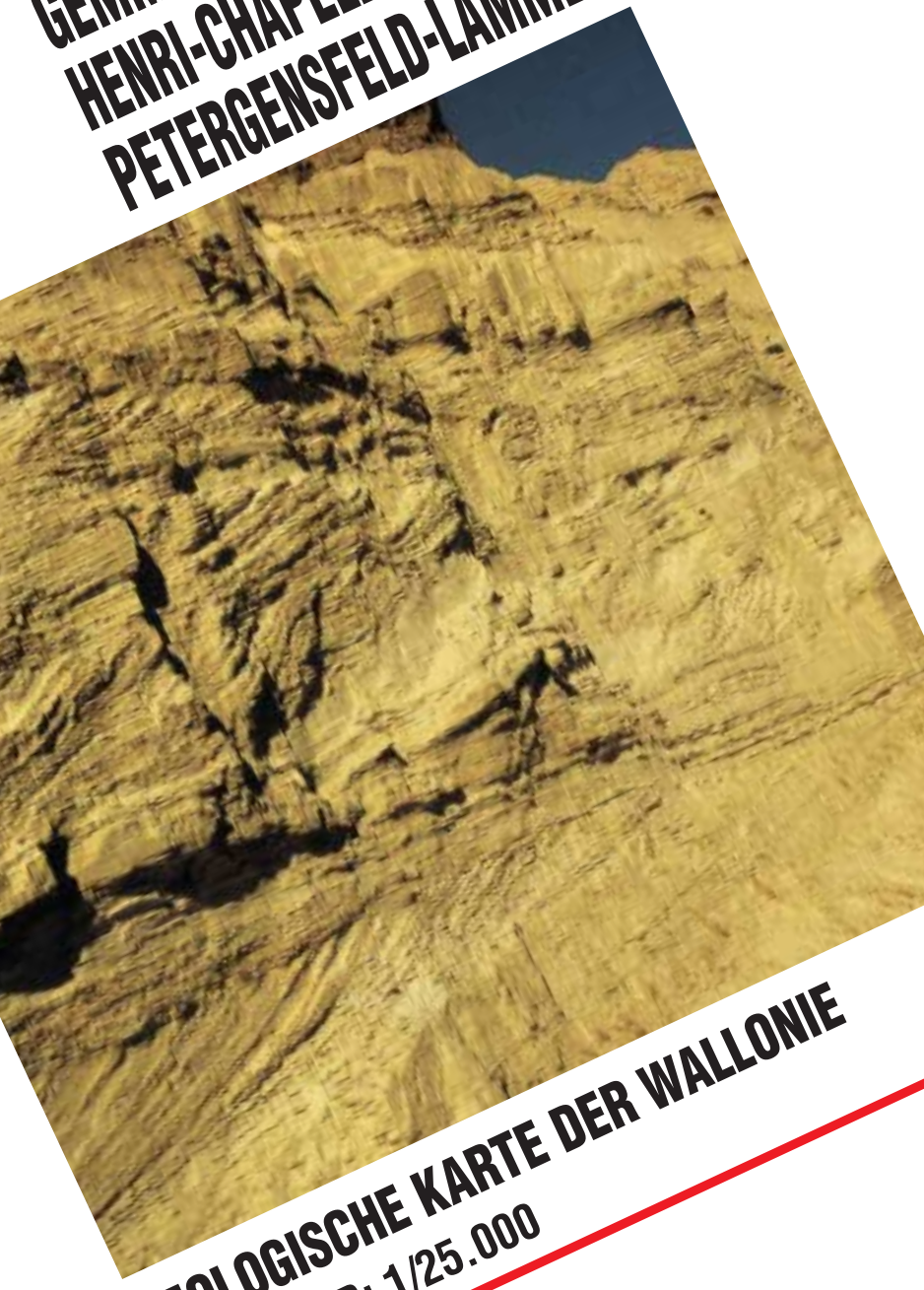
GEMMENICH-BOTZELAAR 35/5-6
HENRI-CHAPELLE - RAEREN 43/1-2
PETERGENSFELD-LAMMERSDORF 43/3-4



GEOLOGISCHE KARTE DER WALLONIE

MASSSTAB: 1/25.000

ERLÄUTERUNGEN

GEMMENICH-BOTZELAAR
HENRI-CHAPELLE - RAEREN
PETERGENSFELD-LAMMERSDORF

Martin LALOUX
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles

Fernand GEUKENS
Instituut voor Aardwetenschappen
Katholieke Universiteit Leuven
Redingenstraat 13 bis
B-3000 Leuven

Pierre GHYSEL
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles

Luc HANCE
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles

deutsche Fassung :
Thomas SERVAIS
U.F.R. Sciences de la Terre - SN5
Laboratoire de Paléontologie
UPRESA 8014 du CNRS
F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex
France

Abbildung der Titelseite :
Sandgrube in Kelmis.
Wand mit Schrägschichtungen in den Sanden der
Aachen Formation (Oberkreide).
Photo J. Laschet, 1998.

ERLÄUTERUNGEN

2000

Kartenblätter
Gemmenich-Botzelaar n° 35/5-6
Henri-Chapelle - Raeren n° 43/1-2
Petergensfeld - Lammersdorf n° 43/3-4

Zusammenfassung

Die Kartenblätter Henri-Chapelle - Raeren, Petergensfeld - Lammersdorf und Gemmenich-Botzelaar befinden sich im Nordosten der Provinz Lüttich. Drei Haupteinheiten, die mehr oder weniger den geographischen Unterteilungen entsprechen, lassen sich unterscheiden:

- *im südöstlichen Teil schliessen die kambrischen und ordovizischen Gesteine des Stavelot Massivs auf, die durch die kaledonische und die variszische Orogenese gefaltet und gestört wurden. Dieses Gebiet entspricht den Ausläufern der Lütticher Ardennen;*
- *im Nordwesten des Stavelot Massivs ist ein Grossteil des kartographisch aufgeschlossenenen Gebietes durch Gesteine aufgebaut, die vom Unterdevon bis ins Namür reichen und die durch die variszische Gebirgsbildung gefaltet und gestört wurden. Sie gehören zwei grossen Struktureinheiten an, dem Synklinorium von Verviers (das der Inde-Decke und dem Aachener Sattel in Deutschland entspricht) und dem Synklinorium von Lüttich (das der Wurm-Mulde in Deutschland entspricht), auch wenn der Grenzverlauf zwischen beiden Einheiten nicht sehr deutlich ausfällt (Aguesses Verwerfung und Asse Verwerfung im Westen; Aachener Verschiebung im Osten). Diese Einheiten können wiederum in kleinere Schuppen unterteilt werden, die durch wichtige Überschiebungen begrenzt werden (Überschiebungen von Goé, Walhorn, Soiron-Foisson, Schmalgraf oder Bleyberg). Vom landschaftlichen Gesichtspunkt her entspricht diese Zone einem ausgedehnten Gebiet von leicht hügeligen Feld- und Waldflächen, die nur leicht durch Wasserläufe, wie die Göhl oder der Lontzenerbach, eingeschnitten wurden;*
- *die Zeugen einer diskordanten, tafeligen Struktur, die aus Gesteinen der späten Kreidezeit und des Känozoikums gebildet wurde, formen bewaldete Kämme und Kuppeln, wie zum Beispiel den Johberg in Walhorn.*

Die Ergebnisse einer jüngeren Tektonik überlagern die variszische Deformation in Form eines Netzes von Brüchen und subvertikalen Verwerfungen, die in SSO-NNW Richtung verlaufen. Sie zerschneiden die Gesamtheit der Strukturen und beeinflussten die Schichten der Kreidezeit während deren Sedi-

mentation. Sie sind ebenfalls für die Zink-Blei Mineralisationen verantwortlich, deren Ausbeutung bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts den wichtigsten Wirtschaftssektor des Gebietes darstellte. Die Ausbeutung verschiedener Kalk-, Dolomit- und Sandsteinlagen spielte eine nur untergeordnete Rolle. Nur wenige Steinbrüche in Kalk- und Dolomitsteinen der Karbonzeit und einige Gruben, die Sande der Kreidezeit ausbeuten, sind heute noch in Betrieb.

1. Einleitung

1.1. die Zusammenstellung der Karte

Die Kartierung der Kartenblätter 43/1-2 Henri-Chapelle-Raeren, 43/3-4 Petergensfeld-Lammersdorf und 35/5-6 Gemmenich-Botzelaar wurde durch das Ministerium der Wallonischen Region im Rahmen des Programmes der Revision der geologischen Karten der Wallonie angeordnet. Sie wurde von der Wallonischen Region finanziert und in Zusammenarbeit mit dem Belgischen Geologischen Dienst, der Katholischen Universität von Louvain-la-Neuve, der Freien Universität Brüssel, der Universität Lüttich und der Polytechnischen Fakultät von Mons realisiert. Die Bearbeitung wurde im Massstab 1:10.000 von verschiedenen Geologen durchgeführt, F. Geukens bearbeitete das Stavelot Massiv, L. Hance das Unter- und Mitteldevon und das Frasnes, P. Ghysel und M. Laloux das Mittel- und Oberdevon, das Karbon und die Kreide.

Die Karte wurde nach dem lithostratigraphischen Prinzip, den Regeln des Internationalen Stratigraphischen Kodes (HEDBERG, 1976) folgend, ausgearbeitet. Um dem Wunsch der Mehrzahl der Benutzer dieser Karte gerecht zu werden, wurde den lithologischen Grundzügen der kartographierten Einheiten der Vorzug gegeben.

Die Aufschlüsse sind nicht zahlreich, meistens befinden sie sich konzentriert an den Ufern der Wasserläufe, an Strassen- und Eisenbahnhängen, sowie in einigen verlassenen oder sich noch im Betrieb befindenden Steinbrüchen.

Die Ergebnisse aus sehr zahlreichen Bohrungen, die im Rahmen der Prospektion der Erzvorkommen zu Ende des letzten Jahrhunderts (Schachtbohrungen) und in den Jahren 1960-1990 durchgeführt wurden, kommen zu den Daten der Aufschlüsse hinzu. Die Daten zum Erzabbau wurden von DEJONGHE et al. (1993) zusammengefasst.

Die Auswertung der Daten der pedologischen Karte, die Analyse der geomorphologischen Gegebenheiten, die Hinweise der Luftaufnahmen und das Inventar der Karsterscheinungen haben es ermöglicht, den Verlauf der Gesteinsgrenzen in Gebieten mit wenigen Aufschlüssen zu verbessern.

Dieser Reihe zugänglicher Daten muss man noch das tiefenseismische Profil DEKORP 1 (Linie 1A) hinzufügen, das die vorliegende Karte in einer Richtung NNW/SSO im Osten von Eupen durchquert (ANDERLE et al., 1991) und Informationen zur Beschaffenheit der Erdkruste liefert.

Die Revision der Karte hat zur Zusammenstellung der folgenden Arbeitsmaterialien geführt:

- eine detaillierte Liste aller Aufschlusspunkte, die die Datei in den Archiven des Belgischen Geologischen Dienstes ("Minutes de la carte géologique de Belgique") vervollständigen;
- detaillierte geologische Karten im Massstab 1:10.000;
- Aufschlusskarten im Massstab 1:10.000.

Diese Arbeitsmaterialien können eingesehen werden:

- in der Direction Générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministerium der Wallonischen Region, Service de Documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namür, Tel. 081/32.59.73;
- im Belgischen Geologischen Dienst, rue Jenner 13, 1040 Brüssel, Tel. 02/647.64.00.

1.2. Frühere Ausgaben

Die Aufnahme der Kartenblätter n° 109 und 123 der ersten Ausgabe der geologischen Karte von Belgien im Massstab 1:40.000, die durch die Geologische Kommission von Belgien in den Jahren 1896 und 1897 veröffentlicht wurden, war das Werk von H. FORIR. Diese Arbeit wurde nur bis zur Strasse Eupen-Mützhagen-Kelmis durchgeführt, d.h. bis zur ehemaligen Grenze des Königreichs vor 1920. Diese Arbeit betraf weniger als die Hälfte des Kartenblattes Henri-Chapelle, und die Kartenblätter Raeren, Petergensfeld, Lammersdorf und Botzelaar überhaupt nicht.

Die vorliegende Publikation ist auf das belgische Staatsgebiet beschränkt und es mag teilweise schwierig erscheinen, die lithostratigraphischen Einheiten mit den chronostratigraphischen Einheiten der deutschen Autoren zu korrelieren. Es muss noch erwähnt werden, dass die alte Eisenbahnlinie Eupen-Sankt-Vith eine belgische Enklave auf deutschem Gebiet darstellt. Der geologische Aufbau dieses Gebietes wird in der Abbildung 9 gegeben.

Mehrere mehr oder wenig detaillierte geologische Karten, die das vorliegende Kartenblatt teilweise oder ganz betreffen, wurden veröffentlicht. Unter den wichtigsten zitieren wir:

- DUMONT (1932): geologische Karte der Provinz Lüttich (im Anhang des Mémoires);
- die allgemeine geologische Karte der Vielle-Montagne im Massstab 1:25.000 (nicht datiert): diese Karte präzisiert die Lage der wichtigsten Minerallagerstätten;

- FOURMARIER (1905): geologische Karte im Massstab 1:160.000 (der Veröffentlichung beigefügt);
- UHLENBROECK (1905): geologische Karte des niederländischen Südlimburgs (im Anhang der Veröffentlichung);
- HOLZAPFEL (1910): geologische Karte der Region Aachen (der Publikation beigeführt);
- HOLZAPFEL (1911a): geologische Karte Preussens 1:25.000. Blatt Aachen;
- HOLZAPFEL (1911b): geologische Karte Preussens 1:25.000. Blatt Stolberg;
- WUNSTORF (1943): geologische Karte 1:25.000. Blatt Roetgen-Eupen;
- VERHOOGEN (1934-1935): schematische geologische Karten (den Publikationen beigeführt);
- VAN WAMBEKE (1955): unveröffentliche, handgezeichnete Karte 1:25.000 „Petergensfeld“, aus den Archiven des Belgischen Geologischen Dienstes;
- SCHMIDT & SCHRÖDER (1962): geologische Karte des nördlichen Teils der Eifel (1:100.000);
- KNAPP (1978): geologische und tektonische Karten des nördlichen Teils der Eifel;
- VANDENBERGHE (1983): geologische Karte 1:50.000, durch Kompilation älterer Daten zusammengestellt;
- FELDER & BOSCH (1984): geologische Karte von Niederländisch-Südlimburg 1:100.000 (Verlauf bis zur Achse La Clouse-Berlotte);
- WALTER et al. (1985): geologische Karte des nordöstlichen Teils des Stavelot Massivs und seines nördlichen Randes;
- RICHTER (1985): geologische Karte der Eifel-Ardennen im Massstab 1:250.000, die das vorliegende Kartenblatt einbezieht;
- GEUKENS (1986, Synthese): geologische Karte des gesamten Stavelot Massivs (als Anhang in der Veröffentlichung);
- RIBBERT (1992): geologische und strukturgeologische Karte der Nordeifel: diese allgemeine Karte im Massstab 1:100.000 zeigt den Verlauf der geologischen Formationen des vorliegenden Kartenblattes bis zum Osten der Gileppetalsperre;
- FELDER et al. (1995): geologische Karte von Niederländisch-Südlimburg 1:100.000 (Verlauf bis zur Achse La Clouse-Berlotte).

1.3. Allgemeiner geographischer und geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet befindet sich im nordöstlichen Teil der Provinz Lüttich. Es wird im Norden und im Osten durch die belgisch-niederländische und die deutsch-belgische Staatsgrenze begrenzt. Es befindet sich in der variszischen Gebirgskette, am Aussenrand des Rhenoherzynikums.

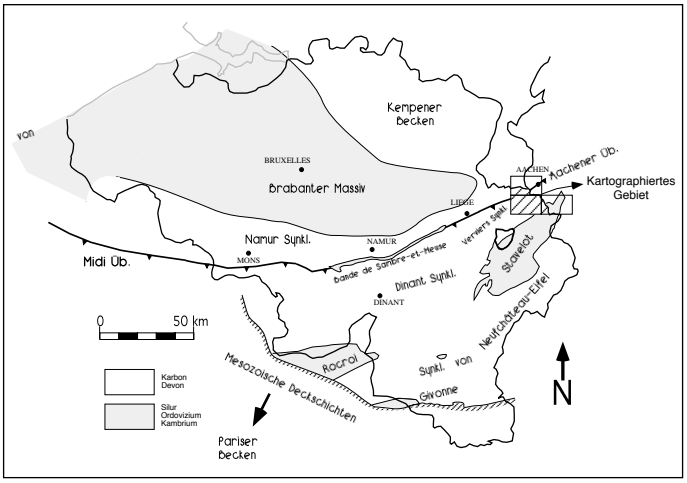


Abb. 1: Strukturelles Schema des Paläozoikums von Belgien.

Der paläozoische Sockel schliesst zwischen den Resten der tafeligen Struktur auf, die ihn diskordant überlagert. Er wurde von der kaledonischen und der variszischen Gebirgsbildung gefaltet und verschoben. Zwei grosse Bereiche kann man entlang einer in SO-NW Richtung verlaufenden Diagonale erkennen:

- das Stavelot Massiv mit Gesteinen, die in das Kambrium und in das Ordovizium gestellt werden und die durch die kaledonische und die variszische Orogenese beeinflusst wurden. Dieses Massiv bildet ein grosses Antiklinorium, dessen Flanken intensiv deformiert und gestört wurden. GEUKENS (1986) hat die Gesamtstruktur in eine Serie von 4 Überschiebungsdecken aufgeteilt, die von den wichtigsten Verwerfungen begrenzt werden (Abb. 2). Der südöstliche Teil des Kartenblattes zeigt die Überschiebungsdecke N4, die im Norden durch die Eupener Verwerfung begrenzt wird, die in Deutschland „Venn Überschiebung" heisst.
- im Nordwesten, diskordant auf die vorige Einheit liegend, die gefalteten und gebrochenen Gesteine der variszischen Orogenese, die sich im Alter vom Unterdevon bis zum Namür erstrecken. Sie gehören verschiedenen Struktureinheiten an, die im westlichen Teil in Belgien und im östlichen Teil in Deutschland definiert wurden. Die genauen Beziehungen zwischen diesen Einheiten ist allerdings durch die Sedimentdecke der Kreidezeit meistens versteckt. Diese

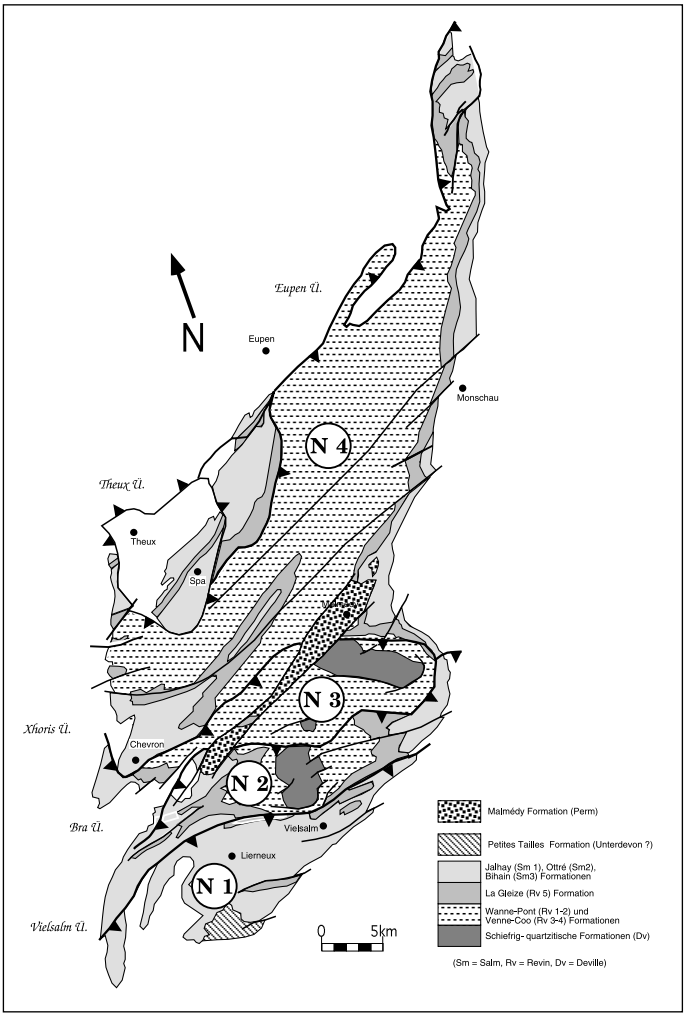


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des Stavelot Massivs (nach F. GEUKENS, 1986: N1 bis N4, Überschiebungsdecken).

Einheiten werden im Teil zur Strukturgeologie in dieser Arbeit genauer detailliert.

Ein Netzwerk von Transversalverwerfungen, die in NNW/SSO verlaufender Richtung liegen und mit dem Einbrechen des Rheingrabens in Verbindung stehen, hat sich über die Deformationen der variszischen Bewegungen gelegt. Es scheint, dass diese Verwerfungen ihren Ursprung im Perm fanden und weiter während verschiedenen Zeiten im Mesozoikum und Känozoikum aktiviert wurden. Einige waren noch im rezenten Quartär aktiv, wie die Studien der Terrassen der Weser von DEMOULIN (1988) belegen. Es sollte auch darauf hingewiesen werden, dass eine Verbindung zwischen diesem Netzwerk von Verwerfungen und den Zonen maximaler seismischer Intensität besteht, die seit Beginn des Jahrhunderts im Osten Belgiens gemessen wurden (CAMELBEECK, 1990; BLESS et al., 1991).

Das Relief der Region steht in enger Verbindung mit der Natur des Untergrundes und zeigt zwei Erosionsebenen, die erste auf einer Höhe von 350 bis 420 m im südöstlichen Teil der Karte, die andere bedeckt den Rest der Karte.

Die erste Ebene entspricht den Ausläufern der ardennischen Massive mit leichtem Relief, die von Wäldern bedeckt ist und nur wenig durch die engen Täler eingeschnitten wurde, die zum hydrographischen Becken der Weser gehören. Dieser Fluss verläuft vom höchsten Punkt des Gebietes (520 m) zuerst nach NNW, dann in Richtung SW bis zum Eupener Stausee.

Die zweite Ebene unterscheidet sich durch ein Netz von leicht gewellten Grünflächen, die dem Herver Land entsprechen und durch kleine Wasserläufe durchquert werden. Nur wenige bewaldete Kämme, undeutliche Schichtstufen und Kuppeln, die die Reste einer alten Tafelstruktur aus der Kreidezeit und dem Känozoikum darstellen, bleiben erhalten und werden von der Erosion zerschnitten (Bäche wie die Gulpe und die Berwinne, kleinere Bäche und trockene Täler). Ein nur schlecht erkennbarer Kamm zwischen Henri-Chapelle und dem Osten von Walhorn trennt das Becken der Weser, im Süden, vom Göhlbecken im Norden. Der niedrigste Punkt befindet sich im Göhltal, flussabwärts von Sippenaeken (zwischen 125 und 130 m). In der Umgebung von Raeren bildet sich der Kopf des Beckens der Rur mit dem Rinnsal des Itterbachs.

2. Lithostratigraphie

2.1. Einführung

Die hier benutzte Schichtfolge wurde in verschiedenen Arbeiten genau bestimmt:

- Unterdevon: GODEFROID et al. (1994);
- Mitteldevon: BULTYNCK et al. (1991);
- Oberdevon: COEN-AUBERT & LACROIX (1979) und THOREZ & DREESEN (1986) (Synthese);
- Karbon: PAPROTH et al. (1983a), PAPROTH et al. (1983b);
- Kreide: FELDER (1975); ALBERS & FELDER (1979).

Die Zusammenhänge mit den kartographierten Einheiten in Deutschland wurden soweit wie möglich zusammengestellt.

Die Namen der im Text zitierten Ortschaften entsprechen der Rechtschreibung der Karten des Nationalen Geographischen Instituts und folgen nicht dem lokalen Gebrauch.

2.2. Beschreibung

La Venne-Coo Formation (VEN)

Ursprung des Formationsnamens:
Weiler entlang der Amel, südlich von La Gleize.

Diese Formation entspricht den kartographierten Einheiten Rv 3-4 (Revin) von GEUKENS (1986). Es handelt sich um eine heterogene Zusammenstellung einer Wechselfolge von Schwarzschiefern und dunklen Quarziten. Letztere sind manchmal tonig und reich an Glimmer. Der mittlere Teil schliesst sehr mächtige Bänke grau-blauer Quarzite sowie kiesige Lagen ein. Der untere Teil ist durch eine rhythmische Sedimentation (grobe Sandsteine - feine Sandsteine - Siltite - Phyllite), gut geschichtete blaue Quarzite und Bänke glimmerführender Sandsteine gekennzeichnet.

Diese Formation schliesst nur im südöstlichen Teil des kartierten Gebietes auf.

Mächtigkeit: Die häufigen Wiederholungen durch Verwerfungen, die in jedem Profil festgestellt wurden, machen die Schätzung der Mächtigkeit schwierig (> 700 m).

Alter: Nach VANGUESTAINE (1992) ist diese Formation in das Oberkambrium zu stellen (Acritarchen).

Um mehr zu erfahren: GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GEUKENS (1986)

La Gleize Formation (GLE)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft La Gleize, südlich von Remouchamps.

Diese Formation entspricht der kartographierten Einheit Rv 5 (Revin) von GEUKENS (1986). Sie besteht aus Phylliten und schwarzen "quartzophyllades" (Wechselfolge von feinkörnigen Sandsteinen und Phylliten in millimeter-mächtigen Schichten mit meist wellenförmigen Grenzen). Der obere Teil schliesst manchmal Dolomitknollen mit "cone-in-cone" Strukturen ein, der untere Teil zeigt blau-schwarze, häufig gebänderte Phyllite.

Mächtigkeit: Das Fehlen von Merkhorizonten machen die Schätzung der Mächtigkeit dieser Formation schwierig.

Alter: Nach VANGUESTAINE (1992) ist diese Formation in das Oberkambrium zu stellen (Acritarchen).

Repräsentative Aufschlüsse:

Einige Aufschlüsse sind in den Hängen der Weser zwischen den Brücken von Bellesfort und Petergensfeld sichtbar.

Um mehr zu erfahren: RENIER (1925)
GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GEUKENS (1986)

Jalhay Formation (JAL)

Locus typicus: Ortschaft Jalhay, im Süden des Gileppe Stausees.

Diese Formation, hauptsächlich aus Schiefern, Sandsteinen und grün-blauen, dunklen "quartzophyllades" bestehend, entspricht der kartographierten Einheit Sm 1 (Salmien) von GEUKENS (1986). Sie wurde sedimentologisch sehr detailliert von LAMENS (1985, 1986) und LAMENS & GEUKENS (1985) untersucht.

- **Solwaster Schichtglied (SLW)** (Sm1a): Dieses Schichtglied besteht aus grün-blauen, dunklen "quartzophyllades", schwarzen oder grün-blauen Phylliten und zur Basis hin aus Sandsteinbänken, die manchmal schwarze Schieferfragmente einschliessen. Die Fossillagen mit Graptoliten sind ungleichmässig verteilt, so wie auch die flachgedrückten Knollen, die von einer "cone-in-cone" Struktur umrandet sind;
- **Spa Schichtglied (SPA)** (Sm1b): Diese Einheit besteht aus sandigen "quartzophyllades" dunkel grau-blauer oder graugrünlicher Farbe, mit Sandsteinlagen mit Sedimentstrukturen, die typisch für Turbidite sind (Gradierung, Schrägschichtung, Wickelstrukturen, Belastungsmarken ...).

Mächtigkeit: über 400 m.

Alter: Der Graptolit *Rhabdinopora (*ex. *Dictyonema) flabelliformis* weist auf ein Alter des unteren Tremadoc hin.

Repräsentative Aufschlüsse:

Einige Aufschlüsse sind in den Hängen des Eschbachs und der Weser im Westen von Petergensfeld sichtbar.

Um mehr zu erfahren: RENIER (1925)
GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GRAULICH (1949)
LAMENS (1985)

LAMENS & GEUKENS (1985)
GEUKENS (1986)
LAMENS (1986)

Marteau Formation (MAR)

Ursprung des Formationsnamens:

Flurname im Westen von Spa.

Diese Formation ist an den West- und Nordflanken des Stavelot Massivs bekannt. Sie liegt diskordant auf dem kaledonischen Untergrund. Ein Basiskonglomerat ist nur bei Eupen und im Ameltal gut ausgebildet. Es handelt sich um den "**Poudingue de Quarreux"**. Seitlich entsprechen ihm kiesige Lagen.

Die Marteau Formation besteht hauptsächlich aus bordeaux-roten und bunten Schiefern (Siltiten), die mit oliv-grünen oder bunten Sandsteinen abwechseln. Die bordeaux-roten Farbtöne überwiegen stark. Zahlreiche Lagen enthalten karbonatische Knollen, deren Zersetzung das Gestein wie ein Zellgewebe erscheinen lässt. Mehrere Bänke mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern aus Sandsteinen, kiesigen Quarziten und selbst Konglomeraten wurden im unteren Teil der Formation aufgefunden. Sie erlauben es, eine Sequenzstruktur zu erkennen, die teilweise besonders deutlich im Flussbett der Hill im Süden Eupens zu sehen ist.

