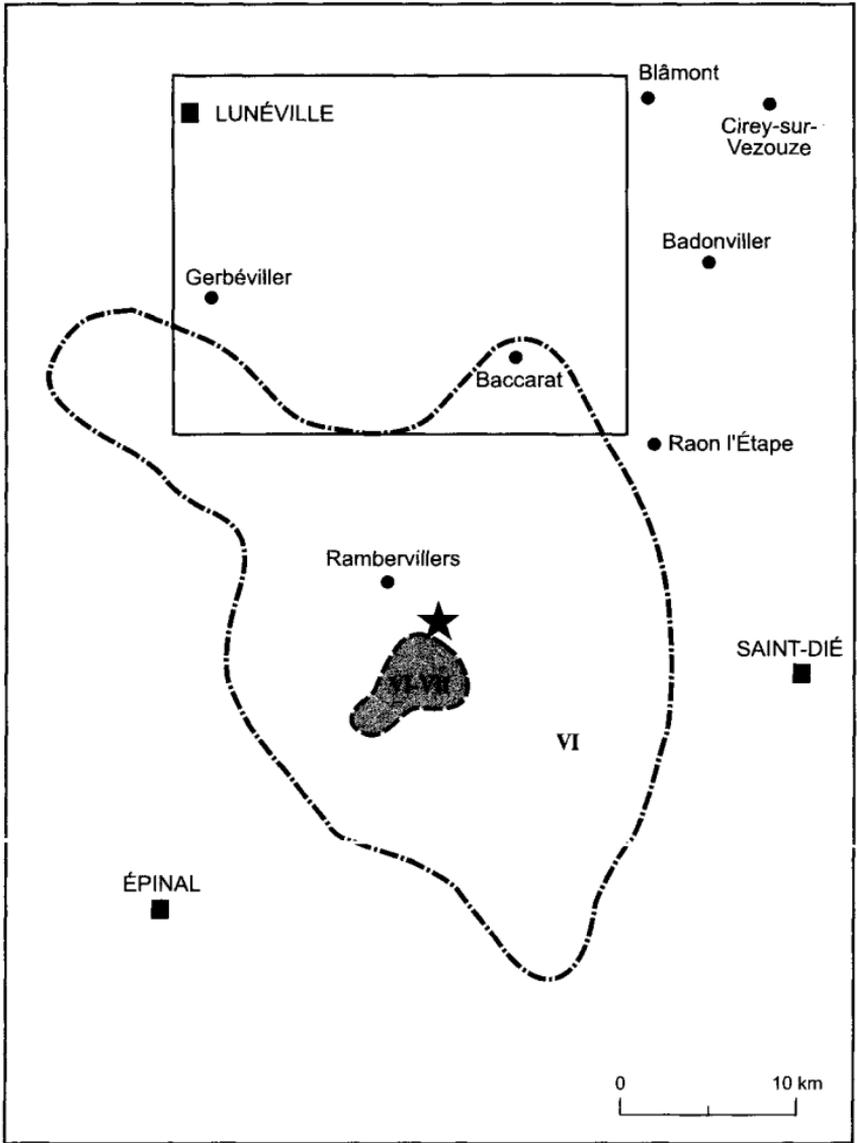
La cartographie et les profils sismiques consultés (remerciements à la Compagnie Générale de Géophysique et à Frank Hanot) montrent que les formations secondaires de la feuille sont affectées par un certain nombre de failles et de flexures.

L'utilisation de la géomorphologie et d'un modèle numérique de terrain, révèlent quelques linéaments correspondant aux directions de fracturation habituelles du bassin de Paris (directions de fracturation tardi-hercyniennes). Ces linéaments pourraient donc être d'origine tectonique, mais dans ce cas, ils seraient liés à des accidents de très faible rejet. Quelques failles et flexures ont été découvertes, mais il existe vraisemblablement d'autres accidents de faible rejet, impossibles à détecter en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

Inventaire des failles, flexures et ondulations affectant la couverture secondaire (voir le schéma structural)

• **Accident de Ménarmont-Sérainville.** Figuré sur les anciennes éditions de la carte à 1/80 000 Lunéville, cet accident n'a pas été représenté, à tort, sur la première édition de la carte à 1/50 000 (Laugier, 1966). Sur le terrain, il se suit très bien depuis Ménarmont jusqu'au Sud de Domtail, avec une direction N125. Il pourrait s'amortir au Nord de Saint-Pierremont et de Magnières, le relais étant pris au Nord-Ouest par la faille de Sérainville dont la direction varie de N120 à N135, mais ce dispositif tectonique n'est pas connu (relais en sifflet ou faille décrochante NNE-SSW entre les deux accidents ?).

Le rejet de cette grande faille atteint, et dépasse peut-être 200 m, entre Ménarmont et Saint-Pierremont. Elle pourrait correspondre en profondeur, à un accident de cette direction affectant le Permien (Debéglija et Greber ; planche S4 de la Synthèse géologique du bassin de Paris, Mégnién coord., 1980). Elle pourrait avoir un jeu normal, et il est intéressant de noter qu'avec un pendage de 65° environ vers le Sud, l'épicentre du séisme du 22 février 2003, situé à 12 km de profondeur (calcul du réseau RÉNASS), se situerait sur le plan de cette faille. L'extension de l'isoséiste « 6 » vers le Nord-Ouest (fig. 4) dans le compartiment sud de la faille de Sérainville, sous-entend une certaine indépendance des deux côtés de la faille et laisse supposer qu'elle pourrait être légèrement



-  Épicentre d'après le réseau local installé après la secousse principale
-  Zone d'intensité maximale (entre VI et VII)
-  Isoséiste VI (dégâts légers)
-  Limite de la carte Lunéville

Fig. 4 - Intensités macrosismiques (EMS 98) sur la zone épiscopale du séisme de Rambervillers du 22 février 2003, d'après les relevés du Bureau central sismologique français (EOST - Strasbourg)

active. En outre, deux séismes instrumentaux mineurs, de magnitude comprise entre 2 et 3, ont été localisés sur le compartiment sud de la faille de Ménarmont (feuille à 1/50 000 Rambervillers), indiquant qu'elle pourrait être aussi faiblement active. D'un point de vue structural, cette faille limite au Sud-Ouest, le horst de Baccarat. Au Sud de Domptail, l'espace entre le Grès à *Voltzia* et le Calcaire à entroques, apparaît trop réduit pour pouvoir y placer l'ensemble de la série du Muschelkalk moyen ; il est donc possible que dans ce secteur, la faille de Ménarmont soit doublée par un autre accident, plus ou moins parallèle.

• **Failles de la source de Montfort.** Au Sud de Magnières, une étude géo-électrique du secteur de la source de Montfort (rapport ANTEA, inédit, avec nos remerciements à l'Association des sources de Montfort qui nous a permis de prendre en compte les résultats tectoniques de cette étude pour la carte géologique), a mis en évidence un faisceau de failles, de direction moyenne N65, qui abaisse les couches d'une vingtaine de mètres vers le Sud.

Cet accident pourrait expliquer le cours en baïonnette de la Belvitte au Nord-Est de la Meix Janvienne. Peut-être joue-t-il un rôle dans le dispositif de relais entre la faille de Ménarmont et celle de Séranville (?) puisque le séisme du 22 février 2003 aurait multiplié par 5 ou 6 le débit de la source minérale de Montfort.

• **Faille de la Meurthe et flexure de Léomont.** À la suite des travaux de A. Robaux (1935), la première édition de la carte Lunéville à 1/50 000 (Laugier, 1966) montre un accident de direction sensiblement N135, qui suit la vallée de la Meurthe. Cette faille se trouve dans le prolongement du dispositif tectonique formé par la faille d'Haraucourt et la flexure de Léomont, figurées sur la feuille Nancy (Le Roux, *in* Vincent *et al.*, 1978). Cependant, cet accident, n'est argumenté par aucune donnée de terrain, les différences d'altitude entre les points d'observation évoqués par ces auteurs pouvant être liés simplement aux variations du pendage régional. Ces variations sont très mal connues, les affleurements du Keuper inférieur se prêtant très mal aux levés de terrain. Certains des arguments de A. Robaux pouvant d'ailleurs s'expliquer par la faille de Viller-Chaufontaine (voir plus loin).

Cependant, le décalage des couches de part et d'autre de la vallée nous paraît justifier le maintien de la faille de la Meurthe entre Ménéflin et Baccarat, sans aucun argument pour la prolonger de part et d'autre. Elle pourrait s'arrêter sur la flexure de Ménéflin, à l'Ouest et sur l'accident de Merviller, à l'Est.

• **Faille de Veney et accident de Merviller.** De direction N135 à N150, la faille de Veney limite le horst de Baccarat au Nord-Est. Bien argumentée au Nord de Merviller (Grès à *Voltzia* face aux couches du Muschelkalk moyen), la faille de Merviller semble passer à une flexure dans la traversée de la vallée de la Meurthe.

• **Flexure de Flin.** Selon une direction N40, au niveau de Ménéflin, les couches subissent un enfoncement vers le Nord-Ouest, plus

rapide que le pendage général des couches : 5 % environ au lieu de 3 %, et même probablement inférieur à 2 % entre le Haut Gadramé et le Haut-du-Truc. Cette légère flexure permet d'expliquer la différence de morphologie en rive droite de la Meurthe, entre les Hauts Bois (où elle est identique à celle des plateaux façonnés sur les calcaires du Muschelkalk supérieur) et celle du Bois de Martin Bouxard qui montre un relief à ondulations douces, correspondant à l'affleurement des Marnes irisées inférieures. Clin *et al.* (1957) avaient placé un accident N40 plus à l'Est (« faille de Glonville »), mais les affleurements au Sud-Ouest et à l'Ouest d'Hablainville excluent cette faille et contraignent la flexure de Flin jusqu'à Buriville. En outre, la construction adoptée dans cette seconde édition s'accorde parfaitement avec les données de ces différents sondages et la géomorphologie. Plus au Sud, le pendage des couches (environ 3 % dans toute la région comprise entre Magnières et Flin) est très proche de la pente du plateau qui pourrait donc simplement correspondre à une surface structurale inclinée vers le Nord-Ouest.

Accidents au Sud de Lunéville

- **Faille de Viller-Chaufontaine.** Le sondage 1-1 a mis en évidence une faille subméridienne remontant les couches de la Lettenkohle, jusqu'à la base des alluvions et expliquant l'affleurement de ces niveaux dans la tranchée du chemin de fer de Chaufontaine (Lebrun, 1851).
- **Faille de Fréhaut.** Au Sud-Est d'Hériménil, un profil sismique montre l'existence d'une faille dont la direction pourrait être N40, au niveau de la ferme de Fréhaut. Ici, contrairement à la faille de Viller-Chaufontaine, c'est le compartiment oriental qui est relevé.
- **Flexure de Verdenal.** Au Sud-Est de Verdenal, dans le virage de la D162, nous avons observé une flexure très nette, abaissant rapidement les couches de la Lettenkohle vers l'Ouest. Cette flexure paraît suivre le cours du ruisseau du Danube (un tout petit Danube !), selon une forme arquée. Comme nous sommes ici à la limite sud-est du bassin salifère du Muschelkalk moyen, cette flexure pourrait s'expliquer par un vaste effondrement lié à la dissolution du sel en zone saturée (ce cas est fréquent lorsque la nappe des grès du Buntsandstein est en charge et en contact avec le sel (indication orale de Bernard Feuga), ou encore d'apports *per descensum* d'eaux peu minéralisées depuis la dépression péri-vosgienne. Sinon, la flexure de Verdenal serait relayée, au Sud de la D162 et jusqu'à Domèvre par un accident de direction N40. Elle pourrait être encore un satellite de la faille NE-SE d'Autrepierre connue plus au Nord sur la feuille Parroy.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Pour alléger le texte, nous limiterons les citations bibliographiques et nous renvoyons le lecteur désirant avoir plus d'information sur le

contexte régional aux derniers travaux synthétiques, largement utilisés dans ces lignes. Au premier chef, la Synthèse géologique du bassin de Paris (coord. Mégnien, 1980 ; Courel *et al.*, 1980), ensuite viennent les travaux plus récents et plus interprétatifs de Cavelier et Lorenz (1987), Perrodon et Zabeck (1990), M. Durand (1994), J. Leroux (1999) ; et pour la stratigraphie séquentielle les publications de Guillocheau *et al.* (1999 et 2002). Sur la feuille Lunéville, les plus anciens terrains accessibles à l'observation ont un âge trias inférieur (Buntsandstein inférieur), mais le forage profond de Ménil-Flin (7-1 ; voir la rubrique Terrains masqués) a pénétré des formations permienues.

Socle hercynien

Sous la série sédimentaire d'âge carbonifère supérieur à triasique, à une profondeur variant de quelques dizaines de mètres au Sud-Est de la feuille, à 2000-3000 m dans sa partie nord-ouest, on atteint le socle hercynien qui appartient ici à la zone saxothuringienne de l'orogène varisque (= hercynien). Cette zone est caractérisée par la présence de sédiments (schistes et wackes) ayant subi un degré de métamorphisme variable (souvent faible dans les Vosges du Nord), et de roches éruptives assez basiques (granodiorites à gabbros). Les données géophysiques (Edel et Fluck, 1989) donnent des arguments indiquant la possible présence de corps basiques dans le socle de la carte Lunéville. Les sédiments y ont été intensément plissés et déformés lors de l'orogénèse varisque, en particulier à la fin du Viséen. Ensuite se produit une longue période d'érosion, suivie d'importants mouvements de distension permettant l'ouverture de bassins d'effondrement, dès le Westphalien et jusqu'au Permien.

Le domaine couvert par la carte, appartient au bassin carbonifère lorrain. Les dépôts détritiques y prédominent : argiles silteuses, grès argileux et niveaux de conglomérats, provenant de l'érosion des terres avoisinantes. Au Permien, au détritisme s'ajoute un volcanisme andésitique puis rhyolitique, avec probablement (d'après la géophysique), des appareils volcaniques en partie conservés : sondages voisins de la carte (Mont-sur-Meurthe, 02684X0002), BLM 1 (02684X0048) et Emberménil (02317X0010).

Trias

Déposés dans une plaine côtière, transformée en golfe marin lors des plus fortes pulsations transgressives, puis en lagune sursalée lors des phases régressives, le milieu de dépôt des formations triasiques de Lorraine orientale est marqué par des migrations de faciès E-W ou W-E, expliquant leur diachronie à l'échelle régionale. Depuis les dépôts fluviaux du Buntsandstein inférieur et moyen, jusqu'aux mers du Jurassique, la tendance générale est donc transgressive. Les trois pulsations marines principales correspondant d'abord au Buntsandstein supérieur-Muschelkalk inférieur, puis au Muschelkalk supérieur, et enfin au Rhétien. Ces pulsations sont séparées par deux régressions nettes situées à la base du

Muschelkalk moyen et au début du Keuper (Lettenkohle), suivi du grand épisode évaporitique des Marnes irisées inférieures.

Trias inférieur (Buntsandstein) : plaine d'épandage fluviale

Une fois les derniers reliefs complètement arasés et les bassins permians comblés, la région de Lunéville se retrouve dans la vaste plaine d'épandage qui couvre la Lorraine et l'Allemagne du Sud-Ouest ; il n'existe alors aucun seuil au niveau des Vosges (Durand, 1978). Puis une gouttière de subsidence SW-NE s'ouvre depuis la Lorraine jusque vers le bassin marin à évaporites d'Allemagne du Nord.

Dans la paléo-plaine lorraine, des fleuves déposent des galets et des sables qui formeront les conglomérats et les grès du Buntsandstein. Au Buntsandstein moyen, ces réseaux fluviaux ont une morphologie en tresses avec de larges chenaux. Le dynamisme éolien se reconnaît par des faciès sableux très calibrés et des stratifications obliques de type dunaire. Le Poudingue de Sainte-Odile, dont les galets montrent une usure exceptionnelle pour un dépôt fluvial, pourrait être lié à une très longue période de stabilité tectonique qui aurait permis au stock limité de matériaux, disponibles au niveau des zones nourricières de subir une ségrégation granulométrique entre phase sableuse (mobilisable à chaque crue) et phase grossière, déplacée plus occasionnellement (Durand, 1978, 1994). Les chenaux y sont assez étroits et se recoupent les uns les autres.

Au Buntsandstein supérieur, les apports et la dynamique changent. Les grès argileux, les argiles silteuses aux teintes rouge lie-de-vin, correspondent à des dépôts de marécages ; l'existence d'une végétation, bien que non conservée, est attestée par la présence de petites zones tubulaires subverticales décolorées, verdâtres à blanchâtres, liées au milieu réducteur qui entoure les racines. Par leur couleur, leur faciès immature et leur granulométrie, ces matériaux rappellent les dépôts permians ; mais avec les éléments de granite et de roches volcaniques en moins. L'épisode du Grès à *Voltzia* marque le passage de la région en zone littorale, avec incursions marines.

Trias moyen (Muschelkalk) : vasière marine, lagune sursalée, puis plate-forme marine

Les dépôts détritiques s'affinent au cours du Muschelkalk inférieur où les sables plus fins, alternent avec des silts plus ou moins argileux et carbonatés, illustrant une large vasière marine, peu profonde. La phase carbonatée, représentée ici par des dolomies diagénétiques, devient prédominante au sommet du Muschelkalk inférieur : Dolomie à *Myophoria orbicularis*, à faciès variés, fins, stromatolitiques, glauconieux ou localement oolitiques.

Une légère phase régressive transforme le golfe lorrain en lagune sursalée. La sédimentation détritique s'affine encore, avec une prédominance de la phase argileuse entrecoupée de lentilles de gypse ou d'anhydrite pendant le dépôt des Couches rouges, puis de bancs de sel

gemme dans les Couches grises inférieures déposées en milieu réducteur. Si les niveaux sulfatés restent fréquents lors du dépôt des Couches grises supérieures, les passées dolomitiques deviennent globalement de plus en plus nombreuses et épaisses en montant la série ; elles deviennent prédominantes lors du dépôt des Couches blanches lorsque la région se transforme en lagon côtier.

Cette évolution marque la reprise du mouvement transgressif qui amène les faciès marins francs du Muschelkalk supérieur. Tout d'abord, ce sont des barres littorales à encrines (Calcaire à entroques) puis des faciès marins plus profonds et plus distaux (Couches à cératites), à faunes sténohalines, acritarches et tasmanacées. Marquant le plus haut niveau de la transgression du Muschelkalk, cette formation présente un fond sédimentaire composé de vases argileuses faiblement calcaires, entrecoupé de bancs calcaires ; chacun d'eux constituant le dépôt des courants de retour lors d'une forte tempête.

Remarquant dans la carrière d'Héming (feuille Sarrebourg) que cette succession n'est pas régulière, en particulier dans l'épaisseur et les faciès des bancs, Guillocheau *et al.* (2002) discernent des séquences qui correspondraient aux cycles astronomiques de 20 000 ans (précession des équinoxes) et de 100 000 ans (cycle d'excentricité de l'orbite terrestre), ainsi que des séquences plus longues encore (3 séquences de 4^e ordre dans les Couches à cératites).

Avec le dépôt du Calcaire à térébratules, en position de plate-forme marine d'énergie faible à moyenne (boues calcaires entrecoupées de lentilles bioclastiques), s'amorce une tendance régressive qui se développe au cours du dépôt de la Lettenkohle.

Trias moyen (Lettenkohle) : régression marine (vasière puis marais côtier) suivie d'une pulsation transgressive (ébauche de plate-forme)

Durant le dépôt de la Lettenkohle inférieure, le milieu redevient littoral, avec une alternance de dépôts calcaires à faune marine appauvrie, de faciès dolomitiques à lingules remaniées et de bone-beds. La microflore s'enrichit en pollens bissaccates anémophiles. La Lettenkohle moyenne correspond à une vasière de milieu intertidal avec de courtes influences marines, moins marquées en montant la série. Les restes de plantes, d'abord remaniées, ont ensuite leurs racines conservées *in situ* (milieu supratidal). Des sablons, ultérieurement cimentés en grès jalonnent des apports estuariens (Duringer, 1987 ; Düringer et Doubinger, 1985).

En fin de période, le marais côtier est envahi par la mer qui y dépose des carbonates, favorisant l'installation de myophories (Dolomie limite). Cette arrivée d'eau marine va permettre au milieu d'évoluer en lagune sursalée. À la fin du dépôt de la Lettenkohle, le dispositif sédimentaire migre d'Est en Ouest, amenant la formation d'un ombilic de subsidence qui migre du centre de la Lorraine à la Champagne au milieu du Trias supérieur. Ultérieurement, cette migration se déplacera encore plus à l'Ouest, donnant naissance au bassin de Paris.

Trias supérieur : la lagune sursalée

Dominé par une sédimentation lagunaire de marnes dolomitiques bariolées de teintes gris verdâtre et rouge, avec des nodules, lentilles et masses d'évaporites, le Keuper moyen lorrain comprend plusieurs épisodes. Lors du premier (Marnes à pseudomorphoses de sel), le sel gemme n'a généralement pas été conservé et les sulfates y sont représentés par des nodules et bancs lenticulaires de gypse et d'anhydrite. Le second correspond aux dépôts salifères de Champagne et de Lorraine centrale dont la limite d'extension vers le Sud-Est, atteint l'agglomération de Lunéville (dernières études sur le bassin salifère : Marchal, 1983 ; Geisler-Cussey, 1986 ; Bourquin *et al.*, 1995).