Mächtigkeit: 160 bis 180 m.

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als Lochkov datiert (siehe HANCE et al., 1992).

Repräsentative Aufschlüsse:

Einige Aufschlüsse sind in den Talhängen der Weser zwischen den Brücken von Bellesfort und Petergensfeld (diskordante Schichtteile) und in den Hängen oder Talsohlen des Diebachs und seiner kleinen Nebenbäche sichtbar.

Um mehr zu erfahren: GRAULICH (1951)
NEUMANN-MAHLKAU (1970)
ASSELBERGHS (1944)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

Bois d'Ausse Formation (BAU)

Ursprung des Formationsnamens:

Flurname Bois d'Ausse, östlich von Sart-Bernard (Nordrand des Synklinoriums von Dinant).

Es handelt sich um eine Formation, die grösstenteils aus Sandsteinen (mittel- bis grobkörnige, graufarbene Sandsteine) besteht. Die Basis dieser Formation wird an die Basis der ersten Bank mehrerer Meter Mächtigkeit der graufarbenen, körnigen und manchmal quarzitischen Sandsteine gesetzt, die der bordeaux-rot dominanten Serie der Marteau Formation folgen. Mehrere konglomeratische Lagen mit Quarzkieselsteinen sind im unteren Teil verteilt. Die kaolinitischen, grobkörnigen Sandsteine mit abgerundeten, dunklen Schiefer(shale)fragmenten ("mud chips") sind besonders charakteristisch. Die bordeaux-farbenen Schichten sind nur geringfügig verbreitet. Bestimmte Lagen schliessen karbonatische Knollen ein. Aufgrund ihrer Zusammensetzung lässt sich diese Formation leicht kartieren und in der Topographie unterscheiden.

Mächtigkeit: in einer Grössenordnung von 200 m.

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als oberes Lochkov und als die Basis des Prags datiert (siehe HANCE et al., 1992).

Verwendung: lokal (Zuschlagstoffe, Baumaterial; siehe Mineral- und Fossillagerstätten).

Repräsentative Aufschlüsse:

Die Formation ist gut sichtbar in 4 verlassenen Steinbrüchen, die sich entlang des Periolbachs (Bach im Süden von Raeren) im Süden von Botz befinden.

Um mehr zu erfahren: ASSELBERGHS (1944)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

Acoz Formation (ACO)

Ursprung des Formationsnamens:

Talhänge der Bième bei Acoz (Gerpinnes, Nordrand des Synklinoriums von Dinant).

Die Formation zeigt hauptsächlich Schiefer (Shales) und bordeaux-rote Siltite, die meterdicke, sandigere und selbst quarzitische, meist hellfarbene Bänke einschliessen.

Im Querschnitt von Eupen können zwei Schichtglieder unterschieden werden. Das untere wird durch Wechsellagerungen von Schiefern (Siltiten) und allgemein tonigen Sandsteinen, in bordeaux-roten, grünen oder bunten Farbtönen gebildet. Mehrere Bänke mehrerer Meter Mächtigkeit aus hellem, und selbst weissfarbenem Quarzit sind eingebaut. Im oberen

Schichtglied dominieren Schiefer (Siltite) und tonige Sandsteine bordeaux-roter Farbe. Die grünen oder grauen Lagen sind nur wenig ausgebildet. Nach Osten hin wird diese Unterscheidung schwierig, da es an Aufschlüsseln mangelt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Formation im Weser Massiv ist stark unterschiedlich, je nach dem Ausmass der Erosion, das vor der Ablagerung des Vichtkonglomerats erreicht wurde. Die grösste Mächtigkeit wurde im Querschnitt von Eupen gemessen und beträgt ungefähr 250 m.

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als Prag datiert (siehe HANCE et al., 1992).

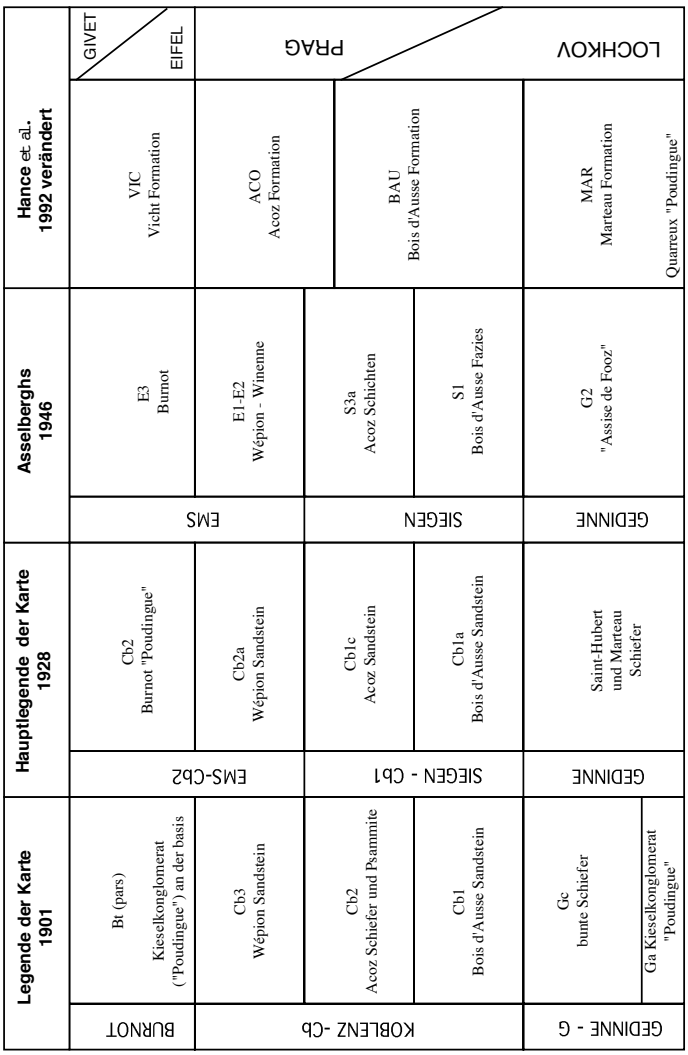


Abb. 3: Lithostratigraphische Position der Formationen des Unterdevons und Vergleich mit früheren Interpretationen.

Repräsentative Aufschlüsse:

Abgesehen von einigen wenigen Fundpunkten gibt es keine repräsentativen Aufschlüsse im kartographierten Gebiet.

Um mehr zu erfahren: ASSELBERGHS (1944)
ASSELBERGHS (1945)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)
HANCE et al. (1996)

Vicht Formation (VIC)

Ursprung des Formationsnamens:

Tal der Vicht, in der Ortschaft gleichen Namens (Deutschland, Südosten von Stolberg).

Das Konglomerat von Vicht bestimmt die Rückkehr der Sedimentation im Devon nach einer Schichtlücke, die stellenweise den oberen Teil des Prags, das Ems und den unteren Teil der Eifelstufe einschliesst.

Es handelt sich um ein Konglomerat mit eier- bis faustgrossen Quarz- und Quarzitelementen, das stellenweise linsenförmige Sandsteinbänke einschliesst. Die seitlichen Faziesveränderungen dieser Formation wurden von KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969) studiert.

Das Konglomerat von Vicht stellt einen ausgezeichneten kartographischen Bezugspunkt dar, dessen Verlauf manchmal sehr gut in der Topographie sichtbar ist, wenn die Schichten aufgerichtet sind.

Mächtigkeit: von einigen Metern bis zu 60 m in Deutschland (Friesenrath).

Alter: Die Formation, die stark diachron ist, wurde durch Palynologie in Eupen in die obere Eifelstufe und auf dem danebenliegenden Kartenblatt von Heusy in das untere Givet gestellt (HANCE et al., 1992).

Repräsentative Aufschlüsse:

Abgesehen von einigen wenigen Fundpunkten gibt es keine repräsentativen Aufschlüsse im kartographierten Gebiet.

Um mehr zu erfahren: KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
KNAPP (1978)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1996)

Pepinster Formation (PER)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Pepinster, Aufschlüsse an den beiden Ufern der Hogne (Hoëgne).

Diese Formation schliesst die terrigene Abfolge ein, die zwischen dem Konglomerat von Vicht an der Basis und den Kalken der Névremont Formation abgelagert wurde. Im unteren Teil wird sie aus grünen, roten und bunten Siltiten, graufarbenen bis roten, feinkörnigen, sehr tonigen Sandsteinen und konglomeratischen Lagen gebildet. Darauf folgen ungefähr 60 m Schiefer (Shales), Siltite und sehr feine Sandsteine in einer dominant rötlichen Farbe. Im oberen Teil stellt sich zunehmend eine karbonatische, fossilführende Fazies ein, die den Übergang zur darüberliegenden Névremont Formation ankündigt. *Stringocephalus burtini* kommt im höchsten Teil vor.

Diese Formation ist äquivalent zu den Friesenrather Schichten in Deutschland und zu den sandig-siltigen Lagen der *quadrigeminum*-Schichten.

Mächtigkeit: In Deutschland (Friesenrath) zwischen 300 und 350 m.

Alter: Die Formation wurde palynologischen Untersuchungen folgend in die obere Eifelstufe und ins Givet gestellt, was auf einen grossen seitlichen Diachronismus hinweist.

Repräsentative Aufschlüsse:

zahlreiche mehr oder weniger wichtige Fundpunkte sind in den Strassen- und Eisenbahnhängen sichtbar, entlang einer Reihe der Aufschlüsse der Formation.

Um mehr zu erfahren: KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1996)

Névremont und Roux Formationen (NR)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Névremont im Osten von Aisemont in der Gemeinde Fosses-la-Ville; das Dorf Roux in der gleichen Gemeinde.

Weil es an Aufschlüssen mangelt, ist es schwierig, diese Formation, die dem „Unteren Massenkalk“ der deutschen Autoren entspricht, zu unterscheiden.

Auf dem Kartenblatt Limbourg-Eupen, bei Membach, besteht die Névremont Formation in ihrem unteren Teil aus etwa 20 m mächtigen, feinen, hell grauen, lamellierten, manchmal in verschiedenem Ausmass dolomitisierten Kalksteinen; diese werden stellenweise von Stromatoporen und verschiedenen rugosen und tabulaten Kollegen in Vergesellschaftung mit Stringocephalen überlagert. Diese letzte Einheit schliesst im Tal des Periolbachs auf (Bach im Süden von Raeren). Die Mächtigkeit der Formation variiert zwischen 40 und 60 Metern. Die Roux Formation besteht aus ungefähr 4 Meter Schiefer (Shales), die von einer Wechselfolge von Dolomitsteinen und Kalksteinen mit riffbildenden Organismen (40 bis 50 m) überlagert wird. Der obere Teil (20 bis 30 m) ist aus feinen, lamellierten Kalksteinen zusammengesetzt, die mehrere Riffe in den oberen zwei Dritteln einschliessen.

Nach COEN-AUBERT (pers. Mitt.) wird diese Folge in Friesenrath (Deutschland) aus den Névremont und Fromelennes Formationen (seitliches Äquivalent der Roux Formation, aus tonigen Kalken und Riffkalken bestehend) gebildet. Der seitliche Übergang zu den Roux und Fromelennes Formationen müsste sich demnach auf dem kartographierten Gebiet befinden.

Mächtigkeit: 90 bis 160 m in Friesenrath.

Alter: Givet, auf die Makrofauna basierend.

Repräsentative Aufschlüsse:

Es gibt keine repräsentativen Aufschlüsse im kartographierten Gebiet, abgesehen von einzelnen Fundpunkten in Eupen und im Tal des Periolbachs (im Süden von Raeren).

Um mehr zu erfahren: KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
KASIG (1980 a)

Nismes und Lustin Formationen (LUS)

Ursprung des Formationsnamens:

Die Ortschaften Nismes im Osten von Couvin und Lustin im Maastal, südlich von Namür.

Die Basis dieser Einheit entspricht der Nismes Formation, die lediglich 4 bis 6 Meter mächtig ist und sich nicht kartographieren lässt. In Membach besteht sie aus grünen Schiefern (Shales) mit einigen kleinen Kalklagen im unteren und im oberen Teil. Zum Osten, in Deutschland, wird sie „Grenzschiefer" genannt und besteht aus Shales mit Kalkknollen, die den Goniatiten *Manticoceras intumescens* einschliesst.

Diese Einheit wird durch Kalke der Lustin Formation überlagert, die dem „Frasnes-Kalk“ der deutschen Autoren entspricht. Im Gebiet um Walheim wurde diese Einheit von KASIG (1980) und DREESEN et al. (1985) untersucht. Sie besteht aus zyklischen Wechselfolgen von lamellierten Kalksteinen und Biostromen mit Stromatoporen und Korallen. Die Formation schliesst nur teilweise im Periolbach (südlich von Raeren) und bei Pützhag mit den gleichen Merkmalen auf.

In Membach (Kartenblatt Limbourg-Eupen), wird der untere Teil der Formation aus dunklen Kalksteinen mit Bioklasten gebildet. Die einzigen riffbildenden Organismen beschränken sich auf einige Korallen und Stromatoporenlagen, die von massiven Stromatoporen (mit *Hexagonaria* und Tabulaten) in Wechselfolge mit feinkörnigen, hellen Kalksteinen überlagert sind. Einige Aufschlüsse in der Umgebung von Eupen bezeugen diese Abfolge.

Mächtigkeit: 130 bis 150 m.

Alter: Frasnes, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Verwendung: Bausteine und Zuschlagstoff.

Repräsentative Aufschlüsse:

Es gibt keine repräsentativen Aufschlüsse im kartographierten Gebiet, abgesehen von einzelnen Fundpunkten in Eupen und im Tal des Periolbachs (im Süden von Raeren).

Um mehr zu erfahren: KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
KASIG (1980 a)
DREESEN et al. (1985b)

Aisemont Formation (AIS)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Aisemont in der Gemeinde Fosses-la-Ville.

Diese Formation enthält 2 Kalksteinbiostrome (jeweils als 1. bzw. 2. Biostrom bezeichnet, COEN-AUBERT, 1974), die eine mehr oder weniger karbonatische Schiefereinheit eingrenzen. Diese Biostrome sind durch das Erscheinen und das regelmässige Auftreten der massiven rugosen Korallen der Gattungen *Frechastraea* und *Phillipsastrea* charakterisiert (COEN et al., 1976).

Sie schliesst nur im Periolbach (südlich von Raeren) relativ gut auf. Sie beginnt mit einem knolligen Komplex mit

Brachiopoden (5 bis 9 m, seitlich äquivalent zum 1. Biostrom), die die Kalksteine der Lustin Formation überlagern. Dieser Komplex wir von dunkelgrauen bis olivgrauen, mehr oder weniger karbonatischen Schiefern (Shales) und anschliessend von 9 m knolligem, tonigem Kalkstein mit zahlreichen Brachiopoden, rugosen Korallen und *Phillipsastrea* und *Frechastraea* überlagert. Dieser letzte Interval entspricht dem 2. Biostrom.

In Deutschland sind die karbonatischen Lagen mit *Phillipsastrea* schon seit HOLZAPFEL (1910) bekannt. Einige unter ihnen sind auf den Karten von HOLZAPFEL (1910, 1911a und 1911b) eingezeichnet. Sie befinden sich in den „Frasnes-Knollenkalken und Schiefern". Es ist nicht möglich, die Formation ohne ein genaueres Studium zu erkennen.

Mächtigkeit: ungefähr 40 m.

Alter: oberes Frasnes, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Repräsentative Aufschlüsse:

Profil entlang des Periolbaches im Süden von Raeren.

Um mehr zu erfahren: COEN-AUBERT (1974)
DEJONGHE (1987)

Lambermont Hodimont Formationen (LH)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaften Lambermont und Hodimont im Westen von Verviers (Kartenblatt 42/8 Verviers).

Die Serie zwischen der Aisemont Formation und den tonigen Sandsteinen der Esneux Formation schliesst nur stellenweise auf. Sie zeigt Schiefer (Shales) und Siltite, die oliv grau bis grau braun sind und oft karbonatisch mit zahlreichen Lagen aus dezimeterdicken Karbonatknollen und sehr fossilreichen Schichten (Brachiopoden) auftreten. Die Siltite sind leicht glimmerführend und die tonigen Sandsteine dominieren im oberen Teil.

Auf den Kartenblättern Limbourg-Eupen und Fléron-Verviers kann diese Serie in verschiedene Formationen aufgrund des Vorkommens einer Lage aus bunten Kalken mit charakteristischen massiven rugosen Korallen (3. Biostrom von COEN-AUBERT, 1974; Lambermont Formation) aufgeteilt werden. Die Grenze mit der darüberliegenden Einheit entspricht dem ersten Vorkommen von Lagen oolithischen Hematits (Hodimont Formation).

In Deutschland wird diese Abfolge aufgrund biostratigraphischer Gegebenheiten in „Frasnes-Schiefer“ und „Famenne-Schiefer“ unterteilt. Es handelt sich um Schiefer (shales) und sehr knollige Siltite mit zahlreichen karbonatischen Lagen (Kalkknollenlagen und Knollenkalke). Im höchsten Teil der „Frasnes-Schiefer“ kann man eine Fazies aus schwarzen bituminösen Schiefern (shales) mit *Buchiola palmata* erkennen (die 8 bis 20 Meter mächtige Matagne-Fazies). Der obere Teil der „Famenne-Schiefer“ ist durch das Vorkommen von Karbonatlagen rötlicher Farbe charakterisiert, die von einem Horizont mit zahlreichen Goniatiten, die seit HOLZAPFEL (1910) „*Cheiloceras* Kalk“ genannt wird, überlagert werden.

DREESEN (1982) hat nachgewiesen, dass diese verschiedenen Lagen aus rötlichen Karbonaten seitliche Äquivalente der oolithischen Hematitlagen im Westen darstellen. Ein Äguivalent des 3. Biostroms kommt nach COEN-AUBERT & LÜTTE (1993, Breinigerberg) vor.

Mächtigkeit: 160 bis 170 m.

Alter: Frasnes - Famenne.

Repräsentative Aufschlüsse:

Profil entlang des Periolbachs im Süden von Raeren.

Um mehr zu erfahren: COEN-AUBERT (1974)
KASIG et al. (1979)
DREESEN (1982)
DREESEN (1989)
COEN-AUBERT & LÜTTE (1993).

Formation d’Esneux (ESN)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Esneux im Ourthetal.

Diese Formation entspricht den "psammites stratoïdes" aus der älteren Literatur. Es handelt sich um eine Abfolge von relativ gleichmässig mächtigen Bänken (mehrere Zentimeter bis Dezimeter, stellenweise mehrere Dezimeter mächtig) aus feinkörnigen, mehr oder weniger tonigen, wenig glimmerführenden Sandsteinen in meist grau-olivgrünen Farbtönen, die von dünnen Tonlagen abgegrenzt werden. Diese Lithologie zeigt eine typische Faltenstruktur (plis en chevrons) mit Rutschstreifen auf jeder Bank. Die Mächtigkeit ist aus diesem Grunde nur sehr schlecht abzuschätzen. Auf dem Kartenblatt Raeren lässt sich diese Einheit leicht auf Luftaufnahmen unterscheiden.

Mächtigkeit: Sie kann auf maximal 100 m geschätzt werden.

Alter: Diese Formation wurde aufgrund des Alters der darunter- und der darüberliegenden Formationen (Konodonten, Goniatiten) in das obere Famenne gestellt.

Souverain-Pré Formation (SVP)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Souverain-Pré im Ourthetal.

Ein kleiner Fundpunkt im Südosten von Heggen ist der letzte Zeuge dieser Formation, die nach Osten hin verschwindet. Es handelt sich um einen tonigen und knolligen Kalkstein mit langen Krinoidenstangen und um krinoidenführende Kalksteine. Diese Lithologie erinnert an die des Baelenerschichtglieds, „monticule récifal" (eine linsenförmige Riffkalkmasse), die unterhalb des Château de Limbourg aufschliesst.

Im Nordosten, unter den Pfeilern der Hammerbrücke, befindet sich eine Lage aus knolligen, dezimeterdicken Karbonatknollen in einer siltig-sandigen, glimmerführenden Matrix. Dieser Horizont wurde in der Umgebung von den Bohrkernen zur Erstellung der Trasse des TGVs durchteuft. Er befindet sich wahrscheinlich im oberen Teil der Einheit.

Mächtigkeit: 25 m.

Alter: Das Baelener Schichtglied wird nach der Mikrofaune (Konodonten) in das obere Famenne gestellt.

Um mehr zu erfahren: DREESEN et al. (1985)
(für das Baelener Schichtglied)
DREESEN (1986)

Monfort und Evieux Formationen (ME)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaften Monfort und Evieux im Ourthetal

Unter diese Bezeichnung fallen die verschiedenen Einheiten des detritisch terrigenen Komplexes zwischen der Souverain-Pré Formation und den Kalksteinen mit Stromatoporen der Dolhain Formation.

Die einzige Arbeit, die sich mit diesen Lithologien im untersuchten Gebiet befasst, ist die Publikation von MOURLON (1875). Die Studien, die von Thorez und seinen Mitarbei-

tern durchgeführt wurden, haben seitdem dazu geführt, diesen Komplex in 6 Formationen und ungefähr 12 Schichteinheiten zu unterteilen. Einem sedimentologischen und paläogeographischen Küstenmodell mit schnellen Faziesvariationen entsprechend, stehen sich diese Schichteinheiten in einer komplexen Weise gegenüber. Zur Wiedererkennung dieser Einheiten benötigt man ein detailliertes Studium der relativ ununterbrochenen Aufschlüsse. Die kartographierte Fläche bietet keinen solchen ununterbrochenen Profilschnitt und die Aufschlüsse sind ausgesprochen selten (2 verlassene Steingruben in der Umgebung von Moresnet). Die genaue Anwendung des lithostratigraphischen Gerüstes von THOREZ et al. (1977) und der Gebrauch der Einheiten, wie sie für das Kartenblatt Limbourg-Eupen definiert wurden, ist demzufolge recht schwierig.

Auf dem Kartenblatt lassen sich 2 Einheiten unterscheiden, ohne dass es möglich ist, deren genauen Übergänge zu bestimmen.

Untere Einheit: diese Einheit besteht aus Abfolgen massiver und linsenförmiger Lagen aus sandigen, glimmerigen, sowie feldspatführenden, gradierten Schichtgliedern, die durch Schrägschichtung, trogförmige Schrägschichtung oder ebene Schichtung und Trog- sowie Hügelstrukturen gekennzeichnet ist. Diese Abfolgen werden durch siltige, lamellierte oder dolomitische Episoden oder durch Lagen aus organoklastischen (Seelilien, Brachiopoden) Kalkknollen unterbrochen. Es ist möglich, in dieser Einheit verschiedene spektakuläre Lagen mit Belastungsmarken oder Pseudonodulen zu erkennen. Eine Schicht aus mehreren Meter mächtigem, glimmerführendem Sandstein wurde in einer unterirdischen Grube auf dem jetzigen Gebiet des Parks des Schlosses Eulenburg (Moresnet) abgebaut.

Obere Einheit: Diese Einheit wird durch das Erscheinen von Bänken in bunten rötlichen und grünlichen Farbtönen (Sandsteine oder Schiefer) in einem rhythmischen Komplex unterstrichen. Der obere Teil besteht aus Wechsellagerungen von arkosischen Sandsteinen in mächtigen Bänken (mehrere Dezimeter mächtig bis meterdick), oft linsenförmig und bioturbiert, Schiefer (Siltite und Shales), in dunkelgrauen bis schwarzen oder rötlichen Farbtönen, mit Zwischenlagerungen von karbonatischen Bänken (dolomitischer Sandstein, Kalksandsteine, sandige Kalke, sandige, glimmerige Dolomitsteine), die ebenfalls mehrere Dezimeter bis meterdick sind. Die Häufigkeit der karbonatischen Lagen nimmt nach oben hin zu. Einige dieser Bänke enthalten zahlreiche Ostrakoden (darunter *Cryptophyllus*) und Pflanzenreste.

Mächtigkeit: maximal 370 m.

Alter: Diese Formation ist als oberes Famenne auf Grundlage von Mikrofaunen datiert.

Verwendung: lokal (siehe Mineral- und Fossilfunde des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- Die alte Eisenbahnlinie Henri-Chapelle-Hombourg (in einen Wanderweg umgebaut).
- Einige verlassene Steinbrüche (Privatgelände) und Strassenhänge bei Moresnet.
- Strasseneinschnitt, der von der ersten Brücke über die Eisenbahnlinie im Norden zur Autobahn bis Heggen führt.

Um mehr zu erfahren: MOURLON (1875)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)

Dolhain Formation (DOL)

Stratotyp:

Die Umgebung von Dolhain, wo die Formation am charakteristischsten ist. Die untere Grenze der Formation ist im Strassenbahnaufschluss etwa 2,5 km nördlich vom Bahnhof Dolhain (Kartenblatt Henri-Chapelle, 43-1) sichtbar. Die obere Grenze, durch die Basis der Hastière Formation gekennzeichnet, ist in einem Aufschluss entlang der Weser sichtbar, unterhalb der Eisenbahnlinie, etwa 500 m nördlich vom Bahnhof Dolhain (Kartenblatt Limbourg-Eupen).

Diese Formation ist durch das Vorkommen von 3 Karbonatepisoden gekennzeichnet, die von CONIL et al. (1961) als Biostrome bezeichnet werden und die schiefrig-sandige Abfolge (glimmerige, olivgrün-graue Shales und Siltite, mit feinen sandigen Zwischenlagen) durchschneiden:

1. Der erste Biostrom wird durch eine Lage aus bioklastischem Kalkstein von 50 cm Mächtigkeit gebildet. Er befindet sich an der Basis oder am oberen Teil einer Sandsteinlage von ungefähr 1,80 m Mächtigkeit. Man kann ihn aufgrund des Vorkommens grosser Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis*) und gebänderter Stromatoporen erkennen;
2. Der zweite Biostrom ist ein bioklastischer Kalksandstein von ungefähr 2 m Mächtigkeit, mit zahlreichen gebänderten und kugeligen Stromatoporen und Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis*);
3. Der dritte Biostrom ("Biostrome principal de la Vesdre") ist ein Komplex aus sandigen und knolligen Kalksteinen, die von krinoidischem Kalkstein in Bänken mehrerer Dezimeter Mächtigkeit überlagert und von tonigen Zwischenlagen unterbrochen werden. Die (gebänderten und kugeligen) Stromatoporen, die Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis,*

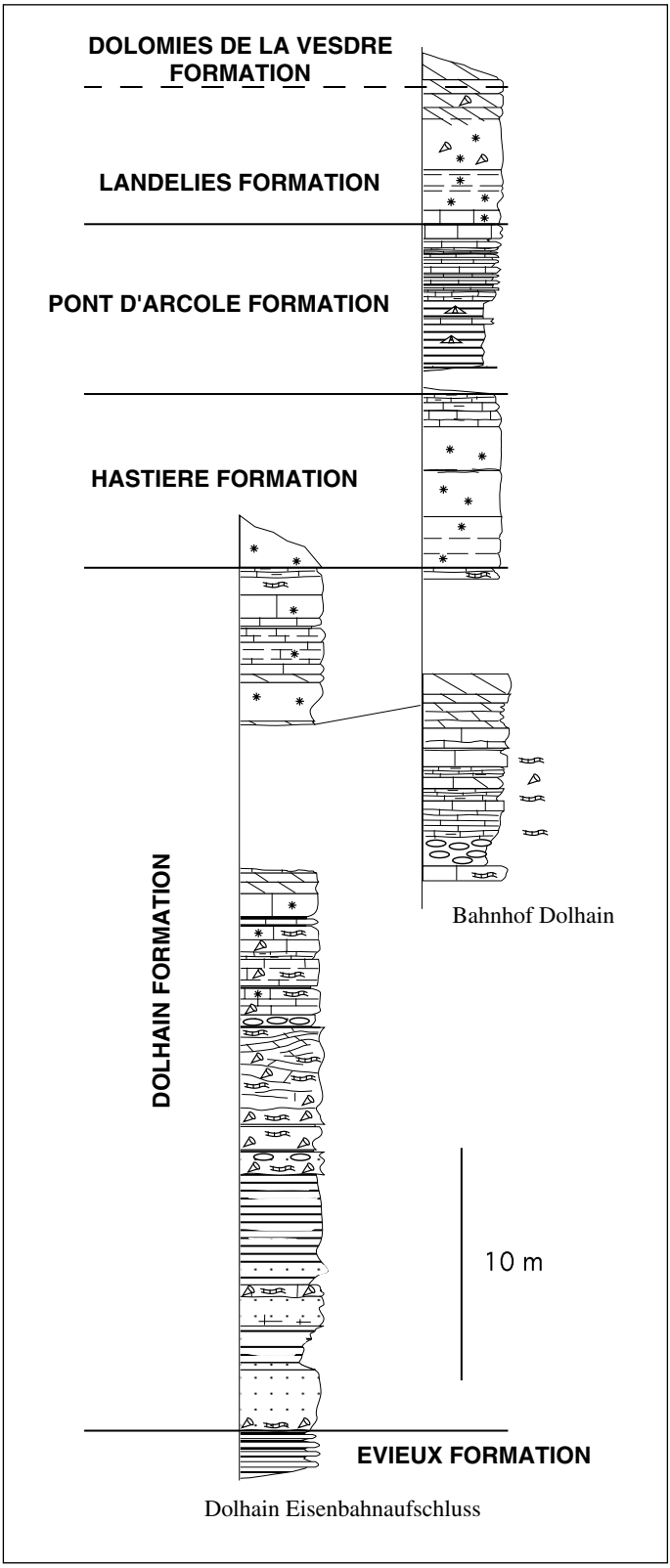


Abb. 4: Die Dolhain Formation in Dolhain.

Campophyllum flexuosum) und die tabulaten Korallen (*Syringopora, Yavorskia*) sind häufig. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 20 bis 25 Meter. Diese Einheit bildet ein ausgezeichnetes Merkzeichen zur Kartierung.

Diese Formation ist aufgrund des Vorkommens von Stromatoporen bis zur Mulde von Hoof zu erkennen. Die Daten aus den Bohrungen zeigen allerdings eine starke Abnahme der Mächtigkeit der Biostrome mit einer völligen Dolomitisierung der karbonatischen Einheiten in Verbindung mit einer Verkieselung in Richtung Norden.

Auf das Vorkommen von zahlreichen Stromatoporen in den Übergangsschichten vom Famenne zum Tournai wurde von VERHOOGEN (1934) und VARLAMOFF (1937) in Herbesthal hingewiesen, aber die erste genaue Beschreibung der Lagen, die auf diesem Kartenblatt in diese Formation gestellt werden, stammt von CONIL et al. (1961) aus dem Eisenbahnaufschnitt nördlich des Bahnhofes von Dolhain. Diese Schichten wurden zuerst ins "Strunien" (Alter) und anschliessend auf biostratigraphischer Grundlage in die Etroeungt Formation gestellt. Es ist praktisch unmöglich, die Basis dieser Einheit zu finden. Aufgrund der lithologischen Einzigartigkeit wird hier ein neuer Name für diese Formation eingeführt, um sie vom Etroeungt Kalkstein in seiner Typuslokalität im Avesnois (Nordfrankreich) zu unterscheiden.

Mächtigkeit: 30 bis 40 Meter.

Alter: oberes Famenne ("Strunien").

Repräsentative Aufschlüsse:

- Stratotyp (Eisenbahnhang);
- Strasseneinschnitt zwischen der ersten Brücke über die Eisenbahnlinie im Norden der Autobahn bis nach Heggen;
- ein kleiner verlassener Steinbruch im Süden von Rabotrath, ungefähr 300 m westlich des Hofs Krompelberg (Walhornerkreuz).

Um mehr zu erfahren: CONIL et al. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)

Bilstain Gruppe (BIL)

Stratotyp:

Umgebung von Bilstain (Kartenblatt Limbourg-Eupen), wo die Formationen der Basis dieser Gruppe am besten aufge-

schlossen sind. Die untere Grenze der Gruppe ist gut in einem Aufschluss entlang der Weser sichtbar, unterhalb der Eisenbahnlinie, ungefähr 500 m nördlich vom Bahnhof von Dolhain.

Die nicht sehr mächtigen Hastière, Pont d'Arcole und Landelies Formationen wurden mit der Dolomies de la Vesdre Formation in eine gemeinsame Gruppe zusammengelegt. Die so definierte Bilstain Gruppe schliesst im gesamten Gebiet des Weser Massivs auf. Von der Mulde von Hoof beginnend zeigen die Bohrungen, dass diese drei Formationen, abgesehen von den Schiefern, dolomitisiert sind. Sie sind es auch in der Umgebung von Aachen („Unterer und Oberer Dolomit").

Hastière Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Das Dorf Hastière im Maastal.

Diese Formation wird aus ungefähr 5,75 m mächtigen Kalksteinen (Kalkareniten) gebildet, die mehr oder weniger zahlreiche Seelilien führen. Die Bänke sind meterdick bis einige Meter mächtig, dunkel grau-blau. Sie werden von ungefähr 1,50 m mächtigen, tonigeren Kalksteinen überlagert, die in knolligeren Bänken vorkommen, die am Kontakt mit der Pont d'Arcole Formation einige Dezimeter mächtig sind. Diese Formation wurde nur in den Bohrungen von Welkenraedt ausführlich beschrieben (CONIL & GRAULICH, 1970).

Mächtigkeit: ± 7 m.

Alter: unteres Hastière (erste Stufe des Tournais).

Pont d'Arcole Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Die Grotte von Pont d'Arcole, im Weiler Insemont an der Strasse zwischen Hastière und Lavaux.

Es handelt sich um einen Komplex aus feinkörnigen, grau-braunen bis schwarzen Schiefern (shales), Kalkschiefern mit Kalkknollen und im oberen Teil mehr und mehr zusammengepresste Kalksteinbänke dunkelgrauer Farbe. Sie ist nur in Herbesthal (Eisenbahneinschnitt) sichtbar, wo VERHOOGEN (1934) und VARLAMOFF (1937) auf sie hinwiesen. Diese Einheit wurde durch zahlreiche Bohrungen durchschnitten, und wie GRAULICH (1963) zeigt, wurde sie in früheren Beschreibungen häufig mit den Schiefern der Steinkohlengruppe („houiller") verwechselt.

Mächtigkeit: ± 7 m.

Alter: Hastière.

Landelies Formation

Ursprung des Formationsnamens:
Gemeinde am Rand der Sambre, im Südwesten von Charleroi.

Diese Formation besteht aus krinoidenführenden, graublauen Kalksteinen (Kalkareniten), die an der Basis tonig sind und anschliessend in mächtigen Bänken, die einige Dezimeter bis einige Meter mächtig sind, mehr und mehr zum Kontakt mit der darüberliegenden Formation dolomitisiert sind. Diese Formation wurde nur in den Bohrungen von Welkenraedt ausführlich beschrieben (CONIL & GRAULICH, 1970).

Mächtigkeit: 7 bis 10 m.

Alter: Hastière auf Basis der Mikrofaunen.

Dolomies de la Vesdre Formation

Ursprung des Formationsnamens:
Das Wesertal (BOONEN, 1979). Dieser Autor hat keinen Referenzschnitt angegeben. Die Basis kann im Profilschnitt etwa 500 m nördlich vom Bahnhof von Dolhain (Karte Limbourg) definiert werden. Die obere Grenze kann im Steinbruch Walhorn (Karte Raeren) definiert werden, wo der Kontakt mit der darüberliegenden Brèche de la Belle-Roche Formation am deutlichsten zu sehen ist.

Es handelt sich um Dolomite und mehr oder weniger dolomitisierte Kalksteine mit mehreren Lagen aus Hornsteinknollen, die parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind, sowie mit zahlreichen Kalzit-, Dolomit- und Quarzknollen (cm bis dm gross).

Die Basis der Formation zeigt grau-braune, manchmal seelilienführende, grobkörnig rekristallisierte Dolimitsteine in mächtigen bis massiven Bänken, die die dolomitisierten Kalksteine der Landelies Formation oder die Schiefer der Pont d'Arcole Formation im Norden der Mulde von Hoof überlagern.

Der obere Teil der Formation wird durch das **Walhorner Schichtglied** (10 bis 15 Meter mächtig) gut gekennzeichnet. Es handelt sich um eine Breccie mit millimeter- bis dezimetergrossen Blöcken dunkler Dolomitsteine in einer feinkörnigen, grau-braunen dolomitischen Matrix. Diese Ein-

heit ist im Steinbruch Dolhain-Calvaire gut sichtbar. Hier wird sie von der Belle Roche Breccie mit einem deutlichem Kontakt überlagert. Sie schliesst auch einige dolomitische, nicht brecciifizierte Lagen ein. Dieses Schichtglied kommt weder im Norden der Moresnet Verwerfung (PEETERS et al., 1993) noch in der Umgebung von Aachen (KASIG, 1980b) vor.

Unter dieser Einheit befindet sich das **Palissade Calcites Schichtglied**. Es handelt sich um Lagen, die durch das Vorkommen von kalzitischen, radialen zentrimetergrossen Kristallisationen mit „Blumenkohlflächen" gekennzeichnet sind, die unter dem Walhorner Schichtglied zu sehen sind. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes beträgt ungefähr 5 m.

Der obere Teil der darunterliegenden Dolomiteinheit, die sehr gut in den Steingruben von Walhorn, Karnol oder Rabotrath sichtbar ist, besteht aus Wechsellagerungen aus graubraunen, mehr oder weniger grobkörnig rekristallisierten, leicht bioklastischen (Seelilien, Korallen, Tabulata und Brachiopoden) Dolomitsteinen in Bänken mehrerer Dezimeter bis mehrerer Meter Mächtigkeit, oft mit Schrägschichtungen, und aus leicht rekristallisierten, dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitsteinen in dünnen Bänken. Diese letzteren dominieren im oberen Teil. Kieselige Knollen bilden fast durchgehende Bänder, die parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind und oft mit Hornsteinknollen zusammenliegen. Diese verkieselten Knollen wurden als Pseudomorphosen von Anhydrit interpretiert (SWENNEN & VIANE, 1986).

Mächtigkeit: maximal 150 m.

Alter: oberes Hastière bis unteres Molinacien (erste Stufe des Visés).

Verwendung: Zuschlagstoff und Glasfabrikation (siehe Mineral- und Fossilfunde).

Repräsentative Aufschlüsse:

- die Dolomies de la Vesdre sind an zahlreichen mehr oder weniger grossen Stellen entlang der Strassenhänge sichtbar;
- die besten Aufschlüsse befinden sich in den sich im Betrieb befindenden Steingruben von Walhorn und Karnol und in der verlassenen Steingrube von Poppelsberg (Privatgelände).

Um mehr zu erfahren: VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
CONIL & GRAULICH (1970)
SWENNEN (1986)
SWENNEN & VIAENE (1986)
SWENNEN et al. (1988)

Bay-Bonnet Gruppe (BAY)

Ursprung des Namens:

Umgebung des Steinbruchs Bay-Bonnet (Kartenblatt Fléron-Verviers), entlang der Strasse Prayon-Fléron.

Diese Gruppe schliesst die Brèche de la Belle-Roche, die Terwagne und die Moha Formationen ein. Sie wurden zusammengelegt, weil sie nur geringmächtig sind und nur schlecht ohne komplette Profilschnitte zu erkennen sind.

Brèche de la Belle-Roche Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Steinbruch Belle-Roche, in Sprimont, am rechten Ourtheufer, talaufwärts von Comblain-au-Pont.

Es handelt sich um eine sedimentäre, polygene, grob geschichtete bis massive Kalkbrecchie aus (millimeter- bis mehreren Dezimeter grossen) aneinanderhängenden oder losen (chaotische Textur), mehr oder weniger winkligen Elementen in hell grau-brauner Farbe in einer dunkelgrauen Matrix (mit Oolithen), die allmählich nach oben hin in die Kalksteine der Terwagne Formation übergeht. Pseudomorphen aus Gips und Anhydrit können vorkommen.

Ein Konglomerat mit aneinanderhängenden oder losen abgerundeten (kieselförmigen) und mehr oder weniger winkligen Elementen (millimeter- bis mehrere Dezimeter gross), in hell grau-brauner Farbe, in einer dunkelgrauen, mikritischen Matrix, mit stellenweiser Anhäufung von Oolithen und Schalenfragmenten (Mächtigkeit 7 m), wurde im unteren Teil der Formation in der Steingrube von Walhorn beschrieben. Fliessrinnenstrukturen konnten hier erkannt werden (VOGEL et al., 1991).

Die Formation kommt nicht mehr im Norden der Moresnet Verwerfung vor (VARLAMOFF, 1937, PEETERS *et al*., 1993). Sie kommt auch nicht in der Umgebung von Aachen vor (KASIG, 1980b).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit, die stark variiert, wird auf etwa 10 bis 15 m geschätzt.

Alter: Molinacien.

Verwendung: Zuschlagstoff und Glasfabrikation (siehe Mineral- und Fossillagerstätten).

Terwagne Formation

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Terwagne in der Gemeinde Clavier.

Nach oben hin wechselt die Breccie allmählich zu den dunkelgrauen bis schwarzen Kalksteinen in dünnen (manchmal lamellenartigen) bis sehr dicken Bänken der Terwagne Formation über. Diese bestehen aus Sequenzen von Kalksteinen (Kalkarenite - Kalklutite), die Intraklasten, Bioklasten, Ooiden und cryptalgäre Strukturen beinhalten und die bis zu mehrere Meter mächtig sind. Das Vorkommen von mindestens 3 konglomeratischen Lagen mehrerer Dezimeter Mächtigkeit mit abgerundeten, dezimetergrossen, feinkörnigen, schwarzen Kalksteinen in einer tonigen, okker bis orangefarbenen Matrix sollte hier erwähnt werden. Diese Lagen wurden als Paläoböden interpretiert (SWENNEN et al., 1988). Im Norden der Moresnetverwerfung, werden diese konglomeratischen Lagen immer wichtiger (DECOENE, 1992, unveröffentlichte Lizenziat-Arbeit an der K.U.L.).

Mächtigkeit: 20-25 m, wenn die Brèche de la Belle-Roche vorkommt, 40 m nördlich der Moresnet Verwerfung.

Alter: Nach Foraminiferen wird diese Formation in das mittlere Molinacien gestellt.

Verwendung: Zuschlagstoff und Glasfabrikation (siehe Mineral- und Fossilfunde).

Moha Formation

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Moha im Nordosten von Huy.

Diese Formation ist durch das Vorkommen von Bänken mehrerer Meter Mächtigkeit aus bioklastischen und oolithischen, hell bis sehr hell grauen Kalkareniten gekennzeichnet. Diese Kalksteine zeigen Parallel- und Schräglamellierungen, sowie trogförmige Schrägschichtungen. Diese Einheit ist auf dem gesamten Kartenblatt gut sichtbar. Im Norden der Moresnet Verwerfung sind die Schichten im Übergang der Terwagne zur Moha Formationen durch das Vorkommen einer regelmässigen Lage von kleinen Hornsteinknollen charakterisiert. Diese Formation ist durch das Vorkommen einer besonderen Koralle, *Dorlodotia briarti*, gekennzeichnet.

Mächtigkeit: 25 bis 40 m.

Alter: oberes Molinacien.

Verwendung: Zuschlagstoff und Glasfabrikation (siehe Mineral- und Fossilfunde).

Repräsentative Aufschlüsse dieser Gruppe:

- die besten Aufschlüsse befinden sich in den sich in Betrieb befindenden Steinbrüchen von Walhorn und Feldchen, oder in der verlassenen Steingrube von Rabotrath (Privatgelände);
- der Einschnitt der Göhl unterhalb des Schlosses Eyneburg zeigt die Terwagne und Moha Formationen;
- der alte Eisenbahnhang der Linie Moresnet-Bleyberg (in einen Wanderweg umgebaut) zeigt die Moha Formation.

Um mehr zu erfahren: VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN et al. (1988)
PEETERS et al. (1993)

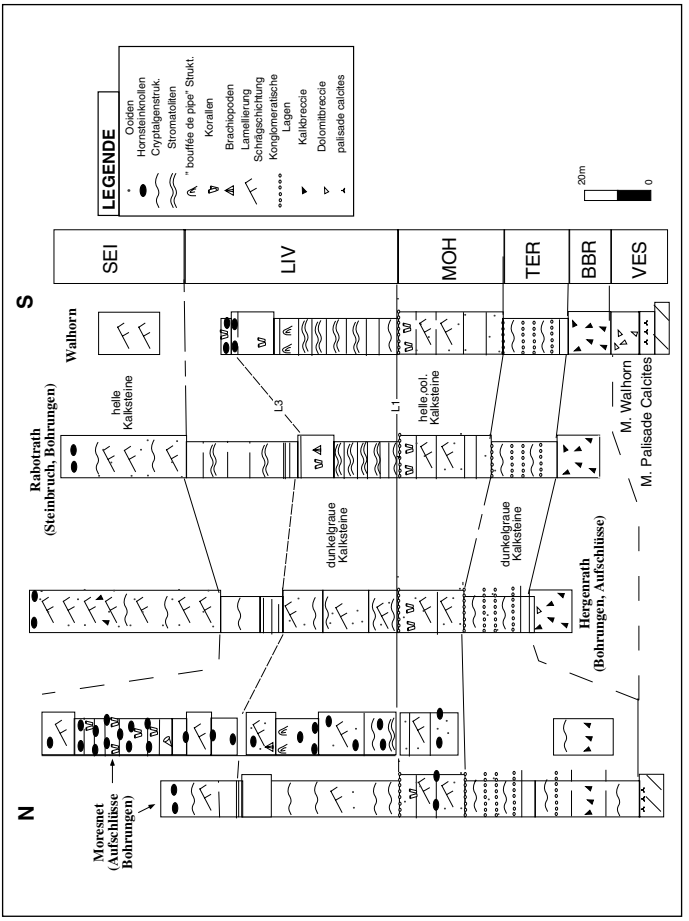


Abb. 5: Mächtigkeitsvariationen in den Kalksteinen der Visézeit, von Süden nach Norden.

Juslenville Gruppe (JUS)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Juslenville entlang der Hogne, zwischen Theux und Pepinster.

Diese Gruppe schliesst die Formationen zwischen der Moha Formation und der Steinkohlengruppe (Groupe Houiller) im Osten Belgiens ein. Je noch Lokalität ändert die Zusammensetzung. Entlang der Strasse von Jusnenville, beim Weiler Ronde-Haie, im Nordwesten des Kartenblattes 49/4 Louveigné, ist diese Gruppe stratigraphisch in ihrer vollständigsten Form vorhanden, obwohl die Grenzen zwischen den verschiedenen Einheiten schlecht zu erkennen sind.

Lives Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Das Dorf Lives im Maastal, östlich von Namür.

Die Lives Formation besteht aus dunkelgrauen Kalksteinen mit zahlreichen tonigen Fugen und Hornsteinknollen, die im oberen Teil der Formation parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind. Die gesamte Einheit besteht hauptsächlich aus gradiert geschichteten Sequenzen mit Erosionsrinnen an der Basis und Stromatoliten im oberen Teil. Die untere Grenze wird durch das Erscheinen der ersten Algenstrukturen und durch einen Farbwechsel der Kalksteine, die über der Moha Formation liegen, definiert. Diese Lage befindet sich ungefähr einige Meter über oder unter dem Banc d'Or de Bachant, eine konglomeratische Lage mit abgerundeten, zentimeter- bis dezimetergrossen Blöcken aus feinkörnigem, dunkelgrauen Sandstein in einer tonigen ockergelben bis orangefarbenen Matrix.

Die Formation zeigt im kartographierten Gebiet zahlreiche Fazieswechsel, besonders in der Verteilung der Hornsteinknollen.

1) klassische Sequenz:

In der Walhorner Mulde im Süden, kann man die 3 Schichtglieder unterscheiden. Sie sind von unten nach oben:

- das **Haut-le-Wastia Schichtglied**: charakterisiert durch stromatolitische Bänderungen. Der obere Teil ist durch eine Stromatolitensequenz „en bouffées de pipes“ gekennzeichnet (Sequenz -1);
- das **Corphalie Schichtglied** ist mit seinen 15 bis 20 m Mächtigkeit leicht durch seine massive Erscheinung in den Steingruben zu erkennen. Es besteht aus mächtigen Bänken bioklastischen Sandsteins (grosse Brachiopoden, *Siphono-*

dendron martini) und ist von einer darüberliegenden, leicht erkennbaren Schicht von 5 bis 10 Meter mächtigen dünnen Bänken aus Kalklutiten mit tonigen Fugen überlagert. Einige Meter von der Topkante kann man das Vorkommen einer gelben, tonigen Schicht von 0,30 m Mächtigkeit erkennen (L3 in der Abb. 5). Die ersten Hornsteinknollen liegen direkt über dieser Lage;

- das **Awirs-Schichtglied** besteht aus Sequenzen mit sehr zahlreichen Bioklasten (Korallen, Tabulata, Brachiopoden) mit zahlreichen Hornsteinknollenlagen, die parallel zur Schichtung liegen, sowie mit zahlreichen Fugen oder schiefrigen Lagen. Darüber liegt eine vollständig bioklastische Einheit mit zahlreichen Hornsteinknollen oder -würsten mit Fossilien, die verkieselt oder in den Hornsteinen eingebettet sind.

2) Fazieswechsel:

Sie werden von Süden nach Norden nach der Position der Aufschlüsse beschrieben.

- Hornsteinknollen: wir haben keine Hornsteinknollen in der Donnerkaul Einheit (a auf der Abbildung 10e) beobachtet, obwohl die gesamte Formation im Steinbruch von Rabotrath oder im Göhltal bei Eyneburg sichtbar ist. Im Norden der Moresnet Verwerfung befinden sie sich in der gesamten Formation, beginnend im unteren Teil;
- Haut-le-Wastia Schichtglied: dieses Schichtglied wurde nicht in der Donnerkaul Einheit gefunden. Es besteht eine untere Einheit, die der Moha Formation sehr ähnlich ist, abgesehen von der Farbe und einigen Algenlagen.
- Corphalie Schichtglied: dieses Schichtglied besteht im gesamten kartographierten Gebiet, aber es wird zunehmend von Ooidlagen und Horizonten mit trogförmiger Schrägschichtung eingenommen.
- Awirs Schichtglied: die gleiche Beobachtung lässt sich nachvollziehen.

Von Westen nach Osten kann man feststellen, dass ein grösserer Teil der Formation nicht in der Umbebung von Aachen existiert, im Gegensatz zur Meinung von KASIG (1980b). Die jüngeren Arbeiten zeigen, dass in der vollständigsten Sequenz (Steinbruch Bernardshammer im Vichttal) die Sedimente der Steinkohlengruppe auf der Topkante der Moha Formation oder auf der Basis der Lives Formation liegen (SWENNEN et al., 1988, DELCAMBRE, 1997, unveröffentlichte Doktorarbeit, U.C.L.).

Mächtigkeit: 75 bis 90 m

Alter: Livien.

Verwendung: Zuschlagstoffe, Zucker- und Glasherstellung (siehe Mineral- und Fossillagerstätten).

Seilles Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Die Gemeinde Seilles in der Umgebung von Andenne.

Sie unterscheidet sich von der Lives Formation durch ihre meist hellere Farbe der Kalksteine (hell grau blau bis hell grau beige) und das häufige Vorkommen von Ooidlagen. Sie besteht aus Wechsellagerungen von bioklastischen Kalkareniten, Kalkareniten mit Ooiden und Kalklutiten mit zahlreichen Algenstrukturen (onkolithisch, stromatolithisch, Einkrustung von Brachiopodenschalen). Diese verschiedenen Lithologien sind in Sequenzen verteilt, die sich weniger leicht unterscheiden lassen als in der Lives Formation. Die Bänke sind meistens einen Meter bis mehrere Meter mächtig.

Die Basis der Formation wird durch das erste Erscheinen von massiven Bänken aus hellem Kalkstein definiert, die das Awirs Schichtglied überlagern. Stellenweise kommen Kalkbreccienlagen vor, die bis zu mehrere Meter mächtig werden, und die mit Hornsteinknollenlagen wechseln. Genau wie die vorherige Formation wird die Seilles Formation zunehmend von meterdicken Lagen mit trogförmiger Schrägschichtung eingenommen. Diese Formation ist oft nur schlecht von der vorherigen zu unterscheiden, wenn die Aufschlusspunkte nur vereinzelt vorkommen.

Mächtigkeit: maximal 60 m.

Alter: Livien.

Verwendung: Zuschlagstoffe, Zucker- und Glasherstellung (siehe Mineral- und Fossilfunde).

Repräsentative Aufschlüsse der Gruppe:

- die besten Aufschlüsse befinden sich in den sich im Betrieb befindenden Steinbrüchen von Walhorn und Feldchen oder in den stillgelegten Steinbrüchen von Rabotrath und Hammer (Privatgelände). Die Seilles Formation ist sehr gut im Zugangsweg zur Rabotrath Steingrube sichtbar;
- Göhleinschnitt unterhalb des Schlosses Eyneburg;
- der alte Eisenbahnhang der Linie Moresnet-Bleyberg (in einen Wanderweg umgebaut) und in den Fundamenten der Ruinen der Burg Schimper (entlang der Göhl) zeigen den unteren Teil der Lives Formation;

- die alten Steingruben entlang dieses Einschnitts zeigen im Norden hervorragende Aufschlüsse mit Hornsteinschichten der Lives Formation, die gefaltet und verworfen sind.

Um mehr zu erfahren: VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN et al. (1988)
PEETERS et al. (1993)

Bemerkungen: kondensierte Serien

Im nördlichen Teil des Kartenblattes haben mehrere Bohrungen die karbonatischen Einheiten mit reduzierter Mächtigkeit unter der Steinkohlen Gruppe durchteuft. Nach den vorliegenden Beschreibungen ist es unmöglich, die beschriebenen Einheiten zu erkennen.

1) die Bohrung der Molkerei Hombourg (x = 258,720, y = 158,070, Profilschnitt c-c') hat 273,90 m Sedimente unter der Steinkohlengruppe durchteuft:
   - 26 m helle Kalksteine, im allgemeinen organoklastisch mit dünnen tonigen Lagen, die in das obere Molinacien oder das untere Livien gestellt werden;
   - 54 m oolithische Kalksteine, manchmal organoklastisch oder feinkörnig, datiert als mittleres Molinacien;
   - 0,80 m sandige, oolithische, brecciöse Kalksteine, die von Bless et al. (1980) als die Basis des Molinacien betrachtet werden;
   - 32 m organoklastische Kalksteine, die als Ivorien-Hastarien datiert wurden (die unteren 9 m).

2) Mehrere Bohrungen zwischen Sippenaeken und Terbruggen (Profilschnitt a-a' und b-b') zeigen ein komplexes Gefüge von Kalksteinen, Kalkbreccien, sandige oder verkieselte Kalk- und Dolomitsteine, sowie karbonatische Sandsteine, die die karbonatischen Schiefer (shales) überlagern (60 bis 20 m in Richtung Norden). Der untere Teil der Bohrungen durchteufte Sandsteine und stark glimmerige Siltite, die vermutlich in das Famenne gehören.

Diese Daten zeigen eine starke Reduzierung des karbonatischen Karbons in Richtung Norden.

Steinkohlen Gruppe, "Groupe Houiller "

Ursprung des Namens: von "houille", frz.: Steinkohle

Die Steinkohlen Gruppe besteht aus Schiefern (Shales) und Siltiten, Sandsteinen, Quarziten und mehr oder weniger

mächtigen konglomeratischen Lagen. Einige kohleführenden Lagen können vorkommen. Früher wurden einige davon abgebaut (Lontzen). Die marinen Fossillagen sind selten. Diese Sedimente überlagern die Kalksteine auf einer sehr stark karstifizierten Fläche. Daraus ergibt sich ein stark unregelmässiges Erscheinungsbild, dass ausführlich im Kapitel Karsterscheinungen beschrieben wird.

Die gesamte Gruppe wird biostratigraphisch durch die Verteilung der Goniatiten in den wenigen marinen Horizonten unterteilt (PAPROTH et al., 1983b). Sie reicht vom Ansberg (unteres Namür) bis in das Marsden (oberes Namür).