Ensuite, avec le dépôt des Marnes à esthéries, la salinité diminue beaucoup, puis la lagune est traversée par de larges chenaux fluviaux originaires du Nord-Est, où se déposent des sables ultérieurement cimentés en grès (« Grès à roseaux »). Les reconstitutions paléogéographiques montrent que l'un d'eux débordait probablement sur la limite occidentale de la feuille (secteur de Lunéville ; Palain, 1966). L'installation du régime fluvial des Grès à roseaux (= Grès de Stuttgart) est interprétée comme une discordance majeure dans le bassin germanique (Discordance D2 ; Bachmann *et al.*, 1999).

La Dolomie de Beaumont, en milieu toujours confiné (Baroz, 1967), présente beaucoup plus de caractères lacustres que marins. Puis le régime lagunaire évaporitique reprend avec le dépôt des Marnes de Chanville, riches en sulfates. Le degré de salinité est nettement abaissé lors du dépôt des Argiles bariolées dolomitiques. C'est à cette période que se produit un événement tectonique important (Bourquin et Guillocheau, 1996 ; Durand et Bourquin, 2001) : c'est la phase « néocimmérienne » majeure (discordance D4 du bassin germanique ; Bachmann *et al.*, 1999) qui entraîne des érosions et la réduction d'épaisseur (Durand et Bourquin, 2001) des Argiles bariolées dolomitiques dans le Sud-Ouest de la feuille.

L'ombilic de subsidence est maintenant situé en Brie ; le bassin de Paris a pris naissance.

Trias supérieur (Rhétien) : transgression marine

Dans le bassin, la sédimentation lagunaire du Keuper moyen est rapidement remplacée par des dépôts sableux (Grès rhétiens) et silto-argileux noirs (Discordance D6 ; Bachmann *et al.*, 1999) de milieu marin réducteur. Viennent ensuite des apports détritiques rouges, fins, d'origine continentale, qui envahissent le bassin (Argiles de Levallois) et précèdent la transgression marine liasique qui va installer la mer dans la région jusqu'à la fin du Jurassique.

Jurassique : domaine marin épicontinental avec alternance d'argiles et de calcaires

Entièrement érodés, les dépôts jurassiques nous sont connus par les similitudes de nombreux faciès de la Lorraine centrale et occidentale avec ceux des collines sous-vosgiennes, en Alsace. Au Lias, des phé-

nomènes de subsidence et des pulsations transgressives favorisent le dépôt de vases (argiles silteuses et marnes grises ; faciès black shales). Celles-ci sont parfois riches en matière organique et même bitumineuses comme les « Schistes cartons » (une des roches mères du pétrole du bassin de Paris). Des arrêts de sédimentation sont signalés par des bancs de calcaires micritiques fossilifères et bioturbés.

Au Toarcien inférieur, l'épisode des « Schistes cartons » souligne le plus haut niveau marin du Lias, avec un environnement calme et peu profond (vastes algueraias). Puis, entraînant une augmentation progressive en taille et en volume de la fraction silteuse, une tendance régressive apparaît au Toarcien supérieur et s'accuse au Toarcien terminal et à la base de l'Aalénien (formation du minerai de fer de Lorraine).

Au Dogger, puis au Malm, alternent les dépôts de marnes et de calcaires de plate-forme marine. Les premières sont généralement liées à des épisodes transgressifs avec augmentation de la profondeur d'eau, tandis que les seconds correspondent à des phases régressives. Enfin, au Tithonien supérieur, la mer abandonne la majeure partie du bassin de Paris, notamment la Lorraine.

Émersion et érosion fini-jurassique à éocrétacée

L'importante régression marine fini-jurassique, qui affecte l'ensemble du bassin de Paris, débute à la fin du Tithonien et entraîne l'émergence de la région. Elle se traduit par une érosion et un relèvement important de la bordure nord du bassin qui conduira le Crétacé supérieur transgressif à reposer directement sur le socle ardennais et eifelien.

C'est probablement à cette époque que l'Est du bassin, basculé et érodé, se structure quasi définitivement (Le Roux, Harmand, 2003). La grande transgression du Crétacé supérieur aurait déposé de la craie sur toute la région en recouvrant un substratum anté-Crétacé déjà basculé vers l'Ouest. Le retrait définitif de la mer au Crétacé supérieur aurait permis la naissance du réseau hydrographique sur une surface de régression inclinée vers le Nord, permettant à la Meuse et à la Moselle de traverser le massif schisteux-rhénan à contre-pendage. Les restes de la surface de base de la transgression crétacée (surface infra-crétacée), profondément altérés par les épisodes climatiques qui se sont succédé depuis la fin du Crétacé, seraient représentés par la surface sommitale qui tronque le sommet des côtes lorraines. Cette surface sommitale est observable sur la feuille Lunéville au sommet de la côte du Muschelkalk, entre les altitudes 320 et 370 m.

Les déformations tertiaires et quaternaires de la région lorraine n'ont probablement pas été très importantes puisque cette surface sommitale est située partout entre les cotes 300 et 400 m au pied des massifs bordiers (Ardenne, Eifel, Hunsrück, Vosges) dont elle est séparée systématiquement par une flexure très accusée. Cette flexure est observable au Sud-Est de la feuille Lunéville, dès la région de Raon-l'Étape ; elle témoigne du relèvement très important, mais limité, du massif vosgien à la fin du Miocène, pendant le paroxysme tectonique alpin.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Au Tertiaire, la Lorraine est émergée et soumise à l'érosion continentale et aucun témoin sédimentaire n'est conservé. Seules les cheminées d'un volcanisme discret rappellent qu'une tectonique active a affecté la Lorraine au Tertiaire. On note en particulier les basaltes, ankaratrites, néphélinites et limburgites d'Essey-la-Côte, à proximité de l'angle sud-est de la feuille (coupure Bayon ; Hilly *et al.*, 1977), datés par la méthode potassium/argon à $27,6 \pm 1,8$ millions d'années (Baranyl *et al.*, 1976).

Les formations superficielles, l'évolution du réseau hydrographique et la géomorphologie sont les principaux témoins de l'histoire récente de la région.

Les phénomènes périglaciaires, liés principalement aux alternances gel-dégel au cours des périodes froides du Quaternaire ont intensément marqué, déformé et remanié les dépôts et altérites des plateaux et des versants. Cryoturbation, gélifluxion, cryoptation – et dans les périodes plus clémentes le ruissellement diffus – ont largement contribué à diversifier le manteau de formations superficielles. Ces dernières fournissent les principaux matériaux parentaux des sols de cultures et constituent la plupart des sols de fondation. Sans oublier les dépôts de poussières minérales, les lœss, apportés sur les plateaux par des vents froids et secs et qui forment les roches mères d'excellents sols de culture. Leur extension a été très réduite par l'érosion.

Au début du Pléistocène moyen, les rivières étaient peu encaissées et s'étendaient encore largement sur les plateaux. Ensuite, c'est au Pléistocène supérieur que les vallées s'approfondissent, deviennent plus étroites, et prennent leur cours actuel.

D'un point de vue sismique, le territoire couvert par la feuille Lunéville a été soumis, au maximum, à une intensité « 6,5 » de l'échelle MSK :

– anciennement (Vogt *et al.*, 1979 ; Vogt et Weber, 1980 ; Lambert *et al.*, 1996 et 1997) par le séisme majeur de Bâle de 1356 (intensité « 9 MSK », à l'épicentre) et celui de Remiremont en 1682 (intensité « 8 MSK » à l'épicentre) ;

– récemment, par le séisme du 22 février 2003, dans un secteur proche de Rambervilliers (voir le schéma structural en marge de la carte), avec des dégâts d'intensité « 6,5 MSK » sur les communes de Baccarat (zone alluviale en rive gauche de la Meurthe), Deneuvre (avec amplification probablement liée à un effet de relief topographique), Mattexey (BCSF, 2003). Ce séisme de magnitude 5,4 (échelle de Richter) avait un épicentre profond de 12 km et une intensité comprise entre « 6 » et « 7 » dans la zone la plus affectée, au Sud de l'épicentre. Ce tremblement de terre est à rattacher à l'aire sismique des Vosges lorraines qui, depuis une trentaine d'années, tend à se déplacer vers le Nord : séismes de 1984 (Eloyes), de 1971 et de 1974 (Haessler et Hoang-Trong, 1985 ; Audin *et al.*, 2002 ; Jacques *et al.*, 2004). Le mécanisme au foyer permet d'identifier deux

composantes normales décrochantes ; l'une normale-senestre Nord-Sud à pendage ouest, l'autre normale-dextre NW-SE à pendage nord (BCSF, 2003). Ce mécanisme, comme dans les crises sismiques précédentes des Vosges lorraines, est en accord avec les contraintes de compression régionales actuelles (SE-NW) ; pour la plupart des auteurs ces séismes seraient liés au dispositif orogénique alpin actuel. Les répliques, bien localisées par l'implantation d'un réseau local de stations sismiques installé peu de temps après la secousse principale, se regroupent près de l'extrémité sud-est de la « gouttière tectonique » de Rambervillers.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS ET VÉGÉTATION

Introduction

Le périmètre de la feuille Lunéville, est très inégalement couvert en données sur les sols et la végétation. Dans le domaine des sols, les investigations ont surtout porté sur les Vosges et leurs sols podzolisés ou leurs paléosols, ce qui a permis l'édition de la feuille Saint-Dié de la carte pédologique à moyenne échelle ; l'édition de la feuille adjacente Nancy est toujours en attente. En dehors de quelques observations ponctuelles, il faut donc se reporter à des études plus générales comme celles de Bonneau *et al.* (1965, 1967), NGuyen Kha (1973), NGuyen Kha *et al.* (1975) sur les pélosols du Keuper, ou de M. Gury (1976 ; 1990) sur les sols hydromorphes des terrasses de la Meurthe.