Die Beschreibung der Bohrungen, die auf dem Kartenblatt durchgeführt wurden, komplettiert in nützlicher Form die wenigen Geländedaten und erlaubt es, die Gruppe in verschiedenen Einheiten zu unterteilen, die allerdings nicht kartographiert werden, da es an Aufschlüssen mangelt. Es sind, von unten nach oben:

- wenn die Fläche nicht durch Karsterscheinungen beeinträchtigt wird, Schiefer (Shales) und Siltite, die oft glimmerführend sind, dunkelgrau bis schwarz, fein gebändert im unteren Teil, mehr und mehr sandig im oberen Teil mit dünnen Sandsteinlagen. Das Vorkommen von Lagen mit Pflanzenresten und besonders von *Arenicolites fourmarieri* ist kennzeichnend. Es wurde auf keinen einzigen marinen Horizont mit Goniatiten hingewiesen. Nach Norden hin, in der Bohrung von Hombourg (43/1-724, GRAULICH, 1968) und in Bleyberg (DELMER & GRAULICH, 1959) kommt diese Einheit wahrscheinlich nicht vor, eine Lage, die mehrere Dezimeter bis meterdick ist und aus karbonatischem Sandstein besteht, liegt direkt auf den Kalksteinen;
- der vorherige Teil wechselt allmählich in eine sandigere Einheit über (Sandsteine und glimmerführende Siltite), mit dünnen Einschaltungen von kohligen Pflanzenresten, Kohleflözen mit Vegetationsflächen (Paläoböden) und zentimeterdicken Adern. Diese Einheit wird durch das Vorkommen von mächtigen Sandstein- und Quarzitlagen gekennzeichnet, die oft sehr hell sind (weisse Sandsteine von GRAULICH, 1970). Lateral und vertikal gehen sie in konglomeratische Lagen mit zentimeterdicken, weissen Kieseln (Quarz und Kieselschiefer mit Radiolarien) über, deren Mächtigkeit variiert (mehrere Dezimeter bis Dekameter mächtig). Diese Lagen sind recht unregelmässig und wurden von FIEGE et al. (1957) als Burgholtz Konglomerat, bzw. von KLERKX (1966) als „Poudingue de Walhorn" bezeichnet. Diese Autoren bearbeiteten diese Lagen sedimentologisch. Die besondere Flora von Lontzen (STOCKMANS & WILLIERE, 1953) wurde im oberen Teil dieser Einheit im alten Steinbruch Sybillia in Donnerkaul (FIEGE et al., 1957) wiedergefunden;

- diese Einheit wird allmählich von schwarzen Schiefern (Shales) mit mariner Fauna überlagert, die nach Osten hin mehr und mehr lakustrin wird (DELMER & GRAULICH, 1959). Die angetroffenen Goniatiten gehören ausschliesslich in die Zone E2 (Arnsberg) und die meisten unter ihnen in die Biozone E2c (*Eumorphoceras bisulcatum* und *Nuculoceras nuculum*). HOLZAPFEL (1910, S. 51) erwähnte den Fund von *Goniatites diadema* (= *Homoceras diadema*, H1 Biozone, Chokierien) in einer kohligen Lage, die sich an der Topkante der konglomeratischen Sandsteine bei Walhorn befindet. Diese Entdeckung wurde anschliessend nie bestätigt. Nach Norden hin, bei Bleyberg, zeigt die marine Fauna, die sehr spärlich auftritt, nur einige unbestimmbare Goniatiten (DELMER & GRAULICH, 1959);
- eine Einheit von Schiefern (Shales) und Siltiten, die leicht karbonatisch sind (Fugen, unregelmässige ankeritische Barren) mit zahlreichen Fugen mit *Planolites*. Sie schliesst eine marine Lage mit kleinen, unbestimmbaren Goniatiten ein;

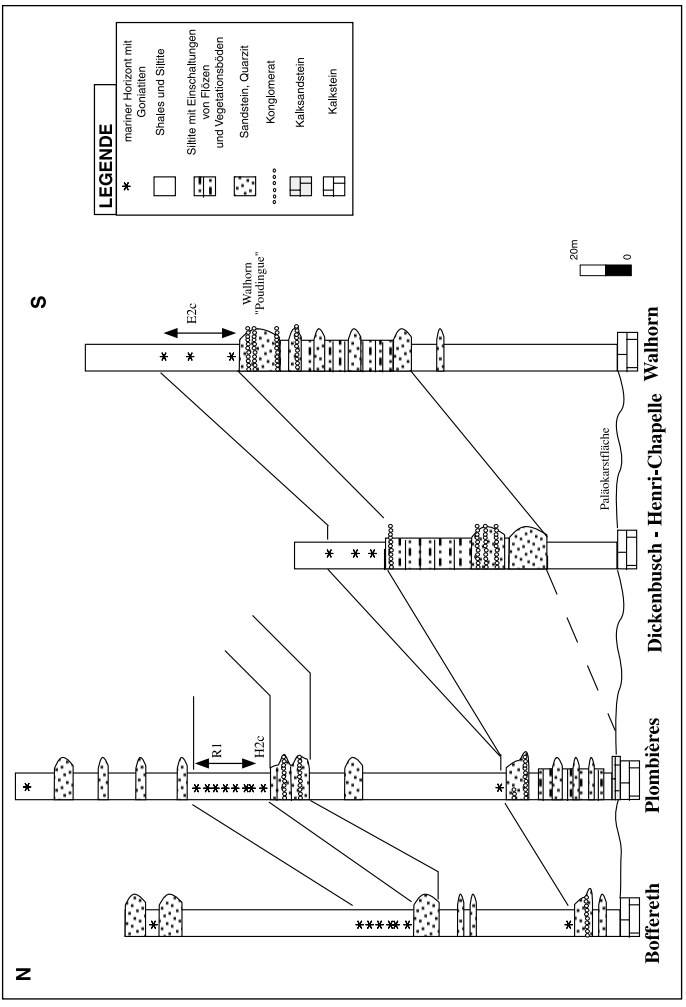


Abb. 6: Mächtigkeitsvariationen der Einheiten der Steinkohlen-Gruppe von Südwest (Walhorner Mulde) bis Nordnordost (Bleyberg).

- eine sandig-quarzitische Einheit, die recht vergleichbar zu der vorherigen, aber geringmächtiger ist;
- diese Einheit wird von einer Ader überlagert, deren Topkante *Homoceratoides prereticulatus* enthält (H2c, oberer Teil des Alports). Sie befindet sich an der Basis eines wichtigen Bereichs mit Shales mit mariner Fauna, die zur Biozone R1 (Kinderscout) gehört und ausführlich von BOUCKAERT (1960) beschrieben wurde. Sie tritt nur zwischen Bleyberg und der niederländischen Grenze und in der Bohrung von Hombourg (GRAULICH, 1968) auf;
- der höchste Teil besteht aus Wechsellagerungen von glimmerigen Siltiten mit Pflanzen- und Wurzelresten, die oft kugelförmig alteriert sind, und von Sandstein- oder Quarzitbänken, die mehrere Zentimeter mächtig und oft hell sind. Eine Lage mit *Reticuloceras metabilingue* (Marsden) wurde in der Bohrung (35/5-212) im Norden von Gemmenich beschrieben (GRAULICH, unveröffentlicht).

Die Probleme zum stratigraphischen Vergleich mit den deutschen Abfolgen beruhen hautpsächlich auf die Schwierigkeit der Korrelation der beiden untersuchten konglomeratischen Lagen mit dem Burgholtz Konglomerat, das in Deutschland beschrieben wurde und das den Übergang zwischen den Einheiten von HOLZAPFEL (1910), den Walhorner Schichten und den Wilhemine-Schichen, kennzeichnet. Das Konglomerat, das eine Mächtigkeit von ungefähr 20 Meter zeigt, befindet sich zwischen einem Goniatithorizont der Biozone E2b (Arnsberg) und einem Horizont der Biozone H2a (Basis des Alports). Die Topkante des Konglomerats schliesst eine Süsswasserfauna ein (VAN LEEKWIJK & STOCKMANS, 1956). BOUCKAERT & HERBST (1960) legen dieses Konglomerat, den oberen Teil der „Walhorner Schichten", in den oberen Teil des Arnsbergs, während unter anderem KNAPP (1978), RICHTER (1985) oder DROZDEWSKI & WREDE (1994) diese Lage an die Grenze Arsberg-Alport legen.

Mächtigkeit: maximal 300 m.

Alter: siehe Text.

Verwendung: Kohle, Bruchstein („poudingues", Sandsteine).

Repräsentative Aufschlüsse der Gruppe:
- die schiefrigen Einheiten sind in zahlreichen Aufschlüssen entlang der Strassenhänge sichtbar;
- die alten Steingruben im Norden von Lontzen (Donnerkaul) zeigen schöne Aufschlüsse der ersten Sandsteineinheit;
- die zweite Sandsteineinheit ist gut im Süden der Kreuzung gegenüber der Kirche von Bleyberg sichtbar (Privatgelände);
- der südliche Eingang des Tunnels der Göhl im Park von Bleyberg oder der Strassenhang Bleyberg-Völkerich zeigen die oberen Schichten.

Um mehr zu erfahren: DE VOOGTD (1929)
VERHOOGEN (1934)
FIEGE (1966)
GRAULICH (1970)
GRAULICH (1984)
STEINGROBE & MULLER (1985)

Alterationstone des paläozoischen Sockels

Der obere Teil des paläozoischen Sockels ist tief verwittert, bis in 5 bis 30 m Tiefe, besonders dort, wo er in der Nähe des Grundwasserspiegels liegt. Diese verwitterte Zone besteht aus kompakten Tonen unterschiedlicher Farbe, die je nach Lithologie des Untergrundes variieren (weisse, rote, bunt schwarze oder graue Tone). Es handelt sich hier um Reste der Alterationskruste des Prä-Santons (BREDDIN et al. 1983).

Mächtigkeit: bis zu 30 m.

Verwendung: früher unter anderem in Hergenrath (Lagerstätte der Céramique Nationale de Welkenraedt) und in Flönnes zur Keramikherstellung abgebaut.

Bemerkung: Kreideformationen

Die lithostratigraphische Tabelle der Kreidezeit im kartographierten Gebiet wurde nach zahlreichen Versuchen durch FELDER (1975) und ALBERS & FELDER (1979) formalisiert. Die verschiedenen Einheiten (Formationen, Schichtglieder) sind auf Basis ihrer unteren und oberen Grenzen definiert und als Horizonte gekennzeichnet. Sie stellen unregelmässige sedimentologische und paläontologische Flächen dar, oft ohne Mächtigkeit. Die Lithofazies dieser Einheiten ist nicht unbedingt einförmig. Mit dem Ziel der Einförmigkeit übernehmen wir hier diese Unterteilungen.

Die Sedimentation der Kreidezeit wurde durch komplexe Beziehungen zwischen Meeresspiegelschwankungen und synsedimentärer Tektonik (Blocktektonik) gekennzeichnet, die sich durch schnelle und häufige seitliche Mächtigkeits- und Faziesänderungen, sowie durch zahlreiche Stratifikationslücken auszeichnen (KUYL, 1983, ROSSA, 1987, BLESS et al., 1987, BLESS 1989).

Das Fehlen von wichtigen Aufschlüssen erlaubt nur eine Kartographierung der Formationen (aber nicht der Schichtglieder). Wir haben uns hier auf die wenigen noch sichtbaren Aufschlüsse beschränkt, auf jene, die mit Präzision in den Minutes des cartes géologiques de FORIR eingetragen sind (archiviert im Belgischen Geologischen Dienst; FORIR hat während der

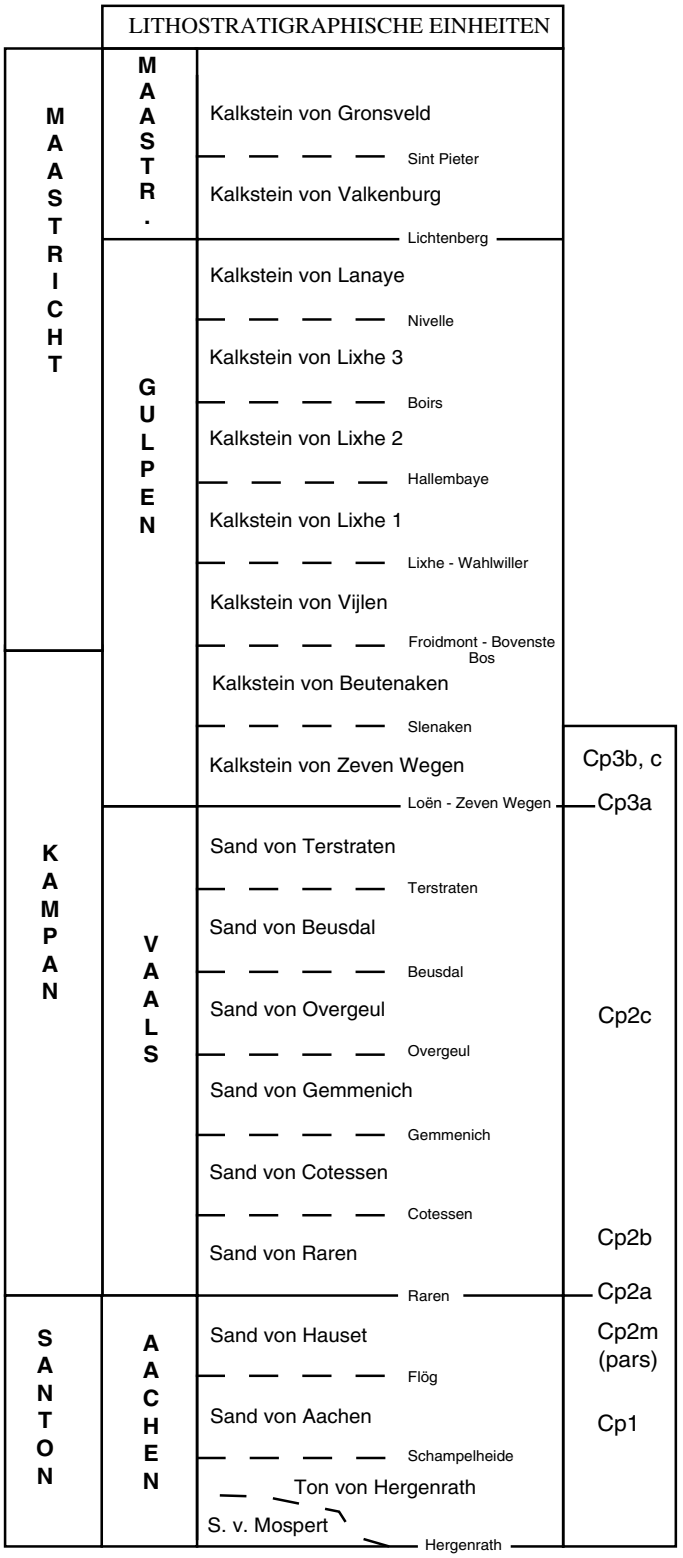


Abb. 7: Lithostratigraphische Einheiten im kartographierten Gebiet und in Süden von Niederländisch Limburg; die Kürzel entsprechen den geologischen Karten im Massstab 1:40.000.

Kartierung das Ausbaggern und Auffrischen der Strassengräben genutzt) und auf die genau situierten und interpretierten Bohrungen. Ungenauer beschrieben sind die zahlreichen Bohrungen, die zu Beginn des Jahrhunderts zur Prospektion dienten, und die mit einem Schädelbohrer durchgeführt wurden. Deren Interpretation ist der Ursprung von zahlreichen Unregelmässigkeiten, die auf ungenaue Positionierung, unpräzise Interpretationen oder eine nicht kontrollierbare tektonische Komponente zurückzuführen sind (siehe zum Beispiel die Profilschnitte, die von VANDENBERGHE, 1983, publiziert wurden).

Die Bohrungen von Gulpen (43/1-1176 et 43/1-1177) und die Bohrung von Hombourg (43/1-735) wurden von zahlreichen Autoren in STREEL & BLESS (1988, Palynologie, Foraminiferen, Ostrakoden) untersucht. Die letztere Bohrung, die sich auf dem höchsten Punkt der Kreide auf dem Kamm, der von Henri-Chapelle nach Hombourg führt, befindet, hat alle Kreideformationen bis zum Sockel durchteuft. Diese Bohrung dient als Referenz für Datierungen.

Aachen Formation (AAC)

Ursprung des Formationsnamens:

Umgebung von Aachen, in Deutschland, wo die Formation die grösste Mächtigkeit zeigt.

Diese Formation wurde in 3 Schichtglieder unterteilt, von unten nach oben:

- die Tone von Hergenrath (BREDDIN et al., 1963) und die Sande von Mospert (HOLZAPFEL, 1910):

  Die Tone von Hergenrath bestehen aus Wechselfolgen von siltigen Tonen, tonigen Silten, sandigen Silten und tonigen Sanden, in weissen, grau blauen bis schwarzen Farben, bioturbiert (horizontale und vertikale Perforationen), mit zahlreichen Pflanzenresten mit Markassit- und Pyritknollen und stellenweise mit Braunkohlelinsen und Wurzelspuren. Es ist schwierig dieses Schichtglied von den Alterationstonen des Sockels zu unterscheiden. Nach ALBERS & FELDER (1979) ist die Basis des Schichtglieds durch einen Paläoboden gekennzeichnet, der als Hergenrather Horizont bezeichnet wird und der nur auf Kalksubstratum eindeutig zu erkennen ist. Wir haben als Unterscheidungsmerkmal den tonig-sandigen Charakter dieser Einheit (BREDDIN et al., 1963) aufgenommen. Zum Südosten hin tauchen die Sande von Mospert auf; es handelt sich um linsenförmige siltige, sandige und kiesige (mehrere Zentimeter dicke weisse Quarzkiesel) Ablagerungen. BREDDIN (1932) hat

gezeigt, dass diese kiesigen Linsen sich in Richtung Norden unter die sandigen Tone mischen und in der Umgebung von Hauset gänzlich verschwinden. KNAPP (1978) und ALBERS & FELDER (1979) stellen diese Linsen an die Basis des Schichtglieds, wie es die verschiedenen Bohrungen auf dem kartographierten Gebiet zeigen. Die Mächtigkeit der Sande von Mospert kann mehrere Meter erreichen (KNAPP, 1978).

- Sande von Aachen: es handelt sich um fein- bis grobkörnige Sande, weiss bis gelblich, sehr stark bioturbiert (horizontale und vertikale Perforationen), mit zahlreichen Lagen mit Schrägschichtung (dekametergrosse Fliessrinnen). Sie zeigen stellenweise unregelmässig verteilte Kohlelagen, oxidierte Horizonte und dezimeterdicke Sandsteinbänke oder Bänke verkieselter Konkretionen. PURVES (1883) wies im Westen von Moresnet auf das Vorkommen einer gehärteten Bank von 2 Meter Mächtigkeit hin, die linsenförmig war und früher unter dem Namen „Grés de Moresnet“ abgebaut wurde. Das Vorkommen von verkohlten Holzteilen, die pyritisiert und verkieselt, sowie von Mollusken perforiert sind, stellt eine bemerkenswerte Besonderheit dar (STOCKMANS, 1946, u.a.). Die untere Grenze dieses Schichtglieds wird durch den Schampelheider Horizont unterstrichen, der den Wechsel von einer tonig-sandigen zu einer sandigen Fazies kennzeichnet;
- Sande von Hauset (ALBERS, 1978): sie unterscheiden sich von den vorherigen durch ihren höheren pelitischen Gehalt in Form von tonigen oder siltigen, braun violetten Wurzelbildungen. Nach ALBERS & FELDER (1979) oder FELDER (1996) zeugen diese von zyklischen, lamellären Wechsellagerungen, die durch graue bis mässig graue, mehr oder weniger tonige, bioturbierte Sande und lateral durchgehende tonige Schichten gebildet wurden. Stellenweise stören Fliessrinnen diesen durchgehenden Verlauf. Die untere Grenze dieses Schichtglieds wird durch die Lage von Flög gekennzeichnet, die eine Faziesänderung darstellt. Dieses Schichtglied ist nur in Steingruben sichtbar.

Mächtigkeit: maximal 45 m, in Verbindung mit dem darunterliegenden Relief.

Alter: Santon.

Verwendung: Keramik, Sandgruben (siehe Mineral- und Fossilfunde).

Repräsentative Aufschlüsse der Gruppe:

- die Typuslokalität des Schichtgliedes von Hergenrath und des Horizontes gleichen Namens befindet sich in der verlassenen Steingrube von Schampelheide, die heute zugeschüttet ist. Es gibt keine guten Aufschlüsse dieser Einheit mehr;

- die Typuslokalität der Sande von Aachen befindet sich im tätigen Steinbruch Käskorb in Kelmis;
- die Sande von Hauset sind in einem verlassenen Steinbruch von Bingeberg bei Hauset sichtbar (Schichtgliedtypus: siehe FELDER, 1996, Abb. 3).

Um mehr zu erfahren: DUMONT (1882)
PURVES (1883)
RENIER (1925: Sande von Mospert)
BOURGUIGNON (1954: Sande von Mospert)
BREDDIN et al. (1963)
KNAPP (1978)
ALBERS & FELDER (1979)
VANDENBERGHE (1983)
BATTEN et al. (1988)
FELDER (1996)

Vaals Formation (VAA)

Ursprung des Formationsnamens:
Die Region Vaals in den Niederlanden, im Nordosten von Gemmenich.

Diese Formation, die früher in Belgien „Smectite de Herve" oder „Assise de Herve" genannt wurde, besteht aus Wechsellagerungen aus Sanden, Silten und Tonen, sowie aus Konkretionen oder sandigen oder kieseligen Bänken, die häufig fossilführend (Muscheln, Belemniten) und im allgemeinen mit einigen Ausnahmen glaukonitisch sind (grau grünliche Farbe).

Die sedimentären Gegebenheiten ähneln denen der Aachen Formation (Auffüllen von Fliessrinnen ...). Die untere Grenze wird durch eine kieselige Lage gekennzeichnet, die aus glaukonitischen Sanden mit millimeter- bis zentimetergrossen Kieseln aus Quarz, Quarzit, Sandstein und Hornstein besteht und die Fliessrinnen im Hauseter Schichtglied bildet. Die Mächtigkeit dieser Lage variiert zwischen 10 und 40 cm und wird als Raerener Horizont bezeichnet (ALBERS, 1976), und in den geologischen Karten im Massstab 1:40.000 als Cp2a geführt. Die Formation wurde von ALBERS (1976) in ihrer Typusregion in 7 siltig-sandige Glieder unterteilt (siehe Abb. 7). Diese haben aber nur eine lokale Bedeutung, da die seitlichen Fazieswechsel sehr bedeutend sind. Von Osten nach Westen wechseln die grobkörnigen Sande mit trogförmiger Schrägschichtung mit einigen dünnen Siltzwischenlagen bei Aachen in karbonatische Silte bei Visé. Auf den kartographierten Kartenblättern hat ALBERS (1976) 6 Glieder erkannt, von Cotessen (Niederlande) bis Viviers, im Norden von Henri-Chapelle.

Diese werden aufgrund der Grenzhorizonte ähnlicher Zusammensetzung wiedergefunden (Sande von Raeren, Cottesen, Gemmenich, Vaalsbroeck, Beusdael und Terstraten). Die wenigen übriggebliebenen Aufschlüsse erlauben es praktisch nicht, diese Unterteilungen nachzuvollziehen.

Im Süden von Henri-Chapelle werden diese Unterschiede immer undeutlicher und die Fazies zeigen mehr und mehr siltige und tonige Bedingungen mit immer weniger verhärteten Lagen. Zwichen Hochelbach und Henri-Chapelle findet man eine besondere Fazies vor, auf die von FORIR (1891) hingewiesen wurde, und die auf den geologischen Karten im Massstab 1:40.000 als Cp2a geführt wird. Es handelt sich um weisse Sande ohne Glaukonit in den sonst glaukonitischen Siltiten und Sanden der Formation. Nur ein verlassener Steinbruch im Süden von Henri-Chapelle, westlich der Strasse nach Welkenraedt, zeigt noch diese Fazies. Es handelt sich um Sande, die denen des Aachener Schichtglieds sehr ähneln, mit der gleichen sedimentologischen Charakteristik und mit zahlreichen verhärteten oder eisenführenden Lagen. Den Profilschnitten von FORIR zufolge zogen diese Sande vom unteren Teil der Formation im Südwesten (den Raerener Horizont überlagernd, FORIR, 1898, Abb. 5) in den oberen Teil im Nordwesten. Zwei Hypothesen zur Lage dieser untypischen Schichtlagen sind möglich:

- sie befinden sich vermutlich unterhalb des Raerener Horizontes, wie es FORIR bereits erwähnte. Es handelt sich um eine besondere Fazies der Vaals Formation in Form von verschiedenen Linsen unterschiedlicher Mächtigkeit, die in den glaukonitischen Sedimenten zwischengeschaltet sind;
- diese Sande gehören teilweise in die Aachen Formation. Diese Hypothese kann durch das Spiel der Transveralsverwerfungen erklärt werden, die zur Zeit der Sedimentation einsetzten (KUYL, 1983, ROSSA, 1987, FELDER & BLESS, 1993). Diese zweite Erklärung wurde in der vorliegenden Arbeit übernommen (Profilschnitt d-d').

Mächtigkeit: maximal 65 m.

Alter: Kampan.

Repräsentative Aufschlüsse der Gruppe:

der sich im Betrieb befindende Steinbruch von Gemmenich zeigt den Übergang der Aachen Formation zur Vaals Formation mit dem Raerener Horizont.

Um mehr zu erfahren: DUMONT (1882)
FORIR (1891)
ALBERS (1976)
NOTA et al., (1978)

ALBERS & FELDER (1979)
FELDER & BOONEN (1988)
ROBASZYNSKI (1988)
BLESS (1989)
FELDER (1996)

Gulpen Formation (GUL)

Ursprung des Formationsnamens:
Gulpen in den Niederlanden

Die Gulpen Formation liegt unregelmässig auf der Vaals Formation. Sie beginnt mit einer meterdicken Lage glaukonitischer Kreide, manchmal kieselig, die im untersuchten Gebiet Zeven Wegen Horizont genannt wird (= anderswo Loën Horizont, als Cp3a in den geologischen Karten im Massstab 1:40.000 geführt. In den Bohrungen wird dieser Horizont zuerst durch 10 bis 20 m kompakter, weisser und beigefarbener Kreide (Kalklutite, scheinbar schlecht geschichtet, im Aufschluss zerreibbar) mit seltenen Knollen aus schwarzem Feuerstein im oberen Teil und anschliessend durch 15 bis 20 m verwitterter, toniger, beige- bis gelbfarbener Kreide überlagert. Im oberen Teil finden sich einige Lagen grauer, leicht glaukonitischer Kreide (Schutt aus Fundamenten von Häusern aus Henri-Chapelle). Diese Lagen befinden sich kartographisch zwischen 20 und 25 m unterhalb der Basis der Formation.

Die Formation wurde in mehrere Schichtglieder unterteilt (Abb. 7.) In der Bohrung von Hombourg wurden zwei Glieder erkannt (das Zeven Wegen Schichtglied aus weisser Kreide, überlagert durch das Vijlen Schichtglied, das aus grau gelber bis weisser Kreide besteht, die oft glaukonitreich und stellenweise mergelig ist). Sie werden durch einen hard-ground getrennt, den man Froidmont Horizont nennt. Die Beobachtungen in Henri-Chapelle zeigen, dass es sich um die beiden einzigen Vorkommen glaukonitischer Kreide im oberen Teil der Kreideeinheit handelt.

Das dazwischenliegende Beutenaeken Schichtglied, das aus grau gelbfarbener, leicht glaukonitischer und oft mergeliger Kreide besteht, schliesst nach FELDER et al. (1978, Abb. 7/4-4) im Norden von Hombourg auf dem Kartenblatt Gemmenich-Botzelaar auf (maximale Mächtigkeit 10 m). Wir haben keinen bemerkenswerten Aufschluss gefunden.

Das Vijlen Schichtglied liegt unregelmässig auf den unteren Kreideformationen, wie es FELDER & BLESS (1993) oder FELDER (1996, siehe Abb. 8) zeigten.

Mächtigkeit: maximal 40 m, sehr unterschiedlich in Folge des Alterations- und Karstifikationsgrades.

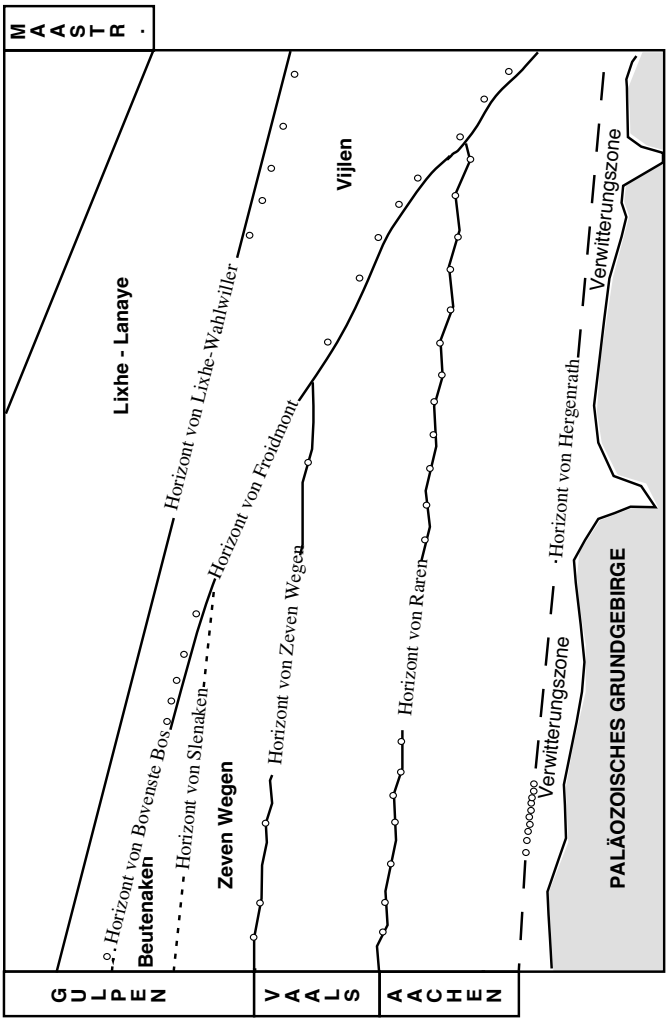


Abb. 8: Schematische Darstellung der Beziehungen zwischen den verschiedenen Einheiten der Kreidezeit (verändert nach FELDER, 1996).

Alter: Das Zeven Wegen Schichtglied wird ins obere Kampan gestellt, das Beutenaeken Schichglied ins obere Kampan oder ins untere Maastricht und das Vijlen Schichtglied ins obere Maastricht.

Verwendung: Bodenaufwertung, Wasserspeicher.

Um mehr zu erfahren: DUMONT (1882)
NOTA et al. (1978, 1980, 1983, 1987)
ALBERS & FELDER (1979)
FELDER & BOONEN (1988)
BLESS (1989)
BLESS & ROBASZYNSKI (1988)
FELDER & BLESS (1993)
FELDER (1996)

Tone mit Feuersteinen

Ein grosser Teil der kartographierten Fläche wird durch ein Feuersteinkonglomerat bedeckt, dass als Sx auf den geologischen Karten geführt wird, und dass als Regolith in den Arbeiten von NOTA et al. (1978, 1980, 1983, 1987) bezeichnet wird. Die Zusammensetzung dieses Konglomerats variiert stark. Es besteht aus einer Mischung aus Knollen aus winkeligen Feuersteinen, Tonen, Löss, Lehmen und stellenweise oberhalb des höchsten Teils der Kreide aus Anhäufungen verhärteter Feuersteine. Die Feuersteine aller Farben und Formen werden durch Sande oder rote, gelbe oder braune Tone zementiert.

Die Herkunft dieser Deckschicht ist komplex. Sie beruht auf die Auflösung der Kreide (restliche Feuersteine) und einer anschliessenden Auswaschung der darüberliegenden Formationen (siehe Paläokarst). Die Mächtigkeit ist der Geomorphologie folgend sehr variabel. Sie erreicht ihren höchsten Wert über der Gulpen Formation aufgrund der Karsterscheinungen (bis zu 10 m). NOTA et al. (1978, 1980, 1983, 1987) und die pedologischen Karten zeigen, dass diese Decke nicht nur oberhalb der Kreide vorkommt.

Diese Deckschicht lässt sich nur sehr schwierig kartieren, im Gegensatz zu deren Verlauf auf den Karten von FORIR im Massstab 1:40.000. Sie muss mit den oberflächlichen Formationen in Verbindung gebracht werden und nicht mit dem Maastricht, wie auf den Kartenblättern im Massstab 1:40.000.

Sandige Ablagerungen (SBL)

Es handelt sich um sandiges Material, das mit Linsen aus sandigen Tonen vermischt ist. Die Sande sind gelb, quarzitisch und oft glimmerführend, gut sortiert (mittel- bis feinkörnig) und ohne genaue Schichtung. Diese Einheit wird oft von Geröll aus milchfarbenem Quarz, und seltener durch quarzitischen Kiesel begleitet. Diese Ablagerungen sind Teil der Karstauffüllungen in den Auflösungstaschen in der Kreide.

Auf dem gesamten Kartenblatt (NOTA et al., 1978, 1980, 1983, 1987) sind diese Sande an anderen Stellen mit den restlichen Feuersteinen und mit Tonen vermischt.

Mächtigkeit: sehr unterschiedlich.

Alter: es wurde keine Datierung auf dem vorliegenden Kartenblatt durchgeführt. Sie werden als Oligozän betrachtet.

Verwendung: Bau

Um mehr zu erfahren: RENIER (1945)
MACAR (1946)

Oberflächenformationen

- Torfablagerungen (TRB)

Sie bestehen im allgemeinen aus Torfmoorablagerungen. Eine Übersicht dieser Ablagerungen findet der Leser in SCHUMACKER & NOIRFALISE (1979) und die Literatur zu ihrer Enstehung in BLESS et al. (1991a). Die ältesten Torfablagerungen wurden im Konnerzvenn auf 12170 Jahre BP (± 90) (^{14}C) datiert (PISSART & JUVIGNE, 1980). Das gesamte Plateau des Hohen Venns oberhalb der Höhenlage von 600 m wird hingegen erst seit dem Boreal von Torfablagerungen bedeckt. Deren Lage auf dem vorliegenden Kartenblatt ist von der pedologischen Karte von Raeren (PAHAUT, 1966) übernommen worden.

- rezente alluviale Ablagerungen (AMO)

Diese Ablagerungen sind nur im Wesertal und in einigen anderen Tälern, wie im Tal des Lontzenerbachs, sowie im Gulpe- oder Göhltal vertreten. Ihre Mächtigkeit ist im allgemeinen schwach und beträgt 2 bis 5 Meter im Durchschnitt. Stellenweise, wenn die Abfolge komplett vorliegt, enthalten diese Ablagerungen eine Kiesbasis, oft mit grossen Kieseln. Auf diesem Kiesbett liegt eine sandige Tonschicht oder eine Sandschicht, von gelblicher Farbe, die manchmal in ihrem unteren Teil kleine Kiesel und Tone einschliessen.

Es ist oft schwierig, die Ablagerungen der Talsohlen (AMO) von denen der Terrassen zu unterscheiden. Nur RENIER (1925) hat eine kleine Terrasse der Weser (als Schotterabbau) im Osten von Petergensfeld beschrieben.

- Lehme, Löss, Alterite, Verwitterungsschutt, kolluviale Ablagerungen, Hangablagerungen und Blockfelder (P)

Von einer Stelle zur anderen bedecken diese Ablagerungen mit sehr unterschiedlicher Mächtigkeit bedeutende Flächen auf den Hochebenen und an den Hängen mit leichter Senkung. Sie bilden einen relativ durchgehenden Mantel, der die darunterliegenden Gesteine versteckt (Stavelot Massiv). Sie bestehen aus einem Gemisch von Produkten des Zerfalls des Substratums und aus äolischen Schluffen (Ton, Lehm und Sand in unterschiedlichen Mengenverhältnissen mit einem wechselnden Anteil an gröberen Elementen, Alteriten und Feuersteinen). Die Merkmale dieser Ablagerungen sind in den Notizen zu den pedologischen Karten detailliert (PAHAUT 1965, 1966). Abgesehen vom Stavelot Massiv (DV) wurde ihre Verbreitung nicht

auf der vorliegenden Karte eingetragen, weil die Daten nur sporadisch auftreten.

Auf dem Stavelot Massiv hat das Vorkommen von Gesteinsakkumulationen schon seit langem die Aufmerksamkeit der Forscher an sich gezogen. Diese Akkumulationen bestehen an der Oberfläche aus Felsbrocken und -bruchstücken. Sie sind in der Karte unter der Bezeichnung P eingetragen. Ihr Ursprung bleibt weiterhin ungewiss (PISSART, 1995).

3. Das chronostratigraphische Gerüst: eine Verbindung zur lithostratigraphischen Aufteilung

Die Begriffe Chronostratigraphie (das relative Alter der Gesteine) und Lithostratigraphie (die Aufeinanderfolge der lithologischen Einheiten) dürfen nicht verwechselt werden. Die Verbindung zwischen beiden stratigraphischen Unterteilungen ist in Belgien hauptsächlich aufgrund von biostratigraphischen Daten (die auf Fossilien beruhen) möglich. Die Biostratigraphie basiert zur Zeit hauptsächlich auf Mikrofossilien (Foraminiferen, Konodonten, Sporen und Acritarchen ...). Die Makrofaunen werden noch im Givet bis Frasnes und im Tournai bis Visé (besonders rugose Korallen), im unteren Famenne (Rhynchonellidae), im Namür (Goniatiten) und in der Kreide (Belemniten) benutzt.

4. Intrusive und metamorphe Gesteine

Zwei Vorkommen intrusiver Gesteine sind bekannt:

- **Der „Sill" (Lagergang) von Lammersdorf**: diese Intrusion wurde während des Baus der Eisenbahnlinie Aachen-Sankt-Vith entdeckt (siehe Bemerkung 2.2.). Sie wurde von VON LASAULX (1884) und von DANNENBERG & HOLZAPFEL (1898) als Granit beschrieben. Die Struktur ist die eines breiten Lagergangs und einer dazugehörigen Furche (4.5m Mächtigkeit) in den Phylliten und Quarziten der La Venne-Coo Formation (Rv4). Diese Einheit schloss ursprünglich auf einer Länge von 240 m im Eisenbahnhang auf (DENAEYER & MORTELMANS, 1954). Sie besteht aus einem feinkörnigen, kompakten, fast vollständig verwitterten (zersetztes Erscheinungsbild, weiss, kaolinitisch) Gestein. Man kann in den weniger verwitterten Fragmenten Feldspate, Quarze, Glimmer, der normalerweise in Chlorit umgewandelt wurde, und kleine Kristalle mit verstreutem Pyrit erkennen. Anschliessend wurde dieses Gestein Tonalit

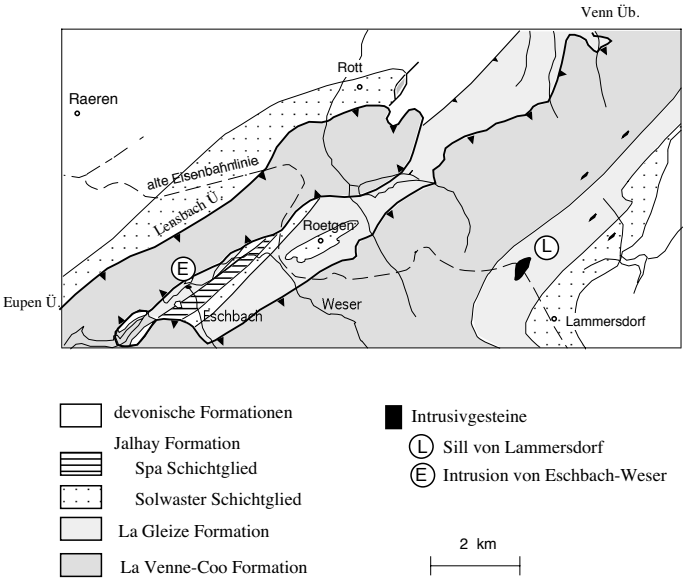


Abb. 9: Die intrusiven Geteine im Osten Belgiens in ihrem geologischen Rahmen (nach der geologischen Karte von GEUKENS, 1986).

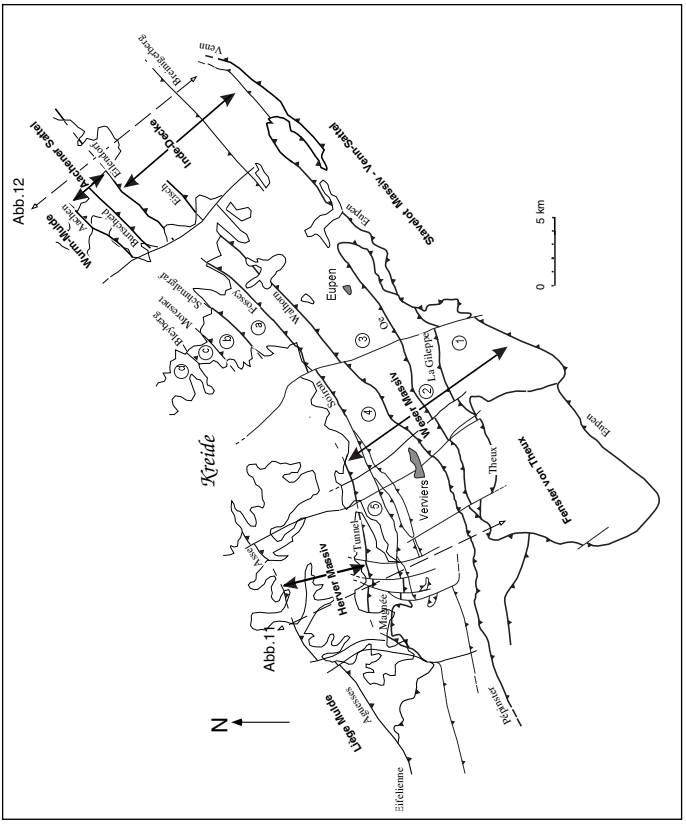
(quarzitisches Diorit) genannt. RONCHESNE (1931), DENAEYER & MORTELMANS (1954), VAN WAMBEKE (1956a) und SCHERP (1959) lieferten geochemische und petrographische Analysen und haben diese Intrusion in die Gesamtheit der Intrusiverscheinungen des Gebietes gestellt. Der Lagergang wird von einem dünnen Kontakthof umgeben, der durch getüpfelte Phyllite gekennzeichnet wird (RONCHESNE, 1931, VAN WAMBEKE, 1955, SPAETH et al., 1985). Die Mineralisation (Fe) ist hydrothermalen Ursprungs (VAN WAMBEKE, 1956b).

- **Die porphyrische Intrusion von Eschbach-Weser**: es handelt sich um einen porphyrischen Dyke (Gang), der zuerst von GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955) entdeckt wurde, und der noch in einer Länge von mehreren Metern im Tal des Eschbachs, etwa 20 m vom Zusammenlauf mit der Weser entfernt, zu sehen ist. Er besteht aus einem Gestein grau grünlicher Farbe, die durch Verwitterung ins Braune wechselt, das recht hart ist und mit feinen Körnern und oft mit kleinen gesprenkelten Feldspatkristallen ausgezeichnet ist. Pyrit ist sehr häufig (mikroskopische Kristalle) in den kleinen Drusen. Dieser Dyke wird von den bunten Phylliten und "quarzophyllades" der La Gleize Formation (Rv5) durchschnitten. In seinem Randbereich sind die Phyllite getüpfelt.

Die getüpfelten Schiefer oder Phyllite sind demnach ein Merkmal des Kontaktmetamorphismus der Intrusion. CORIN (1934) hat sie auch ungefähr 1500 m östlich des Dykes von Eschbach-Weser auf dem Nordhang der Weser bei der Bellesport Brücke gefunden.

5. Tektonik

Die paläozoischen Gesteine auf dem Kartenblatt wurden sehr stark von Faltungen und Verwerfungen gestört. Die Falten, dezimeter bis kilometergross, sind im allgemeinen mehr oder weniger nach NW geneigt oder überkippt und zeigen somit die allgemeine Richtung der variszischen Verkürzung. Es handelt sich im grösseren Massstab um eine Folge von Mulden und Sätteln in einer durchschnittlichen Richtung von N45O, die leicht in Richtung NO oder SW einfallen. Die Kohlenkalkgruppe befindet sich meistens im Herzen der Mulden und das obere Famenne in den Scheiteln der Sättel. Diese letzteren liegen, wenn sie verworfen sind, auf der Axialzone der Mulden.


Venn
Stavelot Massiv - Venn-Sattel
Inde-Decke
Aachener Sattel
Wurm-Mulde
Abb.12
Eupen
Eupen
Eupen
5 km
0
Kreide
Verviers
Theux
Fenster von Theux
Weser Massiv
Hetzer Massiv
Abb.11
Lüttich
Maastricht
Lüttich
Lüttich
Aachen
Aachen
Aachen
Lüttich
Lüttich
Lüttich
Maastricht
Maastricht
Maastricht

Es gibt zwei Verwerfungstypen. Die ersten sind streichende Überschiebungen, die mehr oder weniger parallel zur Faltung liegen. Sie stammen aus der variszischen Kompressionsphase genau wie die Falten, die von diesen Überschiebungen zerschnitten werden. Im Stavelot Massiv hat die variszische Verkürzung die Abfolgen beeinflusst, die schon von der kaledonischen Orogenese strukturiert wurden. Die Überschiebungen und die wichtigsten Falten erlauben es das gesamte Gebiet in verschiedene, mehr oder weniger bedeutende strukturelle Einheiten zu unterteilen (Abb. 10 und Profilschnitte a-a', b-b', c-c').

Die anderen Verwerfungen bilden ein Netz von Transversalstörungen, die in NNW-SSO Richtung ausgerichtet sind. Sie zerschneiden die vorherigen Strukturen und einige auch die Formationen der Deckschichten. Es scheint, dass sie in Verbindung mit dem Einfallen des Rheingrabens stehen (in einem Ausdehnungssystem).

5.1. Beschreibung der strukturellen Einheiten:

1 - Das Stavelot Massiv

Die Karte zeigt eine wichtige Trennlinie zwischen zwei Gebieten, die von der Eupener Überschiebung (GEUKENS, 1984, 1986, mit südlichem Einfallen in einer Grössenordnung von 10 bis 40°) getrennt werden. Diese Verwerfung bringt kambrische Sedimente des Stavelot Massivs mit den ordovizischen und devonischen in Kontakt. Im grossem Massstab entspricht die überschobene Einheit der Frontpartie eines grossen nach Nordwesten überkippten Sattels. Die Schichten sind stark verformt und zeigen spitze bis geschlossene, oft gleichgeneigte Falten aller Grössenordnungen und mit zahlreichen Brüchen. Meistens sind diese Falten nach Norden überkippt.

In der Zone, die zwischen Bellesfort und Petergensfeld entlang der Weser liegt, schliessen Schichten, die in die La Venne-Coo, La Gleize und Jalhay Formationen gestellt werden (GEUKENS, 1986), in einem halben tektonischen Fenster auf, das einer Wellenbewegung der Eupener Überschiebung entspricht (siehe Profilschnitt a-a'). Die deutschen Autoren (KNAPP, 1978, WALTER et al., 1985, RIBBERT, 1992) oder VAN WAMBEKE (1997) sehen hierin eine Kombination von Normalverwerfungen und Überschiebungen, die nicht der Eupener Überschiebung entsprechen, die in ihrer nördlichen Fortführung, die ursprünglich Lensbach Verwerfung genannt wurde (GEUKENS & VAN WAMBEKE, 1955), begrenzt ist.

2 - Die Gileppe Einheit

Diese Einheit schliesst in Form eines halben tektonischen Fensters im Osten von Eupen auf. Sie ist im Norden von der Oe Verwerfung mit nördlichem Einfallen (ASSELBERGHS, 1927) begrenzt, und in deren Verlängerung, der Hill Verwerfung, die ein Einfallen nach Süden zeigt.

3 - Die Goé Einheit (3 auf Abb. 10, definiert auf den Kartenblättern Limbourg-Eupen und Fléron-Verviers).

Diese Einheit ist eine Überschiebungsmasse, die an ihrer Basis von einer Überschiebung begrenzt ist. Diese Verwerfung, die eine wellenförmige Form zeigt, hat je nach Gebiet verschiedene Namen erhalten: La Helle Verwerfung, Oe Verwerfung, Walhorner Verwerfung, und deren Verlängerungen im Westen (LALOUX et al., 1997; siehe Profilschnitte a-a', b-b'). Die La Helle Verwerfung wird im Süden von Eupen von der Eupener Überschiebung zerschnitten.

Die Einheit zeigt die grosse, mehrere Kilometer breite Mulde von Baelen-Merols (= Berlotte von HOLZAPFEL, 1910 und Oberforstbach von WALTER et al., 1985), die leicht nach NO (maximal 5°) einfällt, um die komplexe Indemulde zu bilden. Die Flanken sind zwischen Vicht (Deutschland) und Raeren durch eine stark aufgerichtete Verwerfung gestört, die eine Verdoppelung der Kalke der Givet-Frasnes Zeit herbeiführt („Breinigerberg Störung"). Diese Störung verliert sich in den Shales und Siltiten des Frasnes-Famennes im Westen von Raeren.

Die nördliche Flanke der Mulde, die durch Falten und kleinere Überschiebungen gestört wird, wird durch die Walhorner Verwerfung durchschnitten, die einen Versatz von ungefähr 900 m zeigt. Dieser Versatz ist vergleichbar mit dem, der dieser Verwerfung auf den Kartenblättern Limbourg-Eupen und Fléron-Verviers angerechnet wird.

Das Vorkommen eines kleinen tektonischen Fensters im Südosten von Welkenraedt (Kaulen) bezeigt die wichtigen Wellenformen der Walhorner Verwerfung. Die kartographischen Daten zeigen, das diese Verwerfung die bereits strukturierten Einheiten (Falten und Verwerfungen) durchschneidet, so wie auf den Kartenblättern Limourg-Eupen und Fléron-Verviers.

4 - Die Forêt-Andrimont Einheit (4 auf Abb. 10, definiert auf dem Kartenblatt Fléron-Verviers)

Im Süden von der vorherigen Einheit abgegrenzt, wird diese Einheit im Norden durch die Überschiebung mit südlichem Einfallen begrenzt, die je nach untersuchtem Teilstück

auf dem kartographierten Gebiet die Namen Soiron - Lontzen - Fossey Verwerfung trägt (HOLZAPFEL, 1911).

Die Einheit zeigt die komplexe Mulde von Eynatten (VERHOOGEN, 1935) und den Sattel von Hauset (HOLZAPFEL, 1910) im Norden. Das Einfallen der Verwerfung, die Soiron - Lontzen - Fossey genannt wird, wurde an der Oberfläche gemessen (30° , GRAULICH, 1970b), aber die Archive der Lontzener Mine verweisen auf den wellenförmigen Verlauf der Verwerfung, die die bereits strukturierten Einheiten (Falten und Verwerfungen) zerschneidet.

5- Die Donnerkaul Einheit (a auf Abb. 10)

Diese ist im Süden durch die vorherige Einheit abgegrenzt, sowie im Norden durch die Schmalgrafverwerfung, die ein südliches Einfallen zeigt. Die Einheit zeigt die nördliche Flanke der komplexen Lontzener Mulde, deren Kern in der Mine von Lontzen abgebaut wurde. Es gibt eine Zone von Verbindungen kleinerer Sekundärfalten (mit leichtem Einfallswinkel nach NO oder SW) im Querprofil des Lontzenerbachs.

Die Einheit zerschneidet die kleineren Verwerfungen, wie die Haut-Vent, Donnerkaul oder Hof-Huset Verwerfungen, die die Untereinheiten begrenzen, die teilweise auf den Kartenblättern Limbourg-Eupen und Fléron-Verviers angetroffen werden.

6 - Die Moresnet Einheit (b auf Abb. 10)

Diese Einheit befindet sich zwischen den Verwerfungen von Schmalgraf und Moresnet (FOURMARIER, 1905) und zeigt die normal liegende Flanke der Schmalgrafer Mulde, die schuppenförmig vorliegt und drei Dolomitbänder aufschliessen lässt (Bilstain Gruppe: Schuppen von Hoof, Bambosch und Eulenburg). Nach Westen hin zeigen die Daten der Vielle Montagne, dass die Hoof Schuppe sich unter der Kreide verbreitert, um eine Mulde mit einem Kern aus Kohlenkalk zu bilden. Die Falten fallen nach SW ein, wie alle anderen Falten, die zwischen der Schmalgraf Verwerfung (15° für das Endstück der Schmalgraf Mulde, nach Daten der Minenarbeiten in Kelmis) und der Bleyberg Verwerfung liegen.

7- Die Bleyberg Einheit (c auf Abb. 10)

Diese Einheit liegt zwischen den Verwerfungen von Moresnet und Bleyberg. Im Norden zeigt sie dolomitische Schichten in den Flanken und einen Wechsel von flachen Schichten und hektometergrossen Zonen mit stark gefalteten

und versetzten Gesteinen. Das Einfallen ist beinahe horizontal. Die Bleyberg Verwerfung ist durch die Arbeiten der Mine Bleyberg und den Prospektionsbohrungen bekannt. Sie bringt die Kalke der Juslenville Gruppe mit den Sanden und Schiefern des oberen Namürs in Verbindung. Die Hangendscholle der Kalke im Norden der Verwerfung befindet sich ungefähr 250 m unter der Oberfläche.

8- Die Sippenaeken Einheit (d auf Abb. 10)

Diese Einheit befindet sich im Norden der Bleyberg Verwerfung. Sie wird durch ein graduelles Abflachen der Faltung gekennzeichnet. Das Einfallen ist fast horizontal. Die geoelektrischen Prospektionen (Peñarroya) zeigen einen regulären Verlauf an der Hangendscholle der Kalke des Visés, die bis nach Boffereth steigen, wo die alten Bohrungen eine deutliche Reduzierung der Mächtigkeiten der Gesteine des Tournais, des Visés und des Namürs zeigen.

Nach Norden hin, in Niederländisch Limburg, kann man eine Zunahme der Mächtigkeit des Namürs erkennen, wie es die Bohrung von Gulpen zeigt, die etwa 7 km im NNW der Stelle liegt, wo die Göhl in die Niederlande einfliesst (siehe BLESS et al., 1976).

5.2. Schieferung

Im Stavelot Massiv werden die phyllitischen Schichten von einer Dachschieferung („schistosité de cristallisation", „slaty cleavage") beeinflusst, die im allgemeinen parallel zur Schichtung liegt. Eine zweite Schieferung wurde stellenweise festgestellt, ohne dass man deren genauen Ursprung ohne Schwierigkeiten erklären kann. Diese letztere Schieferung kann man auch durch mikroskopische Studien der getüpfelten Phyllite im Kontaktmetamorphismus des Lagergangs von Lammersdorf erkennen (SPAETH et al., 1985). Sie wird als kaledonisch interpretiert.

In den La Gileppe und Goé Einheiten beeinflusst eine Schieferung die tonigsten Lagen der Abfolge, aber die durchgeführten Messungen sind selten, weil es an guten Aufschlüssen mangelt (Schieferung mehr oder weniger parallel zur Faltenachse, fächerförmig zu deren Kern konvergierend). Auf dem Kartenblatt Petergensfeld wurden einige Schieferungswerte mit nördlichem Einfallen im Famenne im Norden der Verwerfung von Breinigerberg beobachtet.

In der Einheit Sippenaeken sind die Sedimente der Kohlenkalkgruppe durch das Vorkommen einer Schieferung ge-

kennzeichnet, auf die von BREDDIN (1956) und DELMER & GRAULICH (1959) hingewiesen wurde. Sie scheint allerdings auf die Faltungskerne beschränkt zu sein (Achsenflächenschieferung).

Es wurde keine Schieferung in den Schichten des Famenne-Karbons der anderen Einheiten nachgewiesen.

5.3. Transversalverwerfungen

Die Transversalverwerfungen sind sehr häufig. Sie verschieben die Falten, die Verwerfungen und die tafelförmigen Kreideformationen.

Die Transversalverwerfungen sind mehr oder weniger in einer NNW-SSO-Richtung ausgelegt und liegen parallel zur Richtung der Hauptfugen. Zahlreiche Verwerfungen zeigen nur einen kleinen Versatz, der es nicht erlaubt, auf der Karte dargestellt zu werden. Dort wo die direkte Beobachtung möglich ist, sind die Brüche meist subvertikal. Im gefalteten Gelände ist es schwierig, die relativen Grössen der verschiedenen Komponenten der Verschiebung zu unterscheiden. Die genaue Untersuchung der Transversalverwerfungen des Graben de la Minerie auf dem Kartenblatt Herve (42/4) hat die Existenz von zwei Verwerfungstypen gezeigt (ANCION & EVRARD, 1957):

- Verwerfungen verschiedener Komponenten, wo die laterale Komponente deutlich stärker ist;
- Abschiebungen.

Der Verlauf der Transversalverwerfungen, wie er hier festgestellt wurde, kann nur annähernd dargestellt werden: der Verlauf einer Verwerfung, der auf der Karte eingezeichnet ist, kann in Wirklichkeit nicht einen einzigen Bruch darstellen, sondern eine Zone von Verwerfungen mit sehr eng beisammen liegenden Verbindungstellen, so dass es im Gelände nicht möglich ist, diese zu erkennen. Darauf weisen die Dokumente der Vielle Montagne hin. Es bestehen allerdings bemerkenswerte Faltenbündel mit einer hohen Dichte an Brüchen, wie diejenigen, die mit den Dickenbusch oder den Welkenraedt Verwerfungen in Verbindung stehen.

Einige Verwerfungen haben die Kreideformationen während deren Ablagerung beeinflusst, wie es die schnellen Mächtigkeitswechsel in den Profilschnitten d-d' und e-e' verdeutlichen.

Solche Beobachtungen sind aus dem Kempenland bekannt (FELDER et al., 1985, ROSSA, 1987), sowie aus Niederländisch Limburg (KUYL, 1980, BLESS et al., 1987) und aus der Region Aachen (BREDDIN et al., 1963, DROZDEWSKI & WREDE, 1994).

5.4. Interpretation

Die Profilschnitte a-a', b-b' und c-c' liegen senkrecht zur Richtung der variszischen Strukturen. Sie zeigen die Merkmale der kaledonischen und variszischen Verkürzungen, die sich hauptsächlich in einer SSO-NNW Richtung abspielten. Sie erlauben es, die Chronologie der tektonischen Deformationen zu bestimmen.

a) die kaledonische Deformation (Stavelot Massiv)

Die derzeitige tektonische Struktur ist das Resulat der variszischen Verkürzung. Eine Unterscheidung kaledonischer und variszischer Deformationen macht daher ein genaues Studium der Tektonik notwendig. Es gibt hingegen einen deutlichen Unterschied zwischen der Intensität der Faltung und der Schieferung in den Schichten des Massivs und der devon-karbonischen Deckschichten.

b) die variszische Deformation

Die folgende Chronologie kann aufgestellt werden:

- eine Faltung, die von einer Deformation mit zahlreichen kleinen, gefalteten Verwerfungen begleitet ist;
- eine Zerschneidung dieser gefalteten Einheiten durch Brechverwerfungen in verschiedene Schuppen, die zum Teil auf den Kartenblättern Limbourg-Eupen und Fléron-Verviers definiert werden konnten (LALOUX et al., 1997). Sie gehören zu den folgenden Einheiten:

Im Westen, in Belgien (von Süden nach Norden) (Abb. 10 und 11):

- das Synklinorium von Verviers, wie es von GRAULICH et al. (1984) definiert wurde, unterteilt in drei Einheiten, von Süden nach Norden:
  + das Fenster von Theux;
  + das Weser Massiv, das eine Überschiebungsdecke darstellt, die durch die Theux Verwerfung und deren nördlichsten Ausläufer, die Tunnel Verwerfung heisst, begrenzt wird. Dieses Massiv ist wiederum selbst in mehrere Untereinheiten durch wichtige Verwerfungen unterteilt (siehe Abb. 10). Der Versatz der Tunnel Verwerfung wird auf mehr als 3000 m geschätzt.
  + Das Synklinorium von Lüttich.