Les référentiels synthétiques des milieux – basés conjointement sur les types morphologiques de sols et les associations végétales – que sont les catalogues des stations forestières, testés dès la fin des années cinquante par P. Duchaufour, se sont multipliés dans les années soixante-dix sous l'impulsion du Centre de recherches forestières de l'INRA à Champenoux, alors récemment créé. Une première synthèse de ces monographies des massifs forestiers a été faite en 1976 par A. Brêthes, pour le Plateau lorrain. Une prospection de terrain plus dense sur la feuille contiguë Parroy, a permis d'affiner les types stationnels et les relations relief-sol-végétation sur le système Marnes du Keuper + Limons des plateaux (Charnet, 1984, 1985). Des études phytocécologiques comme celle de M. Becker (1971) sur la dégradation conjointe de la végétation et des sols en forêt de Charmes, s'intéressent aux relations sols-végétation dans la perspective de la gestion forestière. Enfin, dans le domaine de la végétation, la feuille Nancy de la carte de la végétation de la France, et sa substantielle notice (Timbal, 1978) apportent des informations conformes à la doctrine de H. Gaussen (1947), à l'origine de cette cartographie du pays à 1/250 000.

Les sols

Les types morphogénétiques de sols sont principalement déterminés, comme dans l'ensemble de la zone tempérée, par les propriétés

physico-chimiques de la roche-mère (lithofaciès affleurant) et par la situation topographique. L'occupation du sol – y compris dans sa dimension historique – n'intervient qu'en second et surtout sur les faciès siliceux et pauvres en bases (sables quartzeux des alluvions anciennes, grès pauvres en ciment). Ces considérations justifient un exposé par grand type de matériau parental, en laissant de côté les roches affleurant dans de mauvaises conditions ou sur des surfaces non significatives. Les relations avec les unités chronostratigraphiques sont données pour information, mais au regard de la question traitée, cette information est contingente ou d'un intérêt indirect. On ne développera dans ce paragraphe que les deux catégories de sols : les pélosols, sols typiques du Plateau lorrain et originaux au niveau national, enfin les sols hydromorphes des alluvions anciennes.

Les sols sur matériaux gréseux du Buntsandstein, affleurant dans l'angle sud-est de la feuille Lunéville (forêt de Baccarat, bois de Grammont), sont dans l'ensemble suffisamment fins, argileux et riches en minéraux altérables pour donner naissance à des sols bruns acides, et sur les faciès (plus rares et parfois résiduels) les plus sableux, des sols à tendance podzolique (sols cryptopodzoliques, sols ocre podzoliques).

Sur les terrains du Muschelkalk, les faciès marneux de la base, affleurant surtout en situation de vallon et de versants, supportent des sols bruns calciques voire eutrophes, assez lourds, et à hydromorphie variable selon la situation dans la toposéquence (sols bruns calciques ou eutrophes à pseudogley). Sur les faciès franchement bioclastiques à plus forte teneur en carbonates et à plus grande fissilité, une situation topographique de gisement fréquemment tabulaire favorise la décarbonation et oriente la pédogenèse vers le type sol brun calcaire ou le sol brun calcique.

Toutefois, les deux géosystèmes précédents ne représentent que le tiers sud-est du périmètre de la feuille. Sur le reste de la surface, les matériaux parentaux dominants sont le système Marnes du Keuper + Limon des plateaux et le remblaiement des alluvions anciennes.

Dans le premier, le substrat est constitué par les épaisses couches de Marnes irisées inférieures du Keuper, recouvertes localement par des placages limoneux peu épais (LP), vraisemblablement d'origine résiduelle, désignés dans la région par le terme vernaculaire de « Terres blanches ». Selon la situation topographique et le jeu corrélatif des actions d'érosion-colluvionnement, il existe une série continue de types morphogénétiques, allant du pélosol franc sur versant, au sol lessivé hydromorphe sur les limons les plus épais (rarement plus d'un mètre).

Le pélosol est un type de référence introduit par les pédologues de Nancy dans les années soixante, et repris de la classification allemande (Begon et Jamagne, 1973). Dans son acception non galvaudée (la dénomination a été souvent utilisée à tort et à travers pour désigner tous les sols argileux), il s'agit d'un sol non seulement très argileux – et pour cela peu évolué – comme l'indique son étymologie, mais possédant

aussi un certain nombre de caractères distinctifs ou différentiels, comme l'abondance des limons fins (2-20 microns), une structure de type « vertique » (réseau de fentes de dessiccation à la surface en été ; sols « gercés » décrits par les forestiers dans les aménagements) ; structure polyédrique à arêtes saillantes à moyenne profondeur, tendant vers une structure prismatique grossière en profondeur, avec faces de prismes parfois concaves, striées, traduisant le glissement des unités structurales les unes sur les autres lors des alternances de gonflement-retrait lié aux phases d'humectation et de dessiccation ; une hydromorphie dite « d'imbibition capillaire » liée à la faible macroporosité du matériau, enfin un complexe adsorbant saturé en cations et particulièrement riche en magnésium. Les couleurs sont grisâtres, avec des nuances vert olive (code Münsell : 2.5Y, voire 5Y) et parfois brunâtres (revêtements organiques) dans les horizons B et BC, et souvent des teintes plus pures en profondeur (horizons C) où elles sont héritées du sédiment (rouge et/ou vert) et prennent alors valeur de caractères lithochromes.

Dans la classification française des sols de 1967 (CPCS), ils prenaient rang de façon non explicite (et non satisfaisante) parmi les vertisols. Dans le Référentiel pédologique (Baize et Girard, coord., 1995), ils constituent une référence à part entière et sont donc fort logiquement séparés des vertisols *s.s.*, où les argiles gonflantes de type 2/1 ne sont pas héritées du substrat comme dans les sols du Keuper, mais le produit d'une néogenèse en milieu tropical humide à saison sèche marquée, en conditions topographiquement basses et chimiquement confinées (Nguyen Kha, 1973).

En Plateau lorrain, l'orthotype est un sol d'érosion, de développement A/B/BC(g)/C(g). On peut y distinguer une variante « courte » dans les hauts de versant convexes (exposés à l'Ouest ou au Sud) et une variante profonde (en particulier plus décarbonatée) sur les versants longs et pentus (15-25 %).

Sols apparentés au pélosol. Pour ces raisons topographiques, les surfaces concernées par le pélosol type sur marnes du Keuper sont assez modestes, les sols apparentés à caractères atténués ou franchement complexes (*i.e.* à deux couches) les remplaçant dès que l'érosion n'a pu complètement déblayer le voile limoneux de surface. Ces types sont le pélosol brunifié (A/Bw/BCg/Cg) que des arguments cartographiques et granulométriques montrent liés à une faible contamination superficielle en limons associée à un certain brassage, en situation préférentielle de versant, et le pélosol-pseudogley (A/Eg/2BCg/Cg), sol typiquement à deux couches occupant des surfaces plus importantes sur les plateaux et les glacis, où la rupture de perméabilité entre la couche limoneuse (20 à 40 cm) et le substrat marneux est à l'origine d'une nappe temporaire (Bonneau *et al.*, 1967).

Là où la couche de Limons des plateaux (LP) atteint, voire dépasse 1 m, comme (rarement) sur le sommet de quelques buttes, les sols sont de type sol lessivé à pseudogley, acide (pH eau en A < 4,5) à moyennement acide. Ils sont appelés « Terres blanches » sous cultures, avec

des pH plus élevés. Contrairement à l'opinion prévalant il y a une trentaine d'années (Le Tacon, 1969), et malgré la rareté des études spécifiques, leur répartition très apparentée au substrat et leur passage latéral progressif aux sols précédents à deux couches, nous fait privilégier l'hypothèse d'une origine résiduelle et autochtone, contre l'hypothèse d'un apport éolien (celle-ci attestée pour quelques faciès de la carte, minoritaires). Du reste, par comparaison avec les lèss wurmiens de l'Ouest du bassin de Paris (Perche), ils s'en distinguent par un taux d'argile plus élevé dans l'Est et la nette dominance de la fraction limons fins sur celle des limons grossiers (Charnet, 1984). Ce seraient alors de vieux « bats » résiduels, provenant du lessivage et/ou de la planosolisation des marnes sous-jacentes, pouvant avoir subi ultérieurement des transports par colluvionnement à l'échelle hectométrique, gouvernés par le relief en conditions périglaciaires. Si les plus épais sont sur le sommet des buttes, on note aussi leur répartition préférentielle sous le vent d'Ouest, liée à la dissymétrie climatique des vallées.

Sols sur alluvions anciennes. Parmi les affleurements significatifs, il reste les alluvions anciennes de type F, qui supportent une gamme de sols tous acides, sableux à sablo-limoneux pour la plupart, et plus ou moins hydromorphes et dégradés selon le relief (très nuancé sur ces surfaces). Les études approfondies de quelques toposéquences en forêt de Vitrimont par M. Gury (1976, 1990) ont dégagé les grands types d'évolution sur ces matériaux.

Les sols des basses terrasses, encore riches en galets peu altérés et avec une fraction silteuse significative en surface, sont limono-sableux, à drainage interne rapide, du type sol brun (acide sous forêt).

Les sols des moyennes terrasses (Fxb₂ et Fxb₃) sont limoneux, limono-sableux à sablo-limoneux, à faible charge grossière en galets, et se distinguent des précédents par l'entraînement des argiles (lessivage) et par l'apparition de l'hydromorphie : ce sont des sols bruns acides, des sols lessivés à pseudogley, voire des pseudogleys (fréquents en forêt de Mondon, notamment). Les plus limoneux et les mieux lessivés peuvent atteindre le stade « glossique ». Quand la pente est très faible et le drainage interne ralenti par un horizon argileux profond, l'engorgement du profil est prolongé et l'hydromorphie renforcée, tandis qu'une redistribution sensible de l'aluminium vers la profondeur signale un début de podzolisation : ce sont des pseudogleys podzoliques (Gury, 1990). Sur les quelques points hauts des toposéquences, des sols plus sains se rattachent aux sols cryptopodzoliques bruns ou aux sols ocre podzoliques.

Les sols des hautes terrasses (Fw et Fxb₁) sont fréquemment des limons sableux riches en galets de quartz et quartzites. Ces sols se démarquent par un drainage externe et interne rapide.

Dans les vallées alluviales, les alluvions holocènes Fz supportent des sols hydromorphes de type gley ou semi-gley, et sur les levées ou barres surélevées, des sols peu évolués d'apport récent, peu ou pas

hydromorphes. Il s'agit de sols peu originaux, qui ne méritent pas de développement particulier.

Flore et végétation

Les dernières statistiques de l'Inventaire forestier national (1990) donnent un taux de boisement de 22 % pour l'ensemble du Plateau lorrain de Meurthe-et-Moselle, contre 32 % pour le département. Dans la couverture forestière, bien représentée, l'analyse doit se situer sur différents niveaux. Les peuplements sont marqués par la sylviculture et l'histoire, et on observe le plus souvent des « sylvofaciès », en remplacement des groupements sylvatiques « climax » que l'on peut plus ou moins bien reconstituer d'après l'autoécologie des essences et quelques forêts ou parcelles peu dégradées.

Sur le terrain, outre les enrésinements aisément identifiables, on note des substitutions d'essences, comme celle du chêne pédonculé au chêne sessile, quand prévaut le régime du taillis ou du sous-futaie à rotations assez courtes.

Les principaux groupements représentés sont :

- les aulnaies et aulnaies-frênaies occupent les stations alluviales à gley, à nappe permanente oscillante, des vallées secondaires. Ces groupements ripisylves ont souvent été défrichés dans les grandes plaines d'inondation, au profit de prairies humides. La chênaie pédonculée-frênaie, en fond de vallon colluvial et en bas de versant, fait la jointure entre les aulnaies et les chênaies ;
- les chênaies pédonculées-charmaies occupent les sols non strictement acides (i.e. eutrophes, mésotrophes, et suboligotrophes), frais à humides (à nappe temporaire). Elles appartiennent typiquement à l'Alliance du Carpinion. On les observe dominantes sur Keuper et sur Muschelkalk ;
- les chênaies pédonculées (dites « édaphiques ») sont les pendantes des précédentes sur sols acides et mouilleux (pélosols-pseudogleys, pseudogleys). Elles sont bien représentées dans le massif de Mondon ;
- les hêtraies-chênaies sessiliflores sont les groupements des sols bien drainés. Une variante calcicline, marginale en surfaces, correspond aux pélosols de versant long à pente forte. Le pôle principal est constitué par les hêtraies-chênaies méso-acidiphiles et acidiphiles sur limons et alluvions anciennes (forêt domaniale des Hauts-Bois au nord d'Azerailles), où les proportions de chêne et de hêtre sont le produit de l'histoire et de la sylviculture. Le hêtre domine dans les futaies et les taillis-sous-futaie en voie de conversion ; son caractère sciophile lui permet d'attendre en sous-étage et de chasser le chêne en envahissant les coupes de régénération, ce qui pose des problèmes au gestionnaire, compte tenu de la rareté des glandées productives. Il ne s'efface que sur les stations les plus acides et les plus « dégradées », notamment sur alluvions anciennes sablo-graveleuses.

Sur le plan phytogéographique, le périmètre de la feuille s'inscrit dans le domaine floristique médio-européen, dont la Lorraine constitue les avant-postes occidentaux, et se signale donc moins par une forte

représentation du cortège continental que par des échelons d'appauvrissement en espèces subatlantiques par rapport au reste du bassin de Paris. L'appartenance au secteur baltico-rhénan marque plus une position distale par rapport aux dernières irradiations supra-méditerranéennes, encore présentes dans le secteur alpin, mais éteintes ici (on note quelques remontées plus à l'Ouest, dans les Côtes de Moselle et dans la vallée de la Meuse). Toutefois, ces gradients s'expriment différemment selon les conditions édaphiques : il faut donc sérier les cas.

Dans les stations acides relevant du Quercion *robori-petrae*, la continentalité s'exprime par l'apparition d'espèces comme le crin végétal (*Carex brizoïdes*), la laiche à nombreuses racines (*Carex umbrosa*), la luzule blanchâtre (*Luzula luzuloïdes*), l'absence de subatlantiques (encore présentes en Argonne ou en Champagne humide) comme le houx (*Ilex aquifolium*), réapparaissant dans les Vosges lorraines au climat plus atlantique), le néflier (*Mespilus germanica*), la luzule de Forster (*Luzula forsteri*), la laiche à pilules (*Carex pilulifera*) et les espèces atlantiques des landes, comme l'ajonc d'Europe (*Ulex europaeus*), la bruyère ciliée (*Erica ciliaris*).

Dans les stations mésotrophes, la tonalité est bien marquée avec des espèces mésoneutrophiles comme le pâturin de Chaix (*Poa chaixii*), l'aspérule odorante (*Galium sylvaticum*), la pulmonaire obscure (*Pulmonaria obscura*), la laiche poilue (*Carex pilosa*). Elle est encore affirmée sur les sols calciques ou calcaires, avec entre autres le nerprun (*Rhamnus cathartica*), la laiche des montagnes (*Carex montana*), la raiponce noire (*Phyteuma nigrum*).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ces notes ont pour objet d'attirer l'attention des utilisateurs sur quelques particularités des différents terrains représentés sur cette carte. Non exhaustives et non fondées sur des études spécialisées, elles ne doivent être utilisées qu'à titre indicatif. Étant donné la dispersion plus ou moins grande des affleurements et des sondages qui ont permis de l'établir, la carte, à l'échelle de 1/50 000 (1 mm représente 50 m), ne peut fournir toutes les données géologiques de façon ponctuelle. À l'échelle du chantier, elle donne un canevas, avec la géométrie des différentes formations géologiques représentées, qui doit être précisé par des sondages avant tous travaux importants. La carte géologique permet, en particulier de mieux implanter et d'interpréter les sondages de reconnaissance. Attention : la carte ne figure les formations superficielles que de façon très partielle ; leur couverture est quasiment continue.

Fondations et stabilité

Grès du Buntsandstein et du Muschelkalk inférieur

Plus ou moins durs, les grès du Sud-Est de la feuille sont généralement fissurés. En surface, ils sont fragmentés en cailloux et blocs,

emballés dans du sable, souvent argileux sur les formations du Buntsandstein supérieur et du Muschelkalk inférieur. Les blocs peuvent occasionner des problèmes de poinçonnement. Sur les versants, les formations superficielles peuvent être épaisses et hydromorphes en bas de pente ; la matrice sableuse des blocs est habituellement meuble et les blocs peuvent être déstabilisés lors des terrassements. Plus ou moins solifluées, les lentilles argileuses des Couches intermédiaires et de la partie sommitale des Grès à *Voltzia* peuvent générer des zones sourceuses et instables.

Calcaires du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle

Comme les grès, les calcaires sont souvent fissurés et disloqués en surface en cailloux et blocs, mais ils sont emballés dans des argiles limoneuses. En outre, ils peuvent présenter des cavités souterraines qui ont pris naissance dans le Calcaire à entroques, avec des réseaux pouvant monter dans les formations surimcombantes : Couches à cératites, Dolomie inférieure et parfois même jusqu'à la base des Marnes irisées inférieures. Les bancs calcaires sont épais dans le calcaire à entroques, plus minces (quelques décimètres) dans les Couches à cératites où ils se présentent en « sandwich » avec des marnes. Sur ces dernières, les altérites peuvent être entièrement argileuses et assez épaisses (jusqu'à 2 m et plus).

Les argiles et marnes du Muschelkalk moyen et du Keuper

Compactes en profondeur et plus ou moins calcaires ou dolomitiques, elles deviennent meubles dans la zone d'altération, décompressée, où elles se classent en géotechnique parmi les « argiles plastiques ». Dans la fraction argileuse, les illites prédominent, les argiles gonflantes (interstratifiés réguliers et irréguliers montmorillonite/chlorite) comptant pour 15 à 30 % dans les faciès argileux du Muschelkalk et du Keuper (forage de Chenevières 2-30), avec un maximum dans les parties moyennes et supérieures du Muschelkalk moyen (Lucas, 1962). Le phénomène de retrait-gonflement n'est pas exclu, mais reste limité.

Formations superficielles

La plupart des limons sont nettement argileux avec des caractéristiques plutôt médiocres, surtout sur les substrats argileux où ils sont souvent hydromorphes.

Tourbes

Les fonds des vallées principales peuvent renfermer des formations tourbeuses ; celles-ci sont généralement d'extension limitée et apparaissent lenticulaires et peu épaisses.

Terrassements

La plupart des terrassements peuvent être effectués à la pelle mécanique, mais il sera généralement préférable de prendre une pelle d'assez forte puissance, les marnes étant assez compactes et les calcaires et

grès pouvant se présenter en blocs durs de grande taille. Ceux-ci pourront être fragmentés avec un pic brise-roche assez puissant.

Réemploi des matériaux

Les matériaux de déblais locaux les plus appréciés sont les calcaires, les grès et les alluvions anciennes, souvent sableuses. Les autres matériaux sont généralement assez argileux et ne conviennent guère pour des remblais

RISQUES NATURELS

Les risques d'origine géologique sont principalement liés aux formations argileuses (glissements de terrains) et calcaires (cavités karstiques). Depuis le séisme du 22 février 2003 avec des dégâts dans la partie sud-est de la feuille, le risque sismique apparaît très actuel (voir le paragraphe « Géodynamique récente »).

Risque glissement de terrains

Sur les versants, les formations argileuses, plus ou moins profondément décompressées et leur couverture superficielle limono-argileuse à argilo-limoneuse, peuvent être sujettes à des glissements de terrains, en conditions hydromorphes. Dans ces formations les terrassements seront conduits avec prudence et rapidement mis en sécurité, avec le souci de maîtriser et de canaliser les venues d'eau.

Risque effondrement

Des cavités karstiques, prenant naissance au niveau du Calcaire à entroques et pouvant se développer jusque dans la partie inférieure du Keuper, existent dans les zones d'affleurement de ces formations, en particulier dans une large bande SW-NE, allant du secteur de Gerbéviller-Vallois à celui de Sainte-Pôle-Verdenal. De petites cuvettes fermées (dolines ou bétoires), souvent alignées peuvent révéler, en surface, un réseau de cavités souterraines. L'absence de ces indices de surface n'implique cependant pas leur absence en profondeur.

Risque sismique

Lors du tremblement de terre du 22 février 2003 (dit « de Rambervilliers »), l'intensité « 6,5 » sur l'échelle MSK-1964 (qui compte 12 niveaux) ayant été atteinte à Baccarat, Deneuvre et Mattexey, le risque sismique peut être évalué, dans la partie sud de la feuille à l'intensité « 7 » MSK (dommages possibles aux constructions) ; voir le paragraphe « Géodynamique récente » et la figure 4.

RESSOURCES EN EAU

Introduction

L'ensemble des terrains affleurants sur la carte géologique Lunéville peuvent se diviser en 5 unités hydrogéologiques qui, en partant du plus profond, sont les suivantes :

- un système aquifère des grès du Trias, épais au maximum de 400 m et affleurant au Sud-Est de la carte (région de Bertrichamps – Baccarat) et regroupant le Grès vosgien, le Conglomérat principal, les Couches intermédiaires, le Grès à *Voltzia* et le Grès coquillier ;
- un domaine imperméable du Trias moyen, épais d'une centaine de mètres et constitué essentiellement par les Couches grises du Muschelkalk moyen ;
- un système des calcaires du Muschelkalk supérieur, épais de 70 m et constitué d'alternances calcaire-argile dans sa partie médiane et passant à des masses calcaires au toit et au mur ;
- un domaine imperméable du Trias supérieur, épais de 130 m et constitué par les Marnes versicolores, chargées de gypse et d'anhydrite. Ce domaine, dans sa partie supérieure, comprend quelques unités aquifères peu épaisses, présentant un intérêt local (Grès à roseaux, Dolomie en dalles). Au sommet repose les Grès et sables du Rhétien ;
- les alluvions des trois cours d'eau (Meurthe, Vezouze et Mortagne), qui reposent indistinctement sur les unités précédemment cités.