Die tiefenseismischen Untersuchungen haben ergeben, dass eine wichtige Reflexionsfläche zwischen 3 bis 4 km unter

der Oberfläche vorkommt, die mit einer leichten Neigung nach Süden abfällt, und deren Auslauf im Gelände mit dem Verlauf der Verwerfung übereinstimmt, die von DEJONGHE et al. (1989) und HOLLMANN & WALTER (1995) Aguesses-Asse Verwerfung genannt wird. Diese Konzeption des Verviers Synklinoriums wird so nicht von MICHOT (1980, 1988, 1989) angenommen. Die Unstimmigkeit liegt in der Bedeutung, die man der Aguesses-Asse Verwerfung gibt, entweder als eine wichtige Überschiebung, die das Verviers Synklinorium im

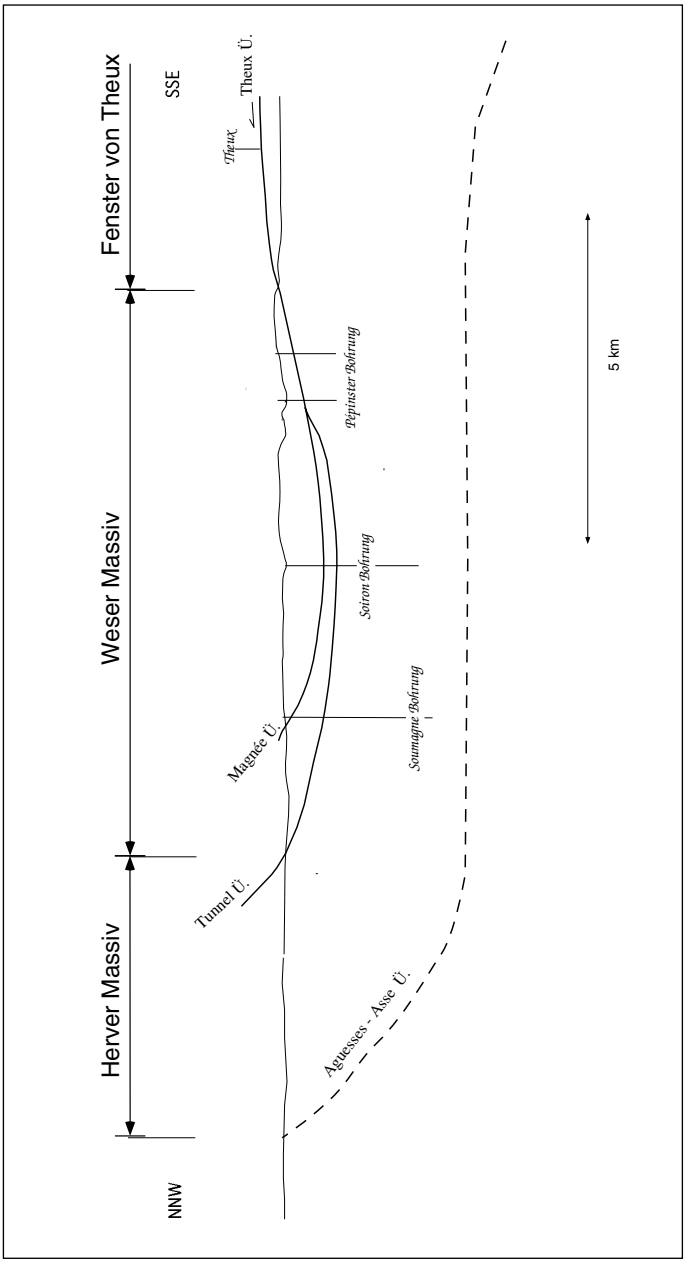


Abb. 11: Vereinfachte Struktur des Synklinoriums von Verviers auf dem Kartenblatt Fléron-Verviers.

Norden begrenzt (GRAULICH, 1984) oder als eine interne Überschiebung im Herve Synklinorium (MICHOT).

Im Osten, in Deutschland (von Süden nach Norden, Abb. 10 und 12):

- die Inde Decke, im Norden durch die Eilendorf Verwerfung begrenzt. Sie ist die Verlängerung des Weser Massivs, weil die Eisch Verwerfung als die Verlängerung der Walhorn

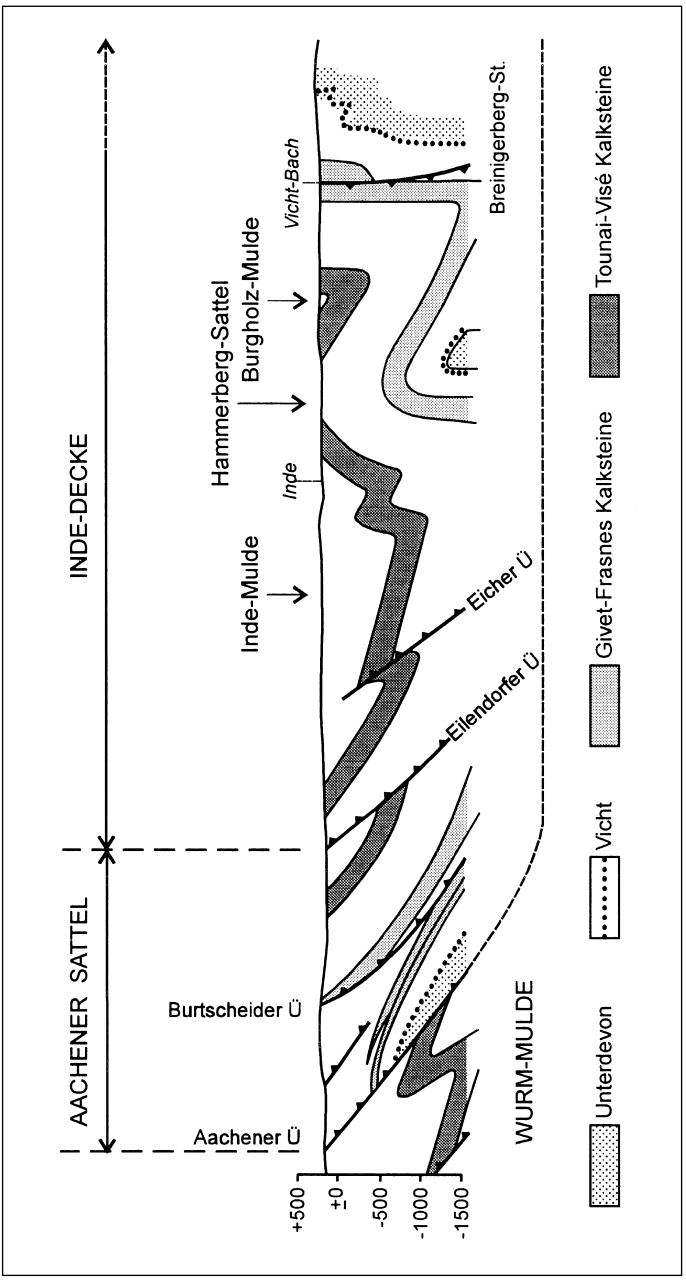


Abb. 12: Profilschnitt im Osten Aachens (nach RIBBERT, 1992 und VON WINTERFELD & WALTER, 1993).

Verwerfung, und die Eilendorf Verwerfung als die der Soiron Verwerfung betrachtet wird;

- eine Verschuppungszone, die im allgemeinen als Aachener Sattel bezeichnet wird und im Norden durch die Aachener Verwerfung begrenzt wird;
- die Wurmmulde.

Die tiefenseismischen Untersuchungen haben hier zu den gleichen Schlussfolgerungen geführt wie im Westen. Die Verwerfung, die die Front des Allochthonen darstellt ist nach ANDERLE et al. (1991) oder VON WINTERFELD & WALTER (1993) die Aachener Verschiebung.

Die Ablagerungen der Kreidezeit verdecken die Beziehungen zwischen den belgischen und den deutschen Einheiten im Norden der Soiron und Eilendorf Verwerfungen. Der Versatz der Verwerfungen, die diese verschiedenen Einheiten trennen, wird auf mehr als 2000 m geschätzt (Aguesses Verwerfung, Aachener Verwerfung). Der Aachener Sattel wird durch die Burtscheid Verwerfung gezweiteilt, deren Versatz auf mehr als 2000 m geschätzt wird. Die kartographierte Zone wird durch zahlreiche Überschiebungen beeinflusst, deren zusammengerechneter Versatz die Grössenordnung der grossen Verwerfungen darstellt (grössere Schuppenzerlegung).

Die Tunnel Verwerfung kann mit den Verwerfungen von Schmalgraf und Burtscheid parallelisiert werden, und die Aachener Verwerfung mit der Verwerfung von Moresnet.

c) post-variszische Deformationen (Profilschnitte d-d' und e-e')

Die beobachteten Anomalien in der Kreide (schnelle Mächtigkeitswechsel innerhalb einer gleichen Formation) werden durch Inversionen im Laufe der Bewegungsphasen der Verwerfungen interpretiert, wie sie von ROSSA (1987) detailliert untersucht wurden:

- Spiel der Abschiebungen, die die paläozoischen Gesteine beeinflusst;
- mehrere Male in der Kreidezeit, Inversion des Spiels der Blöcke. Die Blöcke, die zuerst absanken, werden hochgehoben und deren Ablagerungen abgetragen, die maximale Inversion fand während der Ablagerung der Vaals Formation statt. BLESS (1989) oder BLESS et al. (1987) bringen schnelle Fazieswechsel mit diesen Erscheinungen in Verbindung;
- die Rückkehr der normalen Bedingungen hat im Tertiär stattgefunden (normales Spiel der Abschiebungen).

Daraus ergibt sich eine Strukturation in komplexen Blöcken, die durch Fazies- und Mächtigkeitsvariationen, sowie durch stratigraphische Lücken gekennzeichnet sind.

Abgesehen von den Transversalverwerfungen, sollte hier auch das Hochheben des Stavelot Massivs erwähnt werden, da es durch die Verteilung der Kreideablagerungen nachgewiesen wird. Es handelt sich hier um eine jüngere tektonische Erscheinung (post-Rupel), die in Verbindung mit dem allgemeinen Hochheben der Ardennen während des Pliozäns steht. Diese Zone ist auch zum heutigen Zeitpunkt noch aktiv, wie es der Vergleich von zwei Abmessungen des Höhenunterschiedes des IGN (1946-1948 und 1976-1990) zeigt (PISSART & LAMBOT, 1990).

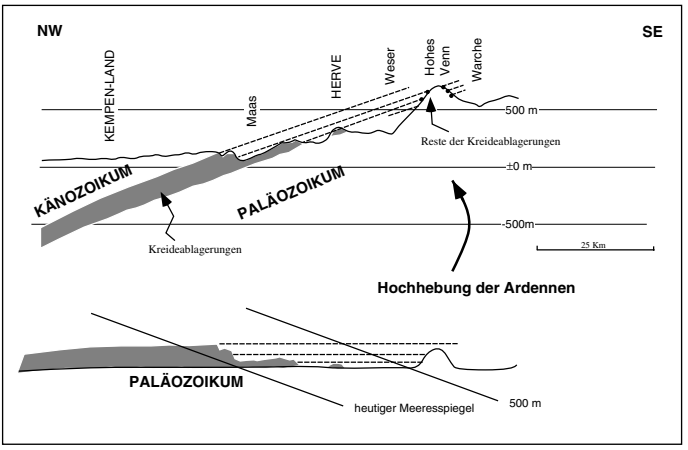


Abb. 13: Vergleich zwischen der jetzigen Verbreitung der Kreideablagerungen und deren Lage zu Ende der Kreidezeit, was das Hochheben des Stavelot Massivs verdeutlicht.

6. Synthese: geologische Geschichte (Abb. 14)

Die Entwicklung der Ablagerungen des Kambro-Ordoviziums des Stavelot Massivs bleibt noch recht unbekannt, weil es an detaillierten Daten zur Mächtigkeit und zur genauen Zusammensetzung der verschiedenen Einheiten fehlt. Die geologische Geschichte entspricht dem Rahmen eines epikontinentalen Meeres, das im Süden und im Norden von kontinentalen Gebieten umrandet wurde. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Fazieseinheiten scheint in Verbindung mit einem Wechsel von Hochhebungen und Senkungen zu stehen. Sie zeigen eine Evolution von der Umgebung einer Küstenplattform (unteres Kambrium) bis zu tiefmarinen Bereichen (mittleres und oberes Kambrium). Die Schichten des Tremadocs stellen die Rückkehr in untiefere Wasserbereiche dar (VON HOEGEN et al., 1985, LAMENS, 1986).

Die Schichten des Unterdevons liegen in einer Winkeldiskordanz auf den vorherigen Einheiten und bezeugen das Vorkommen einer grossen stratigraphischen Lücke. Dies ist das Ergebnis der Ereignisse, die mit der kaledonischen Gebirgsbildung in Verbindung stehen, und die die gesamte Abfol-

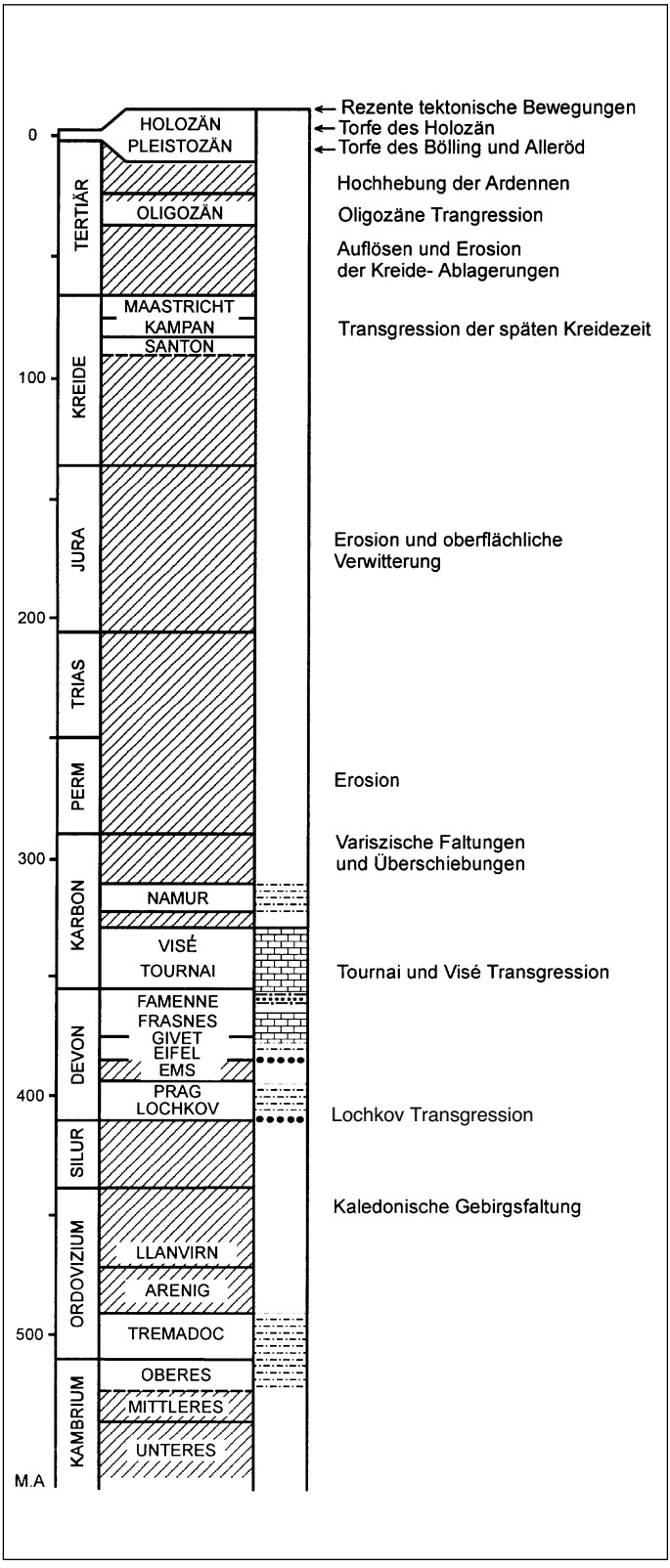


Abb. 14: Geologische Geschichte.

ge der prädevonischen Schichten des Stavelot Massivs betrifft. Am Ende dieser Orogenese ragt ein Kontinent in Nordeuropa aus dem Meer heraus, dessen südlichster Ausläufer das Brabanter Massiv war (Old Red Kontinent). Die vom Süden kommende devonisch-karbonische Transgression wird diesen Kontinenten im Laufe von drei grossen Phasen allmählich mehr und mehr bedecken.

Die erste dieser Phasen erreicht die Region Eupen erst im Lochkov mit der Ablagerung eines Flusskonglomerats, das nur stellenweise ausgebildet ist („Poudingue" de Quarreux). Die Sedimente des unteren Devons spiegeln hauptsächlich ein Milieu einer Aufschüttungsebene mit deutlichen Zügen einer Küste in der Bois d'Ausse Formation wieder (GOEMARE et al., 1997). Die Schichten, die dem oberen Prag, dem Ems und eines Teils der Eifelstufe entsprechen, liegen nicht vor.

Der Poudingue von Vicht markiert die Basis einer zweiten Phase. Die Pépinster Formation zeugt noch von unterschiedlichen kontinentalen Einlagen (Konglomerate) mit Hinweisen auf ein Auftauchen an einigen Stellen. Das Auftreten der Kalksteine der Névremont Formation zeigt hingegen die schnelle Verbreitung einer Karbonatplattform im Givet. Die Sedimente bezeugen eine Wechselfolge von Milieus lagunären bis sublagunären Typs (gebänderte Kalke) und von Milieus, die zum Ozean hin offen sind. Die Fazies der Roux Formation weisen auf eine Entwicklung zu einem geschlosseneren Milieu hin (CNUDDE et al., 1986).

Das Frasnes entspricht einer allgemeinen Erhebung des Meeresspiegels, die sich in mehreren Phasen ereignete und ihren Höhepunkt am Ende des Frasnes erreicht (BOULVAIN, 1993). Die relativ ruhigen Phasen werden durch die Ablagerung von karbonatischen Einheiten, die die gleichen Merkmale wie die des Givet zeigen, gekennzeichnet. Die tonigen Sedimente entsprechen der Sedimentation als Ergebnis der Anhebungen des Wasserspiegels.

Das Famenne entspricht einem hauptsächlich regressiven Kontext, gekennzeichnet durch die Entwicklung der Ablagerungen von relativ tiefen zu weniger tiefen Milieus, die beinahe auftauchen. Die Gesamtheit der Sedimente des oberen Famennes zeigt eine Sedimentstruktur, die einem stossartigen Vordrängen des Küstenkomplexes entspricht. Das Aufeinanderfolgen der verschiedenen Fazieseinheiten unterstreicht das Wechseln zwischen offenmarinen und eher geschlossenen, lagunären Milieus, die sehr begrenzt und hypersalin sein können, und sich in der Entstehung von Evaporitlagen in der Dolomies de la Vesdre Formation äussern. Die Breccien in den Walhorner Schichten und in der La Belle Roche Formation werden teilweise als die Folge der Auflösung dieser Evaporite interpretiert. Das genaue Studium der sekundären Dolomitisation weist auf eine komplexe Geschichte hin.

Die Wechsel der Fazieseinheiten und der Mächtigkeiten, die man von Süden nach Norden und von Osten nach Westen vom Givet bis zum Visé erkennt, führten zahlreiche Autoren dazu, einen Einfluss einer synsedimentären Tektonik (Blocktektonik) auf die Sedimentablagerung vorzuschlagen. Frühe Verwerfungen, die zeitgleich mit der Sedimentation auftraten, begrenzten demnach die Blöcke mit unterschiedlichen paläoökologischen Bedingungen (THOREZ & DREESEN, 1986, POTY, 1991). So ist die Ride de Booze-Le Val-Dieu, die weiter im Westen liegt, durch ein vollständiges Fehlen der Sedimente des Tournais und Visés gekennzeichnet. Die kondensierten Abfolgen, die im Norden des Kartenblattes beschrieben wurden, stehen mit diesen Erscheinungen ohne Zweifel in Verbindung.

Der obere Teil der Kalksteine des Visés ist durch eine Erosionsfläche gekennzeichnet, die von Karsterscheinungen beeinflusst wurde (Aushöhlungen mit Sedimenten des Namürs gefüllt). Diese Erosionsfläche unterstreicht die Bedeutung der stratigraphischen Lücke, die von Westen nach Osten zunimmt (im oberen Teil des Visés und an der Basis des Namürs). Diese Erscheinungen sind das Ergebnis der Äusserungen der variszischen Gebirgsbildung (Hochheben einer Gebirgskette weiter südlich). Der Ursprung der detritischen Sedimente des Namür-Westphals liegt im Süden. Sie verbreiten sich in einer subsidierenden, untiefen Plattform.

Mit dem Namür setzt ein Milieu paralischen Typs ein, das immer weniger durch marine Einflüsse geprägt wird. Diese Einflüsse werden durch Goniatitlagen unterstrichen, die auf die allgemeine Transgression, die sich von Osten nähert, zurückzuführen ist (BOUCKAERT, 1967). Die zahlreichen Lagen von grobem Sandstein und Konglomeraten finden ihren Ursprung in einem Flussdelta.

Im späten Karbon setzen in dieser Region die Faltungs- und Überschiebungsprozesse ein, die ihr die heutige Struktur verleihen.

Nach einer langen Periode des Auftauchens, der Erosion und der Oberflächenverwitterung bedeckt die Transgression der späten Kreidezeit diskordant die Schichten, die durch die variszische Gebirgsbildung verformt wurden. Zu dieser Zeit gibt es auch die ersten Äusserungen der Tektonik, die von der Ausdehnung des Rheingrabens hervorgeht. Die Transgression bedeckt allmählich die Region mit sumpfigen Ablagerungen (Braunkohle im Hergenrather Schichtglied), küstennahen bis sehr flachen marinen Sedimenten (Aachener und Hauseter Schichtglied), sowie flachmarinen (Vaals Formation) und marinen (Gulpen) Ablagerungen, die dem komplexen Zusammenspiel von Meeresspiegelschwankungen und synsedimentärer Blocktektonik folgen. Das Stavelot Massiv, das als ein Auslieger angesehen

wird (BLESS et al., 1991), wird auch allmählich erreicht. Nach einer kontinentalen Periode des Auflösens und der Erosion der Ablagerungen der Kreidezeit (Tone mit Feuersteinen, Konglomerate mit Feuersteinen), wird die Region ein weiteres Mal durch Sedimente bedeckt, die von der Transgression des Oligozäns stammen.

Die anschliessende Entwicklung der Geschichte gehört in den kontinentalen Bereich und wird durch die Klimawechsel und das Hochheben der Ardennen bestimmt. Sie äusserst sich auch im allmählichen Einschnitt der Wasserläufe in eine Fläche des Endes des Pliozäns (Terrassen), die Ablagerung von äolischen Lehmen (mehrere Lössgenerationen, oft in grosser Mächtigkeit), das Vorkommen der Torfmoore auf dem Plateaus des Hohen Venns, Schuttströme und karstische Erscheinungen.

7. Die Karsterscheinungen

7.1. Karst

Die Gesteinsformationen, die von den Karsterscheinungen betroffen werden können, sind die Kalk- und Dolomitsteine des Givet-Frasnes (Névremont-Roux, Lustin, und teilweise die Aisemont Formationen) und des Tournai-Visés (Bilstain-Bay-Bonnet-Juslenville Gruppen). Jede dieser karbonatischen Einheiten wird durch ein spezifisches karstisches System beeinflusst, das im Zusammenhang mit der geologischen Struktur und der Wasserführung an der Oberfläche steht.

Die Äusserungen der Karsterscheinungen sind sehr selten in den Givet-Frasnes Ablagerungen:

- einige Dolinen;
- die Hospice Grotte bei Raeren.

Sie sind nur ein wenig häufiger in den Dolomit- und Kalksteinen des Tournai-Visés:

- mehrere Dolinen und ein Schluckloch bei Roerberg (Bleyberg - Moresnet);
- Dolinen und Grotten zwischen dem Huset Hof und der Eyneburg;
- Dolinen, Schlucklöcher und Karstquellen von Haabenden;
- bestimmte Pseudo-Dolinen scheinen früheren Ausschachtungsarbeiten zu entsprechen (der Kontakt Visé-Namür ist mineralisiert), wie die Dolinen und Schlucklöcher von Grünhaut-Bois la Dame. Einige unter ihnen, die sich auf

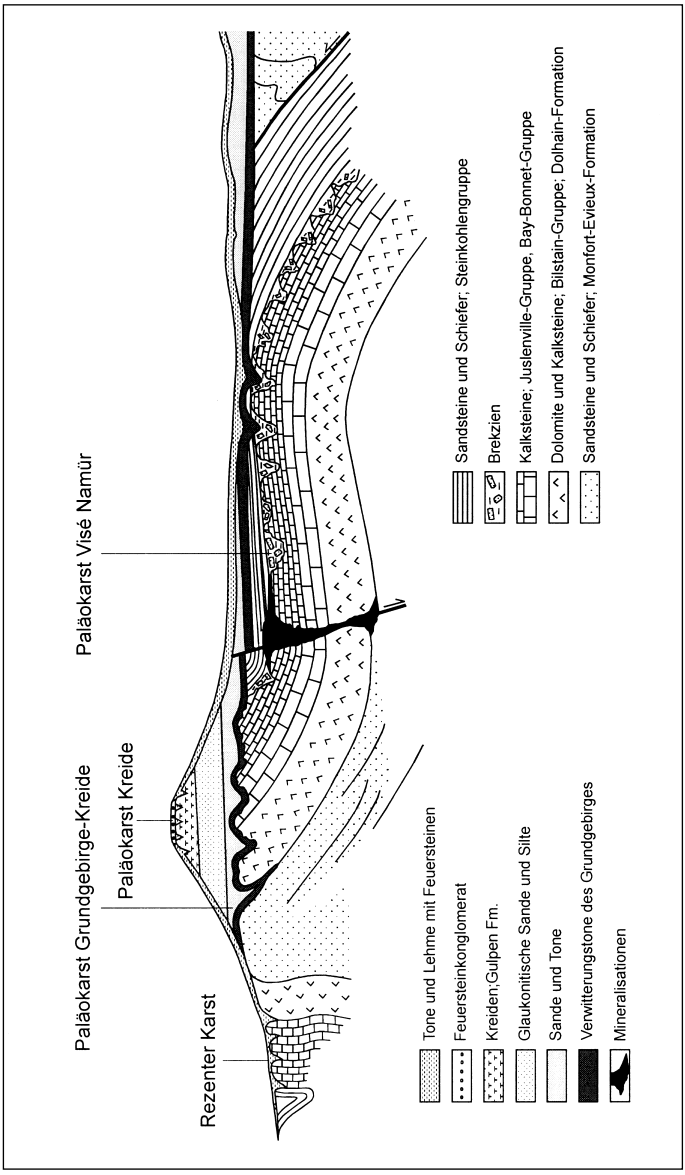


Abb. 15: Die Karsterscheinungen im untersuchten Gebiet.

dem Scheitel eines Sattels mit Visékern befinden, zeigen Schiefer und Sandsteine der Kohlenkalkgruppe auf den Flanken und Kalke im unteren Teil.

7.2. Der Paläokarst des Visés

Der Kontakt des Visés und des Namürs wird im regionalen Rahmen durch eine starke Karstifizierung der oberen Kalke gekennzeichnet. Daraus ergibt sich eine unregelmässige Fläche, die durch ein mehr oder weniger dichtes Netz von

Dolinen gebildet wird, die durch terrigene Ablagerungen der Kohlenkalkgruppe und durch Kalksteinblöcke unterschiedlicher Grösse aufgefüllt werden. Die Mineralisationszonen sind an dieses Umfeld gebunden und führten zur Ausbeutung der Rohstoffe seit dem Mittelalter. Dieser Paläokarst zeigt sich an der Erdoberfläche durch eine Aneinanderreihung von Depressionen, die sich im Gelände hervorheben. Sie sind wahrscheinlich das Resultat der rezenten Reaktivierung des Paläokarsts, die im allgemeinen nur den oberen Teil des Untergrundes oder die Reste der alten Minen, wie die von Grünhaut, betrifft.

Verschiedene Studien (CALEMBERT, 1947a, BOUCKAERT & GOTTHARD, 1986), sowie die Minenarbeiten haben gezeigt, dass es Depressionen oder Karsttaschen in den Kohlekalksedimenten gibt, die grosse Dimensionen (mehrere hundert Meter) in den Kalken und in der Kreidedecke annehmen können.

7.3. Die Karstauflösungen in der Kreide

Die Kreide präsentiert sich als verwitterte und sehr unregelmässige Fläche. Sie wurde in ihrer Masse durch ein Netz aus breiteren und verstopften Spalten sehr tief eingeschnitten, und von einem Labyrinth aus Galerien und Karsttaschen, die von tertiären und residuellen Sedimenten gefüllt sind, durchlaufen. Sie tendiert dazu, sich zu einer charakteristischen Morphologie zu entwickeln, die EVRARD (1951, 1958) als „hums" bezeichnet, d.h. eine Art dichtes Netz aus isolierten Reliefs, die über eine karstische Erosionsfläche liegen, die von Bestandteilen der Entkalkung kolmatiert wird.