Potentialités hydrogéologiques des alluvions

Les alluvions anciennes couvrent des surfaces importantes dans les vallées de la Meurthe de la Vezouze et de la Mortagne, et elles se répartissent principalement sur trois niveaux. Des recherches appuyées sur des mesures géophysiques permettent de résoudre facilement les besoins ruraux. Les eaux hypominéralisées et riches en CO₂ libre sont excellentes après neutralisation.

Le cheminement de la nappe phréatique des alluvions des fonds de vallées implique au contraire un long contact avec le substratum riche en évaporites. La plupart des stations implantées dans ces conditions ont un caractère provisoire car les eaux hyperminéralisées sont impropres à de nombreux usages. On assiste tardivement à une élévation subite et rapide de la concentration en fer et en manganèse. On peut considérer que les eaux de la nappe phréatique sont impropres à la consommation dans la totalité du cours de la Vezouze, dans la vallée de la Meurthe dès l'aval de Baccarat, et dans celle de la Mortagne à l'aval de Saint-Pierremont.

Système aquifère des calcaires du Muschelkalk

Les calcaires du Muschelkalk donnent lieu à des émergences dont les caractères physico-chimiques sont proches de ceux des eaux des stations hydrominérales des bassins de Vittel et de Contrexéville. Au Sud-Ouest de Flin-Chazelles, deux karsts criblent le plateau d'un grand nombre de gouffres. Les sources possèdent un régime vaclusien, se troublent pendant les orages, et à la saison des pluies elles sont hautement polluées.

À la limite nord de la feuille, la source dite de « la Laxière », déclarée d'intérêt public et jadis exploitée, vient au jour probablement à la faveur d'une faille qui facilite le passage de l'eau à travers le Keuper, épais localement de 70 m.

Connue depuis le Moyen Âge, la source de Montfort, au Sud de Magnières, serait liée, selon une prospection électrique, à un faisceau de failles d'orientation SSW-ENE. Les eaux proviennent probablement du réservoir carbonaté du Muschelkalk supérieur – Lettenkohle inférieur, dont le toit serait à faible profondeur dans le compartiment nord, relevé contre les marnes de la Lettenkohle moyenne et les Marnes irisées inférieures, qui sont abaissées d'une vingtaine de mètres par un faisceau de failles. Minéralisée, elle est l'objet d'une demande d'agrément. Son débit a beaucoup augmenté après le séisme du 22 février 2003.

Système aquifère des grès du Trias

La nappe la plus intéressante est celle du Grès vosgien, mais il faut éliminer strictement (ce qui ne fut pas le cas dans le passé) les réservoirs propres aux autres grès ; en particulier :

- le Grès coquillier, source de chlorures et de sulfates ;
- le Grès à *Voltzia* dont le ciment est toujours gypseux en profondeur ;
- les Couches intermédiaires, dont l'apport en fer est bien connu.

Bien captées, les eaux du Grès vosgien donnent toujours des résultats satisfaisants sur l'ensemble de la feuille, du triple point de vue du débit, des caractères physico-chimiques et de la protection bactériologique des eaux. La nappe offre un artésianisme fidèle, en opposition avec celui des autres grès dont la charge diminue progressivement et assez rapidement pour que l'exploitation d'un forage en soit rendue malaisée.

La municipalité de Lunéville a effectué en 1980, un forage dans les grès du Trias pour alimenter la piscine du Champs-de-Mars. L'aquifère est capté sur 136 m d'épaisseur. Le forage est artésien avec un débit de 50 m³/h et produit par pompage un débit de 250 m³/h. L'eau est de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Seule la teneur en fer dépasse la norme de potabilité et nécessite la mise en place d'une station de traitement.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

L'extraction de sables et graviers d'alluvions reste la seule exploitation actuelle de matériaux du sous-sol de la feuille Lunéville. Les sablières et gravières sont actuellement toutes localisées dans la vallée de la Meurthe.

Parmi les matériaux anciennement exploités, certains pourraient l'être encore, comme les calcaires et marnes du Muschelkalk supérieur et certains niveaux des grès du Buntsandstein (Grès vosgien, Grès à meules pour la construction ; Calcaire à entroques pour la restauration de l'habitat ancien). D'autres, possibles jadis à une échelle artisanale ne pourraient plus l'être à une échelle industrielle : galets de quartz ou sables blancs pour la fabrication du cristal (probablement des sables provenant de la désagrégation des grès vosgiens, remaniés dans les fonds de vallons et blanchis par hydromorphie), argiles pour céramique, tuiles et briques ; gypse pour plâtre, jadis exploité en carrière à Lunéville (De Dietrich, 1801).

La faïencerie de Lunéville a été créée en 1731 par Jacques Chambrette et celle de Saint-Clément, la seule active aujourd'hui, en 1785. Selon les indications de P.-F. De Dietrich (1801) et M.-A. Braconnier (1883), au XVIII^e et XIX^e siècle, elles utilisaient soit des niveaux argileux intercalés dans les alluvions, soit des faciès d'altération des marnes et argiles du Trias : argiles moyennes de la Lettenkohle (Hériménil) et les faciès d'altération de la partie inférieure des Marnes irisées (Rehainviller, feuille Bayon). Les galets de quartz des alluvions étaient recherchés pour la fabrication de la faïence fine. Les sables fins et blancs de la partie supérieure du Rhétien servaient de dégraissant. Comme les cristalleries de Baccarat, la faïencerie de Saint-Clément importe aujourd'hui la matière première d'autres régions. Les cristalleries ont été fondées, vers 1764 à Sainte-Anne, près de Baccarat.

INDICES DE MINÉRAIS MÉTALLIQUES

Le seul indice métallifère connu sur la feuille est une imprégnation bleue de carbonate de cuivre dans des passées argileuses du Grès à *Voltzia*, avec une teneur maximum de 27 % de cuivre, aux environs de Vacqueville (Braconnier, 1883).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le territoire couvert par la feuille Lunéville n'a guère fourni de sites et d'outillage préhistorique importants et, en conséquence, il n'a pas été l'objet de recherches ciblées. Le site archéologique le plus notable est le sanctuaire gallo-romain de Deneuvre, près de Baccarat, objet d'une reconstitution accessible au public. Parmi les sites médiévaux, citons le château-fort de Moyen, dans la vallée de la Mortagne. La cristallerie de Baccarat et les faïenceries de Lunéville et de Saint-Clément datent du XVIII^e siècle, sous le règne de Stanislas Leszczyński qui fit bâtir le château de Lunéville (le « Versailles lorrain ») où il installa sa cour (voir la rubrique « Substances utiles et carrières »).

SITES DE RÉFÉRENCE ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Aucun site géologique de référence n'a été répertorié sur la feuille Lunéville. La rareté des affleurements ne permet pas d'établir ici une excursion géologique d'intérêt régional. Les itinéraires 2 et 5 du guide géologique « Lorraine Champagne » (Hilly *et al.*, 1979), remontant la vallée de la Vezouze et se dirigeant vers le Donon par Montigny et Sainte-Pôle, décrit 4 affleurements sur la feuille. Ils sont aujourd'hui très dégradés. Les formations gréseuses et conglomératiques du Buntsandstein peuvent être observées, de part et d'autre de la Meurthe, dans le secteur de Bertrichamps-Baccarat. Les carrières de Grès à *Voltzia* sont aujourd'hui toutes abandonnées et plus guère accessibles. Il en est de même pour celles exploitant les calcaires du Muschelkalk supérieur. Un front de taille exposant les alluvions anciennes de la

Meurthe peut encore être observé dans une sablière communale au Sud-Ouest de Vathiménil.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque de données du Sous-Sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional (SGR-Lorraine) : 1 avenue du Parc de Brabois, 54500 Vandœuvre ; ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris ; ou encore sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>

BIBLIOGRAPHIE

- ADLOFF M.-C., DOUBINGER J. (1969) – Études palynologiques dans le Grès à *Voltzia* (Trias inférieur). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg, vol. 22, n° 1-2, p. 131-148.
- ADLOFF M.-C., DOUBINGER J. (1978) – Associations palynologiques du Trias et du Lias inférieur de l'Ouest de l'Europe (Luxembourg, France, Portugal). Coll. Intern. Pal. Leon, Spain, 5-10 septembre 1967, *Palinologia*, numero extraordinario 1, p. 21-25.
- ADLOFF M.-C., DOUBINGER J., GEISLER D. (1982) – Étude palynologique et sédimentologique dans le Muschelkalk moyen de Lorraine. Aspects stratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. XXV, 1982-1983, n° 2, p. 91-104.
- AIGNER T. (1985) – Storm depositional systems, dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow sequences. Lectures notes in Earth Sciences, Springer, Berlin, n° 3, 171 p.
- ANDREIEFF P. (coord.) (1997) – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000. Comité de la carte géologique de France, 3^e éd., Documents du BRGM, n° 260, 255 p.
- AUDIN L., AVOUAC J.-P., FLOUZAT M., PLATET J.-L. (2002) – Fluid-driven seismicity in a stable tectonic context : the Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophysical Research Letters*, n° 29, p. 6.
- AUTRAN A., BRETON J.-P., CHANTRAINE J., CHIRON C., CABY R., COLBEAUX J.-P., GIGOT P., HACCARD D., ROGER P., LAVILLE P., LE POCHAT G., LESCOPI J.-P., MÉGNIEN F., MÉNILLET F., OGIER M. (1980) – Carte tectonique de la France à 1/1 000 000. Éd. BRGM, Orléans.
- BACHMANN G.H., BEUTLER G., HAGHORN H., HAUSCHKE N. (1999) – Stratigraphie der Germanischen Trias. In Hauschke N., Wilde V. (coord.) : Trias – Ein ganz andere Welt. Verlag Dr. F. Pfeil, München, p. 81-104.
- BAIZE D., GIRARD M.-C. (coord.) (1995) – Référentiel pédologique. INRA éditions, 332 p.