Die restlichen Gesteine, die die kreidigen Hänge und Plateaus bedecken, bestehen aus Tonen mit Feuersteinen, die manchmal eingehärtet und an ihrer Basis durch tonig-sandige Linsen ausgeschmückt sind. Die Feuersteine stellen den unlöslichen Rest der Auflösung der Kreideformationen dar. Die Sande aus dem Tertiär wurden durch einfilterndes Wasser in das Karstnetz eingeführt.

Das Vorkommen von Dolinen am Kopf der Täler, sowie ihre Ausbreitung und Vertiefung werden von heftigen und häufigen Einbrüchen begleitet; sie zeigen, dass die Prozesse der Auflösung im Untergrund durch die agressiven Oberflächenwasser auf den Kreidesedimenten auch jetzt noch aktiv sind. Die manchmal sehr langwierigen und stufenweise erfolgenden Rutschungen und das Abreissen der Sedimente aus den Hängen zeigen die Instabilität und die Mobilität dieser Tone mit Feuersteinen. Diese wird auch durch die unterschiedlich starken Senkungen am Rande der Kreidemassen beeinflusst. Diese Erscheinungen haben auch heute noch schadenbringende Auswirkungen auf die Stabilität der Bauten.

8. Bodenschätze

8.1. Hydrogeologie

Ein homogenes und durchgehendes toniges Zwischenstück trennt zwei Einheiten: die tafelförmige mesozoische Decke, die zerbrochen und diskordant ist, und die paläozoischen Gesteine, die gefaltet und verworfen vorliegen. Diese Lage wird in ähnlicher Weise die unterirdischen Wasserläufe in zwei grössere hydrogeologische Einheiten aufteilen, die getrennt und übereinanderliegend vorkommen.

Die erste grosse Einheit enthält einen einzigen grossen Wasserspeicher (in einer hydrologischen Kontinuität) in den drei aufeinanderliegenden Formationen der Kreide. Schon früh wurden zahlreiche kleine Brunnen für den Hausgebrauch gegraben. Der Bau von grösseren, aber in ihrer Anzahl geringeren Auffangbauten und die allgemeine Verbreitung der öffentlichen Wasserverteilung hat heute die Mehrzahl dieser Brunnen unnötig gemacht.

Studien, die im Becken der Gulpe durchgeführt wurden (NOTA et al., 1978, 1980, 1983, 1987) und diejenigen der angrenzenden Flussläufe (HUYGENS, 1986, 1987), bestimmen genauer den Beitrag aller Lithologien zum Chemismus und zur Fliessdynamik der unterirdischen Wasserläufe.

Die Kreide der Gulpen Formation, die hoch auf den Plateaus liegt, stellt eine wichtige Einfiltrierungszone des Regenwassers dar. Eine grosse Wasserdurchlässigkeit (zwischen 0,5 bis 10 m/T und zwischen 15 bis 18 m/T in Bruchzonen) bildet ein hervorragendes Umfeld zur Nährung und Wiederauffüllen des Wasserspeichers.

Die tektonischen Zwischenfälle bilden stellenweise aus dieser Kreideschicht ein Netz von drainierenden Dolinen an der Oberfläche, im tieferen Untergrund stellen sie die normalen Wasserwege dar, die die Karstquellen beliefern.

Das zirkulierende Wasser ist durch sehr hohe kalk-karbonatische Ionen und sehr hohe Härtewerte (von 20 bis 35°F) gekennzeichnet.

Die Vaals Formation besteht aus glaukonitischen Sanden und aus tonigen Silten, die durch kleine sandige, zerbrochene Zwischenlagen getrennt sind. Eine allgemein schwächere Wasserdurchlässigkeit (zwischen 0,1 und 2,5 m/T), die aber in den Sandsteinlagen bedeutend höher ist, verleiht dieser Formation eine doppelte hydrodynamische Rolle.

In der Vertikalen zeigt sich diese Formation als eine halb wasserdurchlässige Zwischenlage, die den Durchfluss eines grossen Teils des Wassers erlaubt und ebenso eine wertvolle Filtereigenschaft besitzt. Der andere Teil des Wassers, der horizontal drainiert wird, verläuft seitwärts und bildet an der Oberfläche eine Anreihung von Sickerungen und zeitlich begrenzten Quellen, die entlang der Hänge liegen.

Der kalk-karbonatische Gehalt des Wassers dieser Formation ist um die Hälfte reduziert, ein Grossteil der löslichen Bestandteile (NO^{3-}, Cl^{-}) menschlichen Ursprungs verschwindet, aber die Konzentration der Sulfate verdreifacht sich aufgrund des Vorkommens von diffusem Pyrit.

Die Aachen Formation besteht aus Sanden, homogenen, gut sortierten Materialien, die auf einer mächtigen Basis aus sandigem Ton (Hergenrather Ton) liegen, die durch die Alterationstone des Sockels verdoppelt werden.

Die grosse Wasserdurchlässigkeit des sandigen Teils (zwischen 6 und 8 m/T) verleiht diesem Wasserspeicher eine grosse Speicherkapazität und eine chemische Wasserqualität, die umso besser ist, wenn der Speicher nach unten abgegrenzt wird. Das silizische Material neigt dazu, das Wasser chemisch zu enthärten und die chemische Agressivität zu erhöhen. Der Auslauf dieses Speichers an der Oberfläche vergrössert die Wasserläufe und erlaubt einen permanenten Pegelstand.

HUYGENS (1987) betrachtet diesen Speicher als einen auszubeutenden Wasserspeicher, insofern man die Pumpwerke entlang der Gulpe oder der Göhl am Quellwasserausfluss legt. Es bleibt allerdings zu befürchten, dass die Erosion einer bestimmten Mächtigkeit dieser Formation und deren Kontakt an der Oberfläche einen Speicher bilden, der leicht verschmutzt werden kann und der nur eine reduzierte Kapazität besitzt.

Die zweite grosse hydrogeologische Einheit gruppiert eine Vielzahl von verschiedenen Wasserspeichern, die entweder eingeschlossen oder frei sind, je nachdem ob sie von einer wasserundurchlässigen Schicht umgeben sind oder nicht. Sie liegen in grossen longitudinalen Bändern in den gefalteten Gesteinen des Paläozoikums vor und befinden sich auch um die grossen longitudinalen oder transversalen Bruchzonen.

Die devonisch-karbonischen Schiefer (Shales), Siltite und Sandsteine werden als wasserdichtes Milieu betrachtet, sie enthalten trotzdem ein wenig eingeschlossenes Wasser in der verwitterten und stark zerklüfteten Schicht, die nahe an der Oberfläche liegt (hypodermische Zone). Diese Wasserspeicher sind den Schwankungen der Jahreszeiten ausgesetzt und beinhalten eine wichtige Mineralkomponente, die in Verbindung mit den Einflüssen der Oberfläche steht. Sie können nur begrenzte Wassermengen liefern, die für den lokalen Gebrauch genutzt werden.

Die Verwerfungszonen können aufgrund ihrer hohen Drainierkapazität diese Defizite ausgleichen. Diese Speicher, die den Schwankungen an der Oberfläche weniger ausgesetzt sind, können sogar wichtige Wassermengen liefern.

Die karbonatischen Formationen (Dolomit- und Kalksteine) des Devons und Karbons bilden im allgemeinen Speicher, deren Wasserdurchlässigkeit und deren Kapazität durch die Ausbildung der Karsterscheinungen in den Bruchflächen und Schichtungsklüften erheblich gesteigert wird.

Eine hydrogeologische Untersuchung (G. TOUSSAINT, 1974, unveröffentliche „Lizenziatsarbeit", U.Lg.), die sich besonders auf die Kalkbänder des Tournais und des Visées von zwei benachbarten Mulden konzentrierte (Mulde von Rabotrath-Hauset und Mulde von Lontzen-Hammermühle), führte zur Vermutung, dass komplexe Beziehungen zwischen zwei wichtigen unterirdischen Wasserläufen bestehen. Die erste benutzt die Karstöffnungen in den Schichtfugen und den Brüchen, die parallel zu den geologischen Strukturen verlaufen. Die andere zeigt Wasserwege zwischen den Speichern isolierter Kalkmulden, die durch Störungen verlaufen.

Diese Studie führt letztendlich zum Ergebnis, dass ein permanenter Wasseraustausch besteht, der aber zwischen den Wasserspeichern an der Oberfläche (z.B. die Göhl und ihre Nebenflüsse) und den unterirdischen Speichern stark schwankt.

Vom chemischen Gesichtspunkt kann man sagen, dass das Wasser aus den kaledonischen "quarzophyllades" (im Süden) sehr wenig mineralisiert, weich (Th = 5°F) und sauer (pH = 4 bis 6) ist. Diese Gesteine befinden sich in höhergelegten Bereichen, die ausschliesslich von Wald bedeckt sind. Im Gegensatz dazu ist das Wasser aus den schiefrig-sandigen Bändern des Devons und der Kohlenkalkgruppe mit einer hohen Mineralisation, einer chemischen Neutralität und einem mittleren Härtewert (Th = 15 bis 20°F) ausgezeichnet. Diese Gebiete sind oft bewohnt, oder landwirtschaftlich bewirtschaftet. Die karbonatischen Speicher liefern mineralisiertes, alkalisches Wasser mit hohen Härtewerten.

Die Rolle einer dünnen, aber ununterbrochenen Schicht (2 bis 6 m) aus Lehm und Tonen mit Feuerstein (Regolith), die alle geologischen Formationen bedecken kann, darf nicht vernachlässigt werden. Diese Schicht, die eine Wasserdurchlässigkeit von 0,5 bis 4m/T je nach Intensität der Bioturbationen hat, ist der Sitz eines besonderen hypodermischen Wasserlaufs: die verschiedenen Messungen haben ergeben, dass diese Lage einen wichtigen Teil der Konzentration von Schadstoffen (NO^{3-}, Cl^{-}, etc.) filtert und somit die tieferliegenden Wasserspeicher vor Verschmutzung bewahrt.

8.2. Mineral- und Fossillagerstätten

- Kohle

Einige Kohlelagen wurden früher mit der Hand abgebaut (VERHOOGEN, 1934, Lontzen-Donnerkaul).

- Sandsteine, Quarzite und Konglomerate

Diese Gesteine wurden als Schotter für den Strassenbau oder für den Bau verwendet. Es handelt sich um kleinere Betriebe, die mehr oder weniger lokal genutzt wurden. Der alte unterirdische Steinbruch im Famenne Sandstein bei Eulenburg (Moresnet) sollte erwähnt werden.

- Feuersteine

Die Feuersteinkonglomerate wurden gelegentlich zum Aufschottern benutzt.

- Kalksteine

Die Kalksteine der Lustin Formation wurden stellenweise zur Kalkgewinnung und als Baumaterial abgebaut (Pützhag).

Heute werden die Breccie der Belle-Roche Formation und die Kalksteine der Terwagne, Moha und Lives Formationen in den Steinbrüchen von Walhorn und Feldchen zur Zucker- und Glasherstellung und als Granulat abgebaut. Früher wurden sie auch als Baumaterial und zur Herstellung von Kalk genutzt (alte Steingrube von Hammer, die heute unter Wasser steht).

Die Kreide wurde früher zur Bodenaufbesserung genutzt.

- Dolomitsteine

Die Dolomitsteine werden zur Zeit als Granulat in den Steingruben von Karnol und Walhorn abgebaut.

- Sande

Die Sande der Kreide, die früher sehr aktiv ausgebeutet wurden, werden es heute nur noch in Kelmis und in Gemmenich.

- Tone

Die Alterationstone des Kohlenkalks und des Famennes, sowie die Tone von Hergenrath wurden zur Keramik-, Dach-

ziegel-, und Ziegelherstellung verwendet (CALEMBERT, 1947, a, b, c, VANDENBERGHE, 1983).

- Lehme

Sie wurden stellenweise zur Herstellung von Ziegelsteinen benutzt. Heute finden wir keine Spuren dieser Nutzung mehr vor.

- Torfe

Torf wurde an vielen Stellen als Heizmittel abgebaut.

- Metallerze

Die Ausbeutung der Erzvorkommen (Pb, Zn, Fe) in der Region geht bis in die Zeit der Kelten zurück. Seit Beginn des Jahrhunderts gibt es aber keine Nutzung mehr. Die Spuren des Abbaus der Römer sind zweifellos belegt und zahlreiche Dokumente beschreiben den intensiven Abbau, der seit dem Mittelalter herrschte. Allgemeine Studien, die die Lagerstätten und die Zink-Blei Anhäufungen vom Verviers Synclinorium betreffen, wurden von DEJONGHE & JANS (1983) und von DEJONGHE et al. (1993) durchgeführt. Ausserdem wurde die Historik der Vielle-Montagne in der Ausbeutung und in der Zinkmetallurgie im alten Herzogtum von Limburg durch LADEUZE et al. (1991a und b) aufgezeichnet.

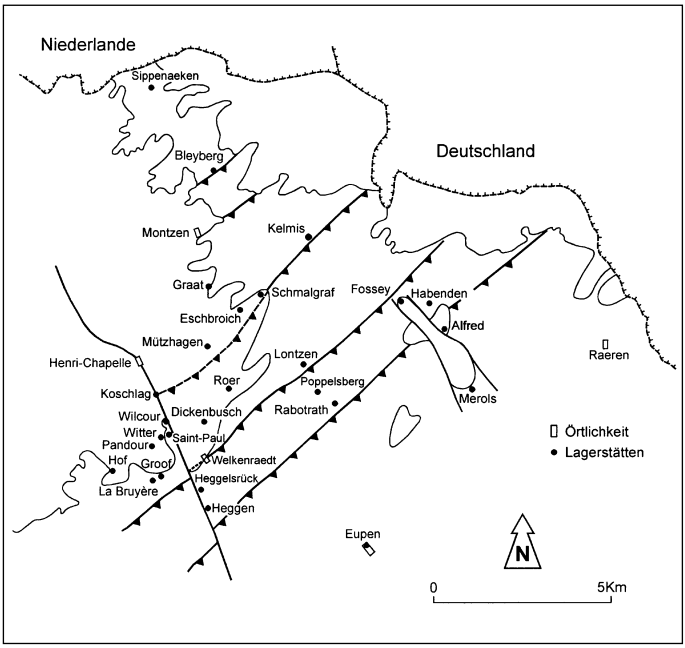


Abb. 16: Schematische Lage der wichtigsten Zink-Blei Lagerstätten.

Die Mehrzahl der Zink-Blei Lagerstätten im Verviers Synklinorium entsprechen Adern in den Transversalverwerfungen. Die meisten und mit Sicherheit die wichtigsten (Tonnengehalt) dieser Gänge befanden sich in den karbonatischen Formationen des Tournai und des Visées, und häuften sich am stratigraphischen und/oder tektonischen Kontakt der lithologisch unterschiedlichen Formationen an. Die Anhäufungen im lithostratigraphischen Kontakt zwischen Visée und Namür sind wesentlich unbedeutender.

- Famenne-Tournai Kontakt: Fossey (teilweise), Poppelsberg, Heggelsbruch;
- Kontakt zwischen Dolomitsteinen (Bilstain Gruppe) und Kalksteinen (Bay-Bonnet Gruppe): Eschbroich (teilweise), Schmalgraf (teilweise);
- Visée-Namür Kontakt: Bleyberg, Schmalgraf (teilweise), Mutzhagen (teilweise), Lontzen, Rabotrath, Roer, Stoeck, Dickenbusch, La Bruyère, Saint-Paul und Nouvelle Espérance, Wilcour. Die Lagerstätte Bleyberg ist die einzige der Region, die sowohl das Dinant als auch den Kohlenkalk betrifft.

Es sollte auch erwähnt werden, dass einige Lagerstätten an der Diskordanz zwischen Paläozoikum und Mesozoikum liegen. Sie stammen wahrscheinlich von früheren Lagerstätten und wurden über eine geringe Distanz transportiert, möglicherweise stehen sie in Zusammenhang mit Karstprozessen (Kelmis, Eschbroich (teilweise), Pandous (teilweise), Witter und Hof).

Die Mineralogie dieser Lagerstätten ist in der Regel recht einfach: es handelt sich meistens um Vergesellschaftungen von Zinkblende (ZnS), Bleiglanz (PbS), Pyrit oder Markassit (FeS_2) und ihren Oxidationsprodukten. Unter diesen letzteren sollte man das Calamine erwähnen, eine Mischung aus oxidierten Zinkmineralien, karbonatischen Mineralien (Smithsonit und Hydrozinkit) und Silikaten (Willemit und Hemimorphit), oft durch Eisenoxide (Limonite) und Tone verschmutzt.

Im allgemeinen wurden diese Lagerstätten bis zu einer Tiefe, die zwischen 100 und 230 m variiert, abgebaut, manchmal auch noch tiefer (Schmalgraf: 290 m), bevor die Ausbeutung aus Gründen der Erzarmut, unerschwinglichen Abbaukosten oder dem Vorkommen von unbrauchbaren Erzen (die bei der Verarbeitung feuerbeständig bleiben) abgebrochen wurden. Fünf Lagerstätten haben jeweils mehr als 50.000 t Metall geliefert (Kelmis, Schmalgraf, Bleyberg, Fossey und Eschbroich). Ausserdem hat die Lagerstätte Kelmis mehr Zinkmetall geliefert als alle anderen zusammen (571.900 t im Vergleich zu 529.874 t). Die Masse der Metallproduktion der Vergangenheit lag in einer Region zwischen dem Längengrad bei Lüttich und der belgisch-deutschen Grenze bei ungefähr 1.100.000 t Zink und 130.000 t Blei.

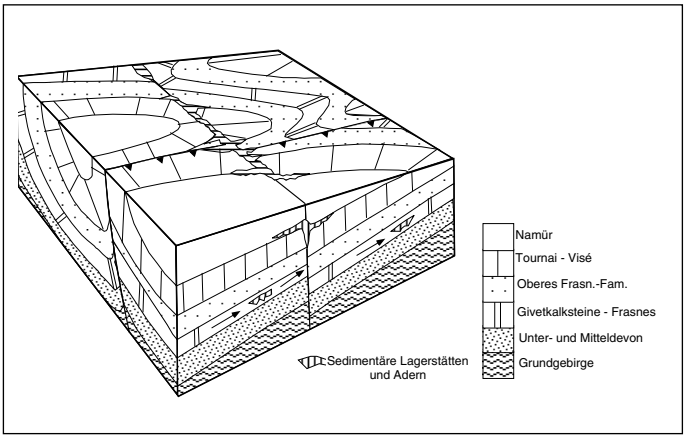


Abb. 17: Beispiel der Entstehung eines Gangs (nach DEJONGHE, 1990). Die Abbildung zeigt einen Gang in den Formationen des Tournais und des Visés mit einer Entwicklung von Erzanhäufungen an den Kontaktstellen von karbonatischen und terrigenen Gesteinen (stratigraphischer oder tektonischer Kontakt mit den Gesteinen des Famennes oder des Namürs). Die Metallerze stammen ausschliesslich vom Auswaschen der karbonatischen Gesteine des Givets und des Frasnes durch Oberflächenwasser. Ein einfaches Modell ermöglicht es zu erklären, dass diese Wasserläufe von Transversalverwerfungen unterbrochen wurden, was dazu führte, dass sie sich entlang der Verwerfung verbreiteten (-> Gang). Die Erzanhäufungen bilden sich an den Kontaktstellen mit den darunterliegenden terrigenen Formationen.

DEJONGHE et al. (1993) haben ein ausführliches Inventar aller Minen und Mineralisationsstellen veröffenlicht, auf das wir den Leser hinweisen.

2. Rezente Prospektionen:

Zwischen 1966 und 1968 haben die Vielle-Montagne und Peñarroya zahlreiche Prospektionsbohrungen mit einer Teufe über 100 m durchgeführt, um die mineralisierten Bruchstellen am Kontakt Visé-Namür zu durchteufen. Diese Bohrungen haben lediglich geringe Mineralisationen gezeigt.

Zwischen 1979 und 1985 haben die S.R.E.B. (Syndicat de recherches de l'Est de la Belgique) und die S.M.O.R. (Syndicat de Moresnet) eine breit angelegte Kampagne zur geochemischen und geophysikalischen Prospektion mit Bohrungen in den Zonen Poppelsberg-Rabotrath-Lontzen, Roer-Stoeck, Schmalgraf und im Göhltal durchgeführt. Trotz vielversprechender Ergebnisse (Lontzen) beendeten ökonomische Probleme dieses Projekt.

Zwischen 1982 und 1985 hat Peñarroya Bohrungen und ein seismisches Profil durchgeführt, das in der nördlichen Verlängerung des Erzgangs von Bleyberg liegt (der Kontakt Visé-Namür ist im Norden von Bleyberg im Untergrund mineralisiert). Die Ergebnisse waren positiv aber nicht ausreichend, um

einen eventuellen Neuanfang der Ausbeutung zu rechtfertigen (ökonomische Bedingungen).

Diese Lagerstätte wurde zu Beginn der 1990er Jahre von der Gesellschaft Nicron Mineral Exploration durch Bohrungen wieder analysiert.

Das Potential der Region ist weiterhin beträchtlich. Es besteht kein Zweifel, dass unter den Tafeldecken der Kreidezeit noch Lagerstätten aus Erzgängen und dazugehörigen Mineralanhäufungen ruhen.

9. Veröffentlichte Beschreibungen der Fundorte und Streckenbeschreibungen

Verschiedene Aufschlüsse wurden auch von RICHTER (1985) beschrieben.

BIBLIOGRAPHIE

ALBERS, H. J., 1976 : Feinstratigraphie, Faziesanalyse und Zyklen des Untercampans (Vaalser Gründsand = Hervien) von Aachen und dem niederländisch-belgischen Limburg. *Geol. Jb.*, **A 34** : 3- 68.

ALBERS, H. J., 1978 : Die Sande von Aachen und Hauset (Äquivalente der Haltener Sande Westfalens), Sedimentologie, Faziesanalyse und hydrogeologische Bedeutung. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 19 : 2-3.

ALBERS, H. J. & FELDER, W. M., 1979 : Litho- , Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton- Dan/ Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). *In* Aspekte der Kreide Europas, **IUGS Series A, n6** : 47- 84.

ANCION, C. & EVRARD, E., 1957 : Contribution à l'étude des failles Monty, Mouhy et d'Ostende dans la partie orientale du Massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXX** : B477-488.

ANDERLE, H. J., R., B., BORTFELD, R., BOUCKAERT, J., BÜCHEL, G., DOHR, G., DÜRBAUM, H. J., DURST, H., FIELITZ, W., FLÜH, E., GUNDLACH, T., HANCE, L., HENK, A., JORDAN, F., KLÄSCHEN, D., KLÖCKNER, M., MEISSNER, R., MEYER, W., ONCKEN, O., REICHERT, C., RIBBERT, K. H., SADOWIAK, P., SCHMINCKE, H. U., SCHMOLL, J., WALTER, R., WEBER, K., WEIHLRAUCH, U. & WEVER, T., 1991 : Results in the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, **106** : 203-227.

ASSELBERGHS, E., 1927 : Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, **XXXVII** : 123-143.

ASSELBERGHS, E., 1944 : L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIII** : 145-212.

ASSELBERGHS, E., 1945 : Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre. *Bull. Acad. roy. Belgique, 5è série*, **29** : 743-758.

ASSELBERGHS, E., 1946 : L'Eodévonien de l'Ardennes et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIV** : 598 p.

BATTEN D.J, DUPAGNE-KIEVITS, J & LISTER, J.K., 1988 : Palynology of the Upper Cretaceous Aachen Formation

of Northeast Belgium. *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 95-103.

BLESS, M.J.M., 1989 : Event-induced changes in Late Cretaceous to Early Paleocene ostracode assemblages of the SE Netherlands and NE Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112** : 19-30.

BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., BOUZET, Ph., CONIL, R., CORNET, P., FAIRON-DEMARET, M., GROESSENS, E., LONGERSTAEY, P.J., MEESSEN, J. P. M. Th., PAPROTH, E., PIRLET, H., STREEL, M., VAN AMEROM, H. W. J. & WOLF, M., 1976 : Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **27(3) :** 81-195

BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CAMELBEEK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P. J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J. W. M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZINSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 1991a : The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2** : 53-73.

BLESS, M.J.M, CONIL, R., DEFOURNY, P., GROESSENS, E., HANCE, L. & HENNEBERT, M., 1980 : Stratigraphy and thickness variations in some Strunio-Dinantian deposits around the Brabant Massif. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 56-65.

BLESS, M. J. M., DEMOULIN, A., FELDER, P. J., JAGT, J. W. M. & REYNDERS, J. P. H., 1991b : The Hautes-Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2 :** 75-101.

BLESS, M.J.M., FELDER, P.J. (Sjeuf) & MEESEN, J.P.M.Th., 1987 : Late Cretaceous sea level rise and inversion : their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 333-355

BOONEN, P., 1979 : Une faune à conodontes du Tournaisien dans le massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 127-130.

BOUCKAERT, J., 1960 : Stratigraphie et Paléontologie de la superzone R1 dans les vallées de La Berwinne et de la Geule. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XXI** : 3-94

BOUCKAERT, J., 1967 : Namurian transgression in Belgium. *Ann. soc. géol. Pologne*, **37** : 145-150.

BOUCKAERT, J. & GOTTHARD, R, 1968 : Stratigraphie und Lagerungsverhätnisse im Gebiet südwestlich Hergenrath in der Umgebung der Eynaburg.*Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1968/13** : 38 p.

BOUCKAERT, J. & HERBST, G., 1960 : Zur Gliederung des Namürs im Aachener Gebiet. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3(1) : 369-384.

BOULVAIN, F., 1993 : Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **260** : 427 p.

BOURGUIGNON, P., 1954 : Les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.* ,**77** : B201-B241.

BREDDIN, H., 1932 : Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordabfall des Hohen Venn. *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.*, **1932(B)** : 593-613.

BREDDIN, H., 1956 : Tektonische Gesteindeformation im Karbongürtel Westdeutschlands und Süd-Limburgs *Z. Deutsch. Ges.,* **107** : 231-260.

BREDDIN, H., BRÜHL, H. & DIELER, 1963 : Das Blatt Aachen-NW der praktisch-geologischen Grundkarte 1 : 5000. *Geol. Mitt.*, **1** : 251-248.

BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, P., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991 : Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **30** : 106 p.

CALEMBERT L., 1947 a : Les roches argileuses de la Belgique. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 245-263.

CALEMBERT L., 1947 b : Les argiles plastiques et réfractaires de la Haute-Belgique. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 283-302.

CALEMBERT L., 1947 c : Les Argiles belges provenant de l'altération "in situ" des schistes houillers. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 309-314.

CAMELBEEK, T., 1990 : L'activité seismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de séismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/2 :** 347-365.

CNUDDE C., DEJONGHE L.& MAMET B., 1986 : Paléogéographie des formations givetiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1986/2**, 45 p.

COEN, M., COEN-AUBERT, M. & CORNET, P., 1976 : Distribution et extension stratigraphique des récifs à *"Phillipsastrea*" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XCVI** : 325-331.

COEN-AUBERT, M., 1974 : Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, **XVIII/2** : 146p.

COEN-AUBERT, M. & LACROIX, D., 1979 : Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 269-279.

COEN-AUBERT M., & LÜTTE F., 1993 : Revision der rugosen Koralle *Iowaphyllum rhenanum* (SCHLÜTER 1880) aus dem Oberdevon des Rheinisches Schiefergebirge. *Paläont. Z.,* **67 (1/2)** : 45-61.

CONIL, R., 1964 : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (révision des limites sous l'aspect micropaléontologique (en collaboration avec LYS, M. & PAPROTH, E.)) *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, XV : 105 p.

CONIL, R., DICKENSTEIN, J. & DRICOT, E., 1961 : Le biostrome strunien du massif de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Géol.*, **70** : 28-34.

CONIL, R. & GRAULICH, J. M., 1963 : Étude sédimentologique du passage des sédiments détritiques du Famennien aux sédiments carbonatés du Tournaisien. *Sixième Congrès International de Sédimentologie, livret-guide de l'excursion G, 2 e partie*,

CONIL, R. & GRAULICH, J.-M., 1970 : Les sondages d'étude et d'injection du viaduc 62 (Welkenraedt) de l'autoroute E5. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/4** : 68 p.

CORIN, F., 1934 : Sur la présence de schistes tachetés (Knotenschiefer) sur le versant nord de la vallée de la Vesdre au pont de Bellesfurt. *Bull. Soc. belge Géol.*, **44** : 45-47.

DANNENBERG, A. & HOLZAPFEL, E., 1898 : Die Granite der Gegend von Aachen. *Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad.*, **18** : 1-19 (traduit par RENIER, A., 1908, *Ann. Soc. géol. Belgique*, **35** : 415-434).

DEJONGHE, L., 1987 : Lithogéochimie des sédiments de plate-forme déposés au Sud du Massif du Brabant (Belgique) pendant le Mésodévonien et le Frasnien. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **23** : 147 p.