- BARANYL I., LIPPOLT H.J., TODT W. (1976) – Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Obergraben-Gebietes : die Alterstraverse von Hegau nach Lothringen. *Oberrhein. Geol. Abh.*, Karlsruhe, 25,
- BAROZ F. (1967) – Contribution à l'étude de la Dolomie de Beaumont (Keuper moyen) en Lorraine. DES, univ. Nancy, non publié.
- BCSF (BUREAU CENTRAL SISMOLOGIQUE FRANÇAIS) (2003) – Note préliminaire sur le séisme de Rambervillers, 88) du 22 février 2003. Observations macrosismiques, <http://www.seisme.prd.fr/>, 111 p.
- BECKER M. (1971) – Étude des relations sol-végétation en conditions d'hydromorphie, dans une forêt de la Plaine lorraine. Thèse Doctorat d'État, Université de Nancy I, 225 p.
- BEGON J.-C., JAMAGNE M., (1973) – Les notions de pseudogley et de pélosol dans la classification des sols de la R.F.A. *Bull. Assoc. Française pour l'étude du sol*, n° 4, p. 223-239.
- BONNEAU M., DUCHAUFOUR P., MILLOT G., PAQUET H. (1965) – Note sur certains sols vertisoliques formés en climat tempéré. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, vol. 17, n° 4, p. 325-334.
- BONNEAU M., DUCHAUFOUR P., LE TACON F., NGUYEN KHA (1967) – Note sur quelques sols développés sur substratum argileux. *Pédologie (Gand)*, XVII (1), p. 106-118.
- BOURQUIN S., GUILLOCHEAU F. (1996) – Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethysian basin (German basin and Bresse-Jura basin). *Sediment. Géol.*, vol. 105, p. 159-182.
- BOURQUIN S., POLI E., DURAND M., COUREL L. (1995) – Stratigraphie des évaporites du Trias, français. Exemple de séquences de dépôts des séries carniennes et leur cadre morphostructural. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 266, n° 5, p. 493-505.
- BRACONNIER M.-A. (1883) – Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Grosjean, Nancy et Savy, Paris éd., 436 p.
- BRÊTHES A. (1976) – Catalogue des stations forestières du Plateau lorrain. Centre National de Recherches Forestières de Champenoux-INRA, 182 p.
- CARASCO B. (1987) – Les grabens stéphano-Permien de l'Est de la France : évolution tectonosédimentaire, développement des faciès lacustres carbonatés et sapropéliques. Thèse univ. Louis Pasteur, Strasbourg, vol. I, 176 p., vol. II, 23 pl.
- CAVELIER C., LORENZ J. (éd.) (1987) – Aspects et évolutions géologiques du Bassin parisien. *Bull inf. Géol. Bass. de Paris*, mém. h.s., n° 6, 271 p.

- CHARNET F. (1984) – Typologie des stations en forêt de Parroy (54). Rapport DEA Biologie et physiologie végétales, option « Sciences forestières ». Université Nancy I – ENGREF, Nancy, 139 p.
- CHARNET F. (1985) – Essai de corrélation des types de station et des données dendrométriques de l'IFN sur le Plateau lorrain. École Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Nancy, 27 p.
- CLIN M., LAUGIER R., MILLOT G. (1957) – Un profil des grès vosgiens le long de la vallée de la Meurthe. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 6, VII, p. 1015-1024.
- CORDIER S., HARMAND D., BEINER M. (2002) – Les alluvions anciennes de la vallée de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du bassin de Paris, France). Étude morphosédimentologique et essai de reconstitution paléoclimatique. *Revue géographique de l'Est*, t. XLII, n° 4, p. 197-208.
- CORROY G. (1928) – Les Vertébrés du Trias de Lorraine et le Trias lorrain. *Annales de paléontologie*, t. 17, p. 83-135.
- COULON M. (1992) – La distension oligocène dans le Nord-Est du bassin de Paris : perturbation des directions d'extension et de distribution des stylolites. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8è série, vol. 163, n° 5, p. 531-540.
- COULON M., FRIZON DE LA MOTTE D. (1988) – les extensions cénozoïques dans l'Est du bassin de Paris : mise en évidence et interprétation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, p. 113-119.
- COUREL L., DURAND M., MAGET P., MAIAUX C., MÉNILLET F., PAREYN C., DUBOIS P., MARCHAL C., YAPAUDGIAN L. (1980) – Trias *in* Mégnien C. (coord.) : Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie. Mém. BRGM, n° 101, p. 37-74.
- DEBÉGLIA N., GREBER C. (1980) – Structure au mur du Trias, position et puissance des bassins permien. *in* Debrand Passard (coord.) : Synthèse géologique du bassin de Paris, t. II, Atlas. Mém. BRGM, n° 102, planche S4.
- DIETRICH P.-F. (De) (an VIII, 1801) - Description des minerais, forges, salines, tréfileries, fabriques de fer blanc, porcelaine, faïence... de la Lorraine méridionale (Lorraine française actuelle). Réédition, 1986, Champion et Slatkine éd., Paris, Genève, 576 p.
- DURAND M. (1972) – Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, fasc. 5, p. 214-215.
- DURAND M. (1978) – Paléocourants et reconstitutions paléogéographiques. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, Nancy, vol. XXII, p. 301-390.
- DURAND M. (1980) – Grès de Ruaux. *In* Mégnien F., Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. III, Lexique des noms de formations. Mém. BRGM n° 103, p. 46.

- DURAND M. (1987) – Premiers exemples de sédimentation éolienne dans le Buntsandstein moyen du Nord-Est de la France. 1^{er} congrès français de Sédimentologie. Paris, vol. des résumés, p. 162-163.
- DURAND M. (1994) – Des cônes de déjection permien au grand fleuve triasique : évolution de la sédimentation continentale dans les Vosges du Nord autour de - 250 Ma. *Bull. Ass. Prof. Biologie-Géologie* (APBG), p. 1-32.
- DURAND M., BOURQUIN S. (2001) – La discontinuité éocimmérienne majeure sur les affleurements du Keuper du Nord-Est de la France (modalités d'expression, conséquences sédimentologiques). 8^e congrès français de sédimentologie, Orléans, 12-14 novembre 2001, Publ. Assoc. Sédim. Fr., n° 36, Paris, p. 111-112.
- DURAND M., JURAIN G. (1969) – Éléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, vol 269, p. 1047-1049.
- DURAND M., MEYER R. (1982) – Silicifications (silcrètes) et évaporites dans la Zone limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, vol. 35, n° 1-2, p. 17-39.
- DURINGER P. (1984) – Tempêtes et tsunamis : les dépôts de vagues de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique de l'Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, t. XXVI, n° 6, p. 1177-1185.
- DURINGER P. (1987) – Une mégaséquence d'émersion : la Lettenkohle (Trias, Est de la France). Mise en évidence de marées par l'imbrication bipolaire de plaques de dessiccation. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, vol. 76, n° 2, p. 579-597.
- DURINGER P. (1999) – Du lagon protégé aux tempestites distales : un modèle transgressif d'école. L'exemple pédagogique du Muschelkalk supérieur de l'Est de la France (Trias moyen, Alsace - Lorraine). 7^e Congrès français de sédimentologie, Nancy. Livre des excursions, Publi. ASF Paris, n° 34, p. 53-84.
- DURINGER P., DOUBINGER J. (1985) – La palynologie : un outil de caractérisation des faciès marins et continentaux à la limite Muschelkalk supérieur - Lettenkohle. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, t. 38, n° 1, p. 19-34.
- DURINGER P., HAGDORN H. (1987) – La zonation par cératites du Muschelkalk supérieur lorrain (Trias, Est de la France). Diachronisme des faciès et migration vers l'Ouest du dispositif sédimentaire. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, t. III, n° 3, p. 601-609.
- EDEL J.B., FLUCK P. (1989) – The upper Rhenish shield basement (Vosges, upper Rhingraben and Schwarzwald) ; main structural features, deduce from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, vol. 169, n° 4, p. 303-316.

- FLICHE P., ZEILLER R. (1910) – Flore fossile du Trias en Lorraine et en Franche-Comté. Berger-Levrault éd., Paris-Nancy, 297 p., 27 pl.
- FOUCAULT A., RAOULT (1980) – Dictionnaire de géologie. Masson (Dunod) éd., 335 p.
- GALL J.-C. (1971) - Faunes et paysages du Grès à *Voltzia* du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, n° 34, 318 p.
- GALL J.-C. (1972) – Permanence du régime de chenaux et de flaques dans les Vosges du Nord pendant toute la durée du Buntsandstein. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, t. 25, n° 4, p. 307-321.
- GALL J.-C. (1985) – Fluvial depositional environment evolving into deltaic setting with marine influence in the Buntsandstein of the northern Vosges. In Mader D. (ed.), Aspect of fluvial sedimentation in the lower triassic Buntsandstein of Europe. Lectures notes in Earth Sciences. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 449-477.
- GEISLER D. (1978) – Une coupe détaillée du Muschelkalk moyen à Sarrebourg (Moselle). 103^e Congrès nat. Soc. Sav. Sciences, fasc. 4, p. 335-341.
- GEISLER-CUSSEY D. (1986) – Approches sédimentologiques et géochimiques des mécanismes générateurs de formations évaporitiques actuelles et fossiles. Marais salants de Camargue et du Levant espagnol, Messinien méditerranéen et Trias lorrain. *Sciences de la Terre*, Nancy, mém. n° 48, 226 p.
- GEISLER D., ADLOFF D., DOUBINGER J. (1978) – Découverte d'une microflore d'âge carnien inférieur dans la série salifère lorraine. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 22, n° 4, p. 381-399.
- GUILLAUME L. (1938) – Observations sur la stratigraphie du Trias lorrain. Forage de Saint-Clément (Meurthe-et-Moselle). C.R. du Premier congrès lorrain des Sociétés Savantes de l'Est de la France, Nancy, p. 1-6.
- GRAUVOGEL-STAMM L. (1978) – La flore du Grès à *Voltzia* (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interprétation phylogénétique et paléogéographique. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Mém. n° 50, 225 p.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN S., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., GAULIER J.-M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., ROGOLLET C., SERRANO O., GRANDJEAN G. (1999) – Évolution géodynamique du bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphique 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 36, n° 4, p. 3-35.
- GUILLOCHEAU F., PÉRON S., BOURQUIN S., DAGALLIER G. (2002) – L'inondation marine du Trias moyen (Calcaire à cératites) dans l'Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 39, n° 3, p. 5-12.

- GUILLOCHEAU F., PÉRON S., BOURQUIN S., ROBIN C., DAGALLIER G. (2002) – Les sédiments fluviatiles (faciès buntsandstein) du Trias inférieur et moyen de l'Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 39, n° 3, p. 13-22.
- GURY M. (1976) – Évolution des sols en milieu acide et hydromorphe sur terrasses alluviales de la Meurthe. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université de Nancy I, 100 p.
- GURY M. (1990) – Genèse et fonctionnement actuel des pseudogleys podzoliques sur terrasses alluviales dans l'Est de la France. Thèse Doctorat d'État, Sciences, Université de Nancy I, 331 p.
- HAESSLER H., HOANG-TRONG P. (1985) – La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984 : implications tectoniques régionales. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, p. 14.
- HAGUENAUER B. (1961) – Contribution à l'étude du Muschelkalk supérieur lorrain dans la région de Blamont et de Héming. DES, Univ. Nancy, 92 p.
- HAGUENAUER B. (1963) – Étude séquentielle du Muschelkalk supérieur lorrain. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 148-153.
- HARMAND D., LE ROUX J. (2000) – La capture de la haute Moselle. *Bull. inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 37, n° 3, p. 4-14.
- HILLY J., MARCHAL C., ALLOUC J. (1977) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bayon (268) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Hilly J., Marchal C., Allouc J. (1977), 28 p.
- HILLY J., MARCHAL C., ALLOUC J. (1977) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bayon (268). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par Hilly J., Marchal C., Allouc J. (1977).
- HILLY J., HAGUENAUER B. (1979) – Lorraine-Champagne. Masson éd., Paris, Guides géologiques régionaux, 216 p.
- JACQUES E., VAN DER WOERD J., DORBATH L., VASQUEZ H., RIVERA L., HAESSLER H., DELOUIS B., FROGNEUX M., MEGHRAOUI M., CARA M. (2004) – Preliminary results of the 22 february 2003 Rambervillers (Vosges, France) earthquake sequence. EGS-AGU-EUG joint Assembly, avril 2004, Nice, livre des résumés.
- KHATIB-NGUYEN THI N.T. (1977) – Contribution à l'étude des conodontes du Muschelkalk supérieur lorrain. Thèse 3^e cycle, univ. Nancy I, 81 p.
- KOEHN-ZANINETTI L., BRONNIMANN P., GALL J.-C. (1969) – Description de quelques foraminifères du Grès à *Voltzia* (Buntsandstein supérieur) des Vosges (France). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg, t. 1222, n° 1-2, p. 121-131.
- KOZUR H. (1972) – Vorläufige Mittelungen zur parallelisierung der germanischen und tethysien Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und unterstufengliederung der Trias. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Innsbruck, 21, p. 361-412.

- KOZUR H. (1974) – Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I-II, Anlagen. *Freiberger Forschunsh.*, Leipzig, Reihe C, Geowissenschaften, Mineralogie-Geochemie, vol. 280, teil I, 56 p., teil II, 70 p.
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A., CUSHING M., DUROUCHOUX C. (1996) – Mille ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres, paramètres et références. Ouest édition, Presses académiques, Nantes, 50 p.
- LAMBERT J. (coord.), BERNARD P., CZITROM G., DUBIÉ J.-Y., GODEFROY P., LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1997) – Les tremblements de terre en France. Hier, aujourd'hui, demain. BRGM éd., Orléans, 196 p.
- LAUGIER R. (1966) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lunéville (269). Serv. Carte Géol. France. Notice explicative par Laugier R., 11 p.
- LEBRUN F. (1851) – Aperçu sur les couches fossilifères du Muschelkalk supérieur des environs de Lunéville. Congrès scientifique de France, 17^e session, Nancy, 1850, vol. 1, p. 301-322.
- LE ROUX J. (1980) – La tectonique de l'auréole orientale du bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, t. 22, n° 4, p. 655-667.
- LE ROUX J. (1999) – Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. In Hanzo M. et al. : Mines de Lorraine et du Luxembourg. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Paris, vol. 36, n° 1, p. 7-13.
- LE ROUX J. (2000) – Structuration du Nord-Est du bassin de Paris. *Bull. inf. Géol. Bass. Paris*, Paris, vol. 37, n° 4, p. 13-34.
- LE ROUX J., HARMAND D. (1998) – Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle. *Geodynamica Acta*, Paris, vol. 11, n° 4, p. 149-162.
- LE ROUX J., HARMAND D. (2002) – The morphologic and structural evolution revealed by the hydrographic network : a discordant cretaceous cover at the origin of the rivers courses and of their superimposition in the eastern Paris basin (France). *Geodynamica acta*. Soumis.
- LE ROUX J., HARMAND D. (2003) – Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis. Structural, morphologic and hydrographic consequences. Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region, Preizerdaul (Luxembourg), 14-17 may 2003, Quesnel coordinator. *Géologie de la France*, n° 1, p. 105-110.
- LE TACON F. (1969) – Aperçu sur l'importance des limons en Lorraine et sur leur rôle dans l'évolution des sols. Mémoire hors série de la Société Géologique de France, vol. 5, p. 113-116.
- LIÉTARD A. (1888) – Note sur le Trias dans la région méridionale des Vosges. *Bull. Soc. Sciences Nancy*, vol. 2, n° IX, p. 44-68.

- LUCAS J. (1962) – La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. Mém. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, 201 p. ; Trias de Lorraine, p. 61-74.
- MARCHAL C. (1983) – Le gîte salifère keuperien de Lorraine-Champagne et les formations associées. Études géométriques. Implications génétiques. *Sciences de la Terre*, Nancy, mém. 44, 1 vol. texte, 139 p., 1 vol. 15 pl. h.t.
- MÉGNIEU C. (coord) (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. Éd. BRGM, Orléans, vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie (mém. n° 101) 466 p. ; vol. 2, Atlas (mém. n° 102) ; vol. 3, Lexique des noms de formations, (mém. n° 103) 467 p.
- MÉNILLET F. (1980) – Complexe de Volmunster. In Mégnien F. : Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. III, Lexique des noms de formations. Éd. BRGM, Orléans, mém. n° 103, p. 52-53.
- MEYER R. (1973) – La carte géologique à 1/50 000 de Rambervillers (Vosges). Présentation générale et commentaires sédimentologiques. Thèse spécialité (géologie), Univ. Nancy, 150 p.
- MEYER R., JURAIN G., CHRÉTIEN J.-C., VERBECQ F. (1974) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rambervillers (305). Orléans : BRGM. Notice explicative par Meyer R., 8 p.
- NGUYEN KHA (1973) – Recherches sur l'évolution des sols à texture argileuse en conditions tempérées et tropicales. Thèse Univ. Nancy, 156 p.
- NGUYEN KHA, PAQUET H. (1975) – Mécanismes d'évolution et de redistribution des minéraux argileux dans les pélosols. *Sciences Géologiques, Bull.* 28, 1, p. 15-28.
- NOËL E. (1905) – Note sur la faune des galets du Grès vosgien. *Bull. Soc. Sciences*, Nancy, t. 6, fasc. 3, p. 46-73.
- PALAIN C. (1966) – Contribution à l'étude sédimentologique du « Grès à roseaux » (Trias supérieur), en Lorraine. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. XI, n° 3, p. 245-291.
- PERRIAUX J. (1961) – Contribution à l'étude des Vosges gréseuses. Mém. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 18, 236 p.
- PERRODON A., ZABEK J. (1990) – Paris basin. In Leighton M.W., Kolata D.R., Oltz D.F., Eidel J.J. (ed.), Interior cratonic basin. Amer. Assoc. Petroleum geologist, Mem. n° 51, p. 633-678.
- REY J. (éd.) (1997) – Stratigraphie, terminologie française. Comité français de stratigraphie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, mém. n° 19, 164 p.
- ROBAUX A. (1935) – Sur une cassure importante suivant la vallée de la Meurthe à Lunéville. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, p. 257-259.
- STEINER P. (1980) – Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse 3^e cycle, univ. Nancy I, 206 p.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS (1980) – Mégny C. coordonnateur. Éd. BRGM, Orléans. Vol. 3, Lexique des noms de formations (mém. n° 103), 467 p.

TIMBAL J. (1978) – Notice détaillée de deux feuilles lorraines (18-Metz, 27-Nancy). Carte de la végétation de la France au 200 000. Éditions du CNRS, Paris (1979), 118 p.

VINCENT P.-L., LE ROUX J., FLAGEOLLET J.-C., GURY M., DABONVILLE J.-P., FLORENTIN L., NYS C., BILLORET R., GUILLAUME C., RUCQUOIS D., THOMAS A. (1978) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Nancy (230), 2^e édition. Orléans : BRGM. Notice explicative par Vincent P.-L., Le Roux J., Flageollet J.-C., Gury M., Haguenaer B., Thomas A., Ricour J., Billoret R. Guillaume C., Timbal J. (1978), 44 p.

VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER ROSA D., WEBER C. (1979) – Les tremblements de terre en France. Éd. BRGM, Orléans, Mém. n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

VOGT J., WEBER C. (1980) – Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 et notice. Éd. BRGM, Orléans.

Différentes éditions de la carte géologique à 1/80 000 Lunéville

- 1^{ère} édition, par C. VÉLAIN (1894) ;
- 2^e édition par G. GARDET et collab. (1939) ;
- 3^e édition (1968), révision par G. MINOUX (1966).

AUTEURS

La notice de la carte géologique Lunéville a été rédigée par François MÉNILLET, avec la collaboration de :

- Marc DURAND, pour les formations triasiques et l'évolution géodynamique ;
- Jacques LE ROUX pour la tectonique et l'évolution géodynamique ;
- Stéphane CORDIER, pour les alluvions anciennes de la Meurthe ;
- Frank HANOT, ingénieur géophysicien au BRGM pour l'hydrogéologie ;
- François CHARNET, ingénieur à l'Institut pour le développement forestier, auteur de la rubrique Sols et végétation.

ANNEXE I

ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS ENTRE LES DEUX ÉDITIONS
DE LA FEUILLE LUNÉVILLE ET DES CARTES VOISINES

Lunéville 2 ^e éd.	Lunéville 1 ^{ère} éd.	Bayon	Cirey-sur- Vezouze	Rambervillers
CFy-z	Fz	Fz	CF	Fz
Fz	Fz	Fz	Fz	Fz
C				
SC		C		
Fyb3	Fy		Fx-y	
Fyb2	Fy	Fy2	Fx	Fx-y
Fyb1	Fy	Fy1	Fw-x	
Fxb3	Fy	Fx3	Fw-x	Fx
Fxb1	Fy	Fx1	Fv	
RFxb3	Fy			
RFxb1	Fy		Fv	
RFw2		Fw	Fv	
OE				
LP		LP	LP	LP
t7G	l1a	t10		
t5-6	t9			
t5G-D	t8	t8		
t5A	t7	t7		t7
t4-5	t6	t6		t6
t3-4C-T	t5	t5	t5	t5
t3R-B	t4		t4	t4
t2-3V-O <i>pars</i>	t2-3 <i>pars</i>		t3	t2c3a <i>pars</i>
t2-3V-O <i>pars</i>	t2-3 <i>pars</i>		t2b	t2c3a <i>pars</i>
t2-3C	t2-3 <i>pars</i>		t2a	t2b
t1-2P	t1b		t1c	t2a
t1-2V	t1a		t1b	t1