DEJONGHE, L., 1990 : La minéralisation Ba, (Zn, Pb) de Chaudfontaine (Synclinorium de Verviers). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **28** : 199 p.

DEJONGHE, L. & JANS, D., 1983 : Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. Rech. min.*, **470** : 3-24.

DEJONGHE L., GRAULICH J. M. & HANCE L., 1989 : Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 29-36.

DEJONGHE, L., LADEUZE, F. & JANS, D., 1993 : Atlas des gisements plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **33** : 1-483.

DELMER A., & GRAULICH J. M., 1959 : Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge Géol.*, **LXVII** : 425-453.

DEMOULIN, A., 1988 : Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du Massif Ardennais. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 209-216.

DENAEYER, M.E. & MORTELMANS, G., 1954 : Les roches éruptives de la Belgique.*In* Prodrome d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série Soc. géol. Belgique :* 745-792.

DE VOOGD, N., 1929 : Gliederung und Fossilführung des Tieferen Oberkarbons in der Umgebung von Aachen und den Angrenzenden Gebieten von Holland und Belgien. *Geol. Bur. ned. Mijngeb.*, **Jaav. 1928** : 11-62.

DREESEN, R., 1982 : Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa 1b-Fa 2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **105** : 105-129.

DREESEN, R., 1986 : Origine et histoire géologique du "Marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (Vallée de la Vesdre, Province de Liège). *Pierre et Marbre.*, **oct.- nov.- déc. 1986** : 5-8.

DREESEN, R., 1989 : The «*Cheiloceras* Limestone», a Famennian (Upper Devonian) event stratigraphical marker in Hercynian Europe and northwestern Africa ? *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/2** : 127-133.

DREESEN, R., BLESS, M., CONIL, R., FLAJS, G. & LASCHET, C., 1985a : Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the «Marbre rouge à crinoïdes de Baelen» (late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **108** : 311-359.

DREESEN, R., KASIG, W., PAPROTH, E. & WILDER, H., 1985b : Recent investigations within the Devonian and Carboniferous north an south of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 237-265.

DROZDEWSKI, G. & WREDE, V., 1994 : Faltung und Bruchtektonik - Analyse der Tektonik im Subvariscikum. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38** : 7-87

DUMONT, A., 1832 : Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. cour. Ac. roy. Sc.*, **VIII :** 374 p.

DUMONT, A., 1882 : Mémoires sur les terrains crétacé et tertiaires préparés par feu A. Dumont et édités par M. Mourlon (voir Mourlon).

EVRARD, E., 1951 : Recherches sur l'évolution karstique du pays de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : M71-104.

EVRARD, E., 1958 : Observations nouvelles sur les phénomènes karstiques du Pays de Herve et leur influence à la surface de sol. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **81** : B529-542.

FELDER, P.J. (Sjeuf) & BLESS, 1994 : The Vijlen Chalk (Early Early to Early Late Maastrichtian) in its type area around Vijlen and Mamelis (Southern Limburg, The Netherlands). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **116** : 61-85

FELDER, P.J., BLESS, M.J.M., DEMYTTENAERE, R., DUSAR, M., MEESEN, J.P.M.Th. & ROBASZYNSKI, F., 1985 : Upper Cretaceous To early Tertiary deposits (Santonian-Paleocene) in northeastern Belgium and South Limburg (The Netherlands) with reference to the Campanian-Maastrichtian. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **214** : 151 p.

FELDER, P.J. & BOONEN, L.G.M., 1988 : Gamma-Ray measurements of Upper Cretaceous to Pleistocene deposits in South Limburg (SE Netherlands) and northern Liège (NE Belgium). *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 17-24.

FELDER, W. M., 1975 : Lithostratigraphische van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid Limbourg en het aangrenzende gebied. *In* ZAGWIJN, W. H. & VAN STAALDUINEN, C. J. (Eds.), Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, *Rijks Geol. Dienst :* 63-75.

FELDER, W.M., 1996 : Historical overview of lithostratigraphic research on the Upper Cretaceous of southern Limburg, the Netherlands. *Geol. en Mijn.*, 74 : 287-300.

FELDER, W.M. & BOSCH, P.W., 1984 : Geologische kaart van Zuid-Limburg en ombgeving, 1/ 50 000 : Pré-Kwartair, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

FELDER, W.M., BOSCH, P.W. & ALBERS, H.J., 1978 : Exkursion 7 : Aachen-Limburger Kreide, Tertiär und Quartär. Deutsche Geologische Gesellschaft Exkursionsführer 130, Hauptversammlung DGG Aachen'78 : 123-177

FELDER, W.M. & BOSCH, P.W. & BISSCHOP, J.H., 1995 : Geologische kaart van Zuid-Limburg en ombgeving, 1/ 50 000 : Paleozoïcum, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

FIEGE, K., LAMBRECHT, L & VAN LECKWIJCK, W., 1957 : Zur Stratinomie des Oberkarbons des Aachener Gebietes und des belgischen Grenzlandes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, **104** : 299 -358.

FORIR, H., 1891 : Sur un faciès remarquable de l'assise de Herve (Senonien moyen, d'Orb.) au S, au S-W et à l'E de Henri-Chapelle. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **19** : M3-13.

FORIR, H., 1896 : Gemmenich-Botzelaer : Feuille 109 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles

FORIR, H., 1897 : Henri-Chapelle : Feuille 123 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles

FOURMARIER, P., 1905 : La limite méridionale du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl., Liège*, 479-495.

GEUKENS, F., 1984 : Hercynische invloed op noord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet.*, **46** :1-21.

GEUKENS, F., 1986 : Carte géologique du Massif de Stavelot au 1 100 000e (approximativement), jointe à sa publication, *Aardk. Meded.*, **3**

GEUKENS, F., 1986 : Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardk. Meded.*, **3** : 15-30.

GEUKENS, F. & VAN WAMBEKE, L., 1955 : Note sur de nouvelles failles et de nouveaux dykes reconnus dans la vallée de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 398-404.

GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANCE L., MEILLIEZ F., STAINIER P.& STEEMANS P., 1994 : Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **38 :** 144 p.

GOEMARE, E., CATOT, E., DEJONGHE, L., HANCE, L. & STEEMANS, Ph., 1997 : Sédimentologie des Formations de Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur) dans l'est de la Belgique, au bord nord du Massif de Stavelot, *Mém. Serv. géol. Belg.*, **42**, 168 p.

GRAULICH, J. M., 1949 : Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **72** : B93-B124.

GRAULICH, J. M., 1951 : Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : B163-B186.

GRAULICH, J. M., 1963 : Mise au point au sujet d'une fenêtre reconnue entre Welkenraedt et Eupen. *Bull. Soc. belge Géol.*, **71/2** : 174-181.
598.

GRAULICH, J.,M., 1968 : Le sondage de la laiterie de Hombourg. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1968/9** : 10 p.

GRAULICH, J. M., 1970 : La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre La Saute et Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/5** : 17 p.

GRAULICH, J. M., 1984 : Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Juslenville. Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 45-49.

GRAULICH, J. M. & DEJONGHE, L., 1986 : Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 35-43.

GRAULICH, J. M., DEJONGHE, L. & CNUDDE, C., 1984

La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 79-82.

HANCE, L., DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M. & STEEMANS, P., 1996 : La Formation de Pépinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pépinster et Eupen (Belgique)-contexte structural et stratigraphique *Ann. Soc. géol. Belgique*, **117** : 75- 93.

HANCE, L., DEJONGHE, L. & STEEMANS, P., 1992 : Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 119-134.

HEDBERG, H., 1976 : Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Paris, Doin : 233 p.

HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995 : The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif- a balanced cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1995, H2** : 9 -104.

HOLZAPFEL, E., 1910 : Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. *Abh. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, **66** : 218 p.

HOLZAPFEL, E., 1911a : Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000 und Erläuterungen. Blatt Aachen. *Hrsg. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, Berlin.

HOLZAPFEL, E., 1911b : Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000 und Erläuterungen. Blatt Stolberg. *Hrsg. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, Berlin.

HUYGENS, Ch., 1986 : Etude des ressources en eau du Pays de Herve. Contrat CILE - Ministère de la Région Wallonne : 384 p.

HUYGENS, Ch., 1987 : Etude des ressources en eau du Crétacé de l'Est du Pays de Herve. Contrat CILE - Ministère de la Région Wallonne : 235 p.

KASIG, W., 1980a : Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 26-29.

KASIG, W., 1980b : Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 44-52.

KASIG, W., DREESEN, R. & BOUCKAERT, J., 1979 : Zur Biostratigraphie des Famenniums südlich von Aachen (Deutschland). *Geologica et Palaeontologica*, **13** : 165-172

KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P., 1969 : Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, **8** : 327-388.

KEUTGEN, N & VAN DER TUUK, L.A., 1990 : Belemnites from the Lower Maastrichtian of Limburg, Aachen and Liège. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **44 :** 1-39.

KLERKX, J., 1966 : Étude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **89** : 97-117.

KNAPP, G., 1978 : Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 und Erläuterungen, *Geol. L.- Amt Nordrh.- Westf.*, Krefeld.

KUYL, O.S., 1983 : The inversion of part of the southern border of the Central Graben in South Limburg during the Late Cretaceous. *Geol. en Mijn.*, **62** : 401-408

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991a : La Vieille-Montagne, l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans l'ancien duché de Limbourg. *Bull. trimest. Crédit communal*, **178**, **1991/4** : 15-34.

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991b : Historique de l'exploitation des gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique : le rôle de la "Vieille-Montagne". *Chron. Rech. min.*, **503** : 37-50.

LALOUX, M., DEJONGHE, L., GHYSEL, P., HANCE, L. & MANSY, J.L, 1997 : Nouveaux concepts tectoniques dans le Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord*, **5 (2éme série)** : 23-46.

LAMENS, J., 1985 : Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian (Tremadocian-Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sedim. Geol.*, **44** : 121-142.

LAMENS, J., 1986 : Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardk. Meded.*, **3** : 125-138.

LAMENS, J. & GEUKENS, F., 1985 : Sedimentary structures in the Lower Salmian of the Stavelot Massif (Belgium) as indications of turbidite sedimendation. *Bull. Soc. belge Géol.*, **94/1** : 29-40.

LASAULX, A., Von, 1884 : Der Granit unter dem Kambrium des Hohen Venn. *Verh. naturhist. Ver. Preuss. Rheinlande. u.*

Westf., **9** : 418-450 (traduit par FORIR, H., *Ann. Soc. géol. Belgique*, **12** : 7-17).

MACAR.P, 1946 : Les sables à microfossiles du plateau de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **70** : 308-319

MARECHAL, R. (Voorzitter), 1988 **:** Voorstel Lithostratigrafische indeling van het Paleogeen. Nationale Commissie voor Stratigraphie : Commissie Tertiair, 208 p.

MICHOT, P., 1980 : Belgique. Introduction à la géologie générale. *In* Livret-guide 26ème Congr. Géol. Intern., Paris : 483-576.

MICHOT, P., 1988 : Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 101-188.

MICHOT, P., 1989 : Synclinorium de Herve versus «Synclinorium de Verviers». Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/1** : 7-25.

MOURLON, M., 1875 : Sur l'étage dévonien des psammites du Condroz dans le bassin de Theux, dans le bassin septentrional (entre Aix-la-Chapelle et Ath) et dans le Boulonnais. *Bull. Acad. roy. Belgique*, **XL** : 761-796.

MOURLON, M., 1882 : Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires préparés par feu André Dumont et edités par M. Mourlon : t. I, terrains crétacés. Ed. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, Bruxelles : 556 p.

NEUMANN-MAHLKAU, P., 1970 : Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geol. Mitt.*, **9** : 311-356.

NOTA, D.J.G., BAKKER, A.M.G., 1983 : Surface water and groundwater in the basin of the Gulp creek - some major characteristics. *Geol. en Mijn.*, **62** : 511-517

NOTA, D.J.G., BAKKER, A.M.G., VAN DE WEERD, B. & HALMA, G., 1988 : A hydrogeological study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a small catchment area. Part 3 : chemistry of surface and ground waters. *Agr. Univ. Wageningen Papers*, **87-7** : 1-46.

NOTA, D.J.G. & VAN DE WEERD, B., 1978 : A hydrogeological study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a small catchment area. 1 : ground water flow characteristics. *Med. Landbouwhogeschool, Wageningen* : **78-20**, 9 p.

NOTA, D.J.G. & VAN DE WEERD, B., 1980 : A hydrogeo-

logical study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a small catchment area. 1 : fissured rocks and their anisotopic behaviour in catchment studies. *Med. Landbouwhogeschool, Wageningen* : **80-15** : 25 p.

PAHAUT, P., 1965a : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchettes Gemmenich 109W & Botselaar 109E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAHAUT, P., 1965b : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette Henri-Chapelle 123W. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAHAUT, P., 1966 : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette Raeren 123E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAPROTH, E., BLESS, M. J. M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., Ch., D., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G., HAHN, R., O., H., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M. & VIESLET, J. L., 1983a : Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 185-239.

PAPROTH, E., DUSAR, M., BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., DELMER, A., FAIRON-DEMARET, M., HOULLEBERGHS, E., LALOUX, M., PIERARD, P., SOMERS, Y., STREEL, M., THOREZ, J. & TRICOT, J., 1983b : Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 241-283.

PEETERS, C., SWENNEN, R., NIELSEN, P. & MUCHEZ, Ph., 1993 : Sedimentology and diagenesis of the Visean carbonates in the Vesder area (Verviers synclinorium, E-Belgium). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **H5** : 519-547

PISSART, A., 1995 : L'Ardenne sous le joug du froid. *In* DEMOULIN, A. (Ed.), L'Ardenne- Essai de Géographie physique, Ed. Département de Géographie physique de l'Université de Liège, 136-154.

PISSART, A. & JUVIGNE, E., 1980 : Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **103 :** 73-86.

PISSART, A. & LAMBOT, P., 1990 : Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112 :** 495-504.

POTY, E., 1991 : Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **114/1** : 265-275.

PURVES, J.C., 1883 : Sur les dépôts fluvio-marins d'âge Sénonien ou sables aacheniens de la Province de Liège. *Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, **II** : 153-182

RENIER, A., 1925 : Session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 septembre 1925. *Bull. Soc. belge Géol.*, **35** : 174-249.

RENIER, A., 1931 : Observations sur la constitution des sommets du Bois de Moresnet. *Bull. Soc. belge Géol.*, **41** : 197-199.

RENIER, A., 1945 : A propos des poches de dissolution de la craie aux environs de Battice. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **68 :** 311-313.

RIBBERT, K.S., 1992 : Geologische Karte und Erläuterungen zu Blatt C 5502 Aachen, *Geol. Kt. Nordrh.- Westf. 1 : 100 000* , Krefeld.

RICHTER, D., 1985 : Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlg. Geol. Führer*, **48**, 302 p.

ROBASZYNSKI, F., 1988 : Upper Cretaceous planktonic foraminifera from northern Belgium and the Southeastern Netherlands. *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 77-83.

RONCHESNE, P., 1931 : Contribution à l'étude de la roche éruptive de Lammersdorf. *Ann. Soc. Sci. Bruxelles,* **51** : 52-57

ROSSA, H.G., 1987 : Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenisch-Westphalian coal district (FRG) and in the Campine area. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109 :** 367-410

SCHERP, A., 1959 : Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. *Geol. Jb.*, **77** : 95-120.

SCHMIDT, Wo. & SCHRÖDER, E., 1962 : Geologische Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 und Erläuterungen, *Geol. L.- Amt Nordrh.- Westf.*, Krefeld.

SCHUMACKER, R. & NOIRFALISE, A., 1979 : Les Hautes Fagnes. Fédération du tourisme de la province de Liège et «Parc Naturel Hautes Fagnes- Eifel», 46 p.

SPAETH, G., FIELITZ, W. & FRANK, B., 1985 : Caledonian deformation and very low-grade metamorphism in the Northeastern partt of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 297-310.

STEINGROBE B. & MULLER, A., 1985 : Sedimentology of selected Upper Carboniferous profiles from the Inde- and Wurm Syncline (Aachen Coal District). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 267-279.

STOCKMANS, F., 1946 : Végétaux de l'assise des sables d'Aix-la-Chapelle récoltés en Belgique (Sénonien inférieur). *Mém. Mus. roy. Hist. nat.Belg.*., **105** : 51 p.

STOCKMANS, F. & WILLIERE, J., 1953 : Végétaux namuriens de la Belgique. *Ass. Étude Paléont. Strat. Houillères*, **13** : 382 p. et atlas.

STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), 1988 : The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : selected papers on Upper Cretaceous deposits, *Natuur. Mus.Maastricht & Lab. Pal. Univ. Liège* : 117 p.

SWENNEN, R., 1986 : Lithogeochemistry of Dinantian carbonates in the Vesdre Basin (Verviers synclinorium, E-Belgium) and its relations to paleogeography, lithology, diagenesis and Pb-Zn mineralizations. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. & Sch. Kunsten België, Kl. Wet.*, **48/2** : 66-108.

SWENNEN, R. & VIAENE, W., 1986 : Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Visean (Lower Moliniacian) of the Verviers synclinorium. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 89-99.

SWENNEN, R., PEETERS, C., MUCHEZ, P., MAES, K. & VIAENE, W., 1988 : Sedimentological and diagenetic evolution of Dinantian carbonates (dolomitization, evaporite solution collapse breccias, paleosols and palisade calcite). *In* Int. Assoc. Sediment., 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook- Leuven, Belgium. *Service géologique de Belgique :* 77-97.

THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986 : A model of a regressive depositional system around the Old Red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 285-323.

THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M., 1977 : Stratigraphie et paléogéographie de la partie orien-

tale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et paléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **28/2** : 17-32.

UHLENBROECK, G., 1905 : Le Sud-Est du Limbourg néerlandais. Essai géologique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **32** : M151-198.

VAN LECKWIJCK, W. & STOCKMANS, F., 1956 : Sur la limite entre les assises namuriennes d'Andenne et de Chokier (Belgique orientale et district d'Aix-la-Chapelle). *Bull. Soc. belge Géol.*, **65** : 292-301.

VAN WAMBEKE, L., 1955 : Contribution à l'étude de l'auréole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 21-37

VAN WAMBEKE, L., 1956a : Compositions minéralogiques et chimiques des tonalites de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 477-509

VAN WAMBEKE, L., 1956b : La minéralisation des tonalites de la Helle de Lammersdorf et leurs relations avec d'autres minéralisations. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 534-580

VAN WAMBEKE, L., 1997 : Gedinnian block faulting in the Upper Weser valley in the Stavelot-Venn Massif (Belgium) : significance with regard to the Caledonian orogeny. *Aardk. Meded.*, **8** :181-184

VANDENBERGHE, N., 1983 : Évaluation des réserves en argiles dans la région de Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1983/4 (199)** : 17 p.

VANGUESTAINE, M., 1992 : Biostratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 1-18.

VARLAMOFF, N., 1937 : Stratigraphie du Viséen du Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **60** : M133-188.

VERHOOGEN, J., 1934 **:** Le Viséen et le Namurien de la région d'Eupen-Moresnet. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **58** (2), pp. B92-105.

VERHOOGEN, J., 1935 : Le prolongement oriental des failles du massif de la Vesdre et du massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **58** (3-4), pp. B111-118.

VIEILLE-MONTAGNE, sans date : Carte géologique générale de la Vieille-Montagne à 1/25 000. *Geogr. lith. Inst. u. Steindr. v. Wilhelm Greve*, Berlin S.W.

VOGEL, K., MUCHEZ, Ph. & VIAENE, W., 1990 : Collapse breccias and conglomerates in the Lower Visean of the Vesdre area (E-Belgium). *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, **113**, pp. 359-371.

VON HOEGEN J., LEMME B., ZIELENSKI J.& WALTER R., 1985 : Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif : a model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 217-235.

WALTER R., 1980 : Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its adjoining areas. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 14-25.

WALTER R., SPAETH, G. & KASIG, W., 1985 : An outline of the geological structure of the Northeastern Hohes Venn Area and of its Northern Foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 207-216.

WINTERFELD, C. Von & WALTER, R., 1993 : Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges - Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1993, H5** : 305-320.

WUNSTORF, W., 1943 : Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25000 und Erläuterungen. Lfg 318. Blätter. Rötgen-Eupen und Nideggen, *Geol. Kt. dt. Reich,* Berlin.

Anhang 1:
Lokalisierung der Wassergewinnungstellen

Örtliche Benennung der Wassergewinnungstelle	**X**	**Y**
Berlieren	258720	158070
Beurrerie	259230	158100
Patloy	259940	154200
Holten Esel	261710	151165
Casino	266340	156860
Rother Pfuhl Strasse	267545	157365
Im Kessel	268340	157900
Hergenrath im Winkel	267630	156310
Frepert	271135	157100
Bornweiher - Eynatten	271030	155110
Camping Congolo	268430	152370
Molkerei Brunnen	268770	153180
Rottstrasse	273208	152045
Marmorwerk	273790	151520
Handelstrasse	266540	148580
Camping Kon-Tiki	261800	161500
Parc des Trois-Frontières	264000	161400
La Clouse	265934	161131
Le Calvaire	264900	159250
Les Ecureuils	265920	159750
Romans	268350	158780
Gundhof	267240	159330
Waldborn	266165	161090
Steins	267220	159110

Ministerium des Wallonischen Region 1997 Abteilung Wasser
X, Y, LAMBERT Koordinaten

Farben- und Zeichenerklärung - *Legende* - Legend

Formatiegrens - Geological boundary

Begrenzing onder bedekking - Geological boundary under covering

Breuk - Fault

Overschuiving - Overthrust

Breuk onder bedekking - Fault under covering

Synclinale as - Synclinal axis

Anticlinale as - Anticlinal axis

a *Strekking en helling (a): normaal hellende lagen* -
Strike and dip (a) : inclined strata

Strekking: verticale lagen - Strike of vertical strata

a *Strekking en helling (a) : overhellende lagen* -
Strike and dip (a) : overturned strata

Horizontale lagen - horizontal strata

a *Strekking en helling (a): druksplijting* - Strike and dip (a): cleavage

Fe *Ijzeren hoed* - Gossan

Pb *Loodhoudende mineralisatie* - Lead ore deposits

Zn *Zinkhoudende mineralisatie* - Zinc ore deposits

Doline - Doline

Grot - Cave

Verdwijngat - Streamsink

Karstbron - Resurgence

Steengroeve in uitbating - Working quarry

Verlaten steengroeve - Disused quarry

Opgevulde steengroeve - Filled quarry

Oude mijn - Old mine

a
b *Schuine boring (a : basis van het dekterrein of Sx: dikte van de klei met vuurstenen,GUL, VAA, AAC: dikten van de Formatie van Gulpen, Vaals en Aachen, b : lengte van het boorgat)* -
Inclined borehole (a : thickness of the superficial deposits or Sx : thikness of the clay with flinstones, GUL, VAA, AAC : thickness of the Gulpen, Vaals and Aachen Formations, b : length of the borehole)

a
b *Boring (a: basis van het dekterrein a : basis van het dekterrein of Sx: dikte van de klei met vuurstenen,GUL, VAA, AAC: dikten van de Formatie van Gulpen, Vaals en Aachen, b: van de boring)*
Borehole (a: thickness of the superficial deposits or Sx : thikness of the clay with flinstones,GUL, VAA, AAC : thickness of the Gulpen, Vaals and Aachen Formations, b : depth of the borehole)

Waterwinning - Water-catchment

X Fill, dump.
Ophogingen, steenberg.

AMO Recent alluvial deposits: gravels and sand
Recent alluvium in de rivierdalen: grind en zand.

TRB Peat deposits.
Veenhoudende afzettingen.

P Stone rivers (Stavelot Massif). Thick weathering crust.
Steenophopingen (Massief van Stavelot). Dikke verweringsmantel

SBL Sand and clay filling karst depressions.
Kleiige en zandige afzettingen (opvulling van karstholten).

GUL Gulpen Formation : white to beige chalk, often altered, incorporating scarce flint, locally overlain by a lithified flint conglomerate. Metre-thick horizon of glauconiferous chalk at the base (Zeven-Wegen Horizon)
Formatie van Gulpen: wit tot beige krijt (kalksteen), vaak verweerd met zeldzame vuurstenen, plaatselijk bedekt door een verhard vuursteenconglomeraat ; aan de basis een horizont van glauconiethoudend krijt - maximumdikte 1 m (Laag van Zevenwegen).

VAA Vaals Formation : glauconiferous sand, silt and clay; coarse grained glauconitic horizon at the base (Raren Horizon).
Formatie van Vaals: glauconiethoudende klei, silt of zand met verharde horizonten. Aan de basis een grindhoudende horizont (Lid van Raren).

AAC Aachen Formation : silty and sandy clays, argilaceous silts, white, purplish to dark in the lower part (Hergenrath Member), white to yellowish sands with consolidated layers (Aachen and Hauset Members). Occurence of oxyded and carbonous horizons. Locally gravelly lenses (Mospert Member towards the SE).
Formatie van Aachen: witte en paarse tot zwarte zandige en siltige klei, kleiige silt in het onderste gedeelte (Lid van Hergenrath), wit tot geel zand met verharde niveaus (Leden van Aachen en Hauset). Er komen geoxideerde en koolhoudende banden voor. Plaatselijk grindhoudende lenzen (naar het zuidoosten: Lid van Mospert).

HOU Coal Measures Group :
Groep van het Steenkoolterrein :
Alternating black shales and siltstones, argillaceous sandstones, sandstones and quartzites ; coarse-grained sandstones and conglomerates (plurimetre to decametre-thick) ; coal veins (cm) ; fossiliferous horizons with plant debris and marine fauna (including goniatites).
Afwisseling van donkergrijze schiefer (shale) en siltsteen, kleiige zandsteen, zandsteen en kwartsiet; niveaus met zeer grofkorrelige zandsteen en conglomeraten ("poudingues"), licht van kleur en decimeters- tot tien meter dik ; centimetersdikke steenkoollagen ; fossielhoudende horizonten met plantenresten en met mariene fauna (o.a. goniatieten).

JUS Juslenville Group :
Groep van Juslenville:

Seilles Formation : limestones, generally light-coloured; ooids locally abundant, bioclastic and algal layers.
Formatie van Seilles: over het algemeen licht getinte organoklastische en algaire kalksteen met oölieten-niveaus.

Lives Formation : dark grey stratified limestones forming sedimentary sequences, with stromatolithic top. Cherts are concentrated in the upper part.
Formatie van Lives: donkergrijze ritmisch gelaagde kalksteen met stromatolieten in het onderste deel en met chertknollen.

BBN Bay-Bonnet Group :
Groep van Bay-Bonnet:

Moha Formation : thick-bedded coarse-grained limestones, light grey, generally oolitic.
Formatie van Moha: lichtgrijze grofkorrelige kalksteen, meestal oölietisch, in banken, één tot meerdere meters dik.

Moha Formation : thick-bedded coarse-grained limestones, light grey, generally oolitic

Formatie van Terwagne: donkergrijze tot zwarte, fijne tot grofkorrelige kalksteen in banken, één tot meerdere meters dik.

Belle-Roche Breccia Formation: calcareous breccia.
Formatie van de Breccie van Belle-Roche: kalksteenbreccie.

BIL

Bilstain Group :
Groep van Bilstain:

Vesdre Dolomites Formation : dark grey to brown dolomites and crinoidal dolomites with cherts and siliceous nodules, silicified fossils; dolomitic breccia in the upper part (Walhorn Member).
Formatie van het Dolomiet van de Vesder: donkergrijze tot bruine dolomiet en crinoïdendolomiet, niveaus met chertknollen en verkiezelde knollen en fossielen; dolomiethoudende breccie aan de bovenkant (Lid van Walhorn).

Landelies Formation : dark grey fine-grained crinoidal limestones, thin- to medium-bedded.
Formatie van Landelies: donkergrijze fijne tot grofkorrelige crinoïdenkalksteen in decimeter tot metersdikke banken.

Pont d'Arcole Formation : grey-brown to black shales and dark grey decimetre-thick-bedded limestones.
Formatie van Pont d'Arcole: grijsbruine tot zwarte schiefer (shale), donkergrijze kalksteen in decimetersdikke banken.

Hastière Formation : dark grey-blue, medium- to coarse-grained limestones, thick-bedded.
Formatie van Hastière: donkergrijsblauwe middelmatig tot grofkorrelige kalksteen in metersdikke banken.

DOL

Dolhain Formation : calcareous sandstones and crinoidal limestones with stromatoporoids (3 biostromes), shales and siltstones.
Formatie van Dolhain: kalkhoudende zandsteen en crinoïdenkalksteen met stromatoporen (3 biostromen), schiefer (kleisteen, siltsteen).

ME

Montfort and Evieux Formations : alternating micaceous, feldspathic and calcareous sandstones with grey shales and siltstones. The upper part is more shally (red-coloured) and calcareous (calcareous and dolomitic sandstones, dolomites); locally, limestone nodules and ball-and-pillow structures.
Formaties van Montfort en Evieux: afwisseling van glimmer- en veldspaathoudende zandsteen, van kalkhoudende zandsteen en van grijze schiefer (siltsteen en kleisteen). In het bovenste deel overwegend schieferig (dikwijls roodachtig getint) en kalkhoudend (zandige kalksteen, dolomietzandsteen, dolomiet). Niveaus met kalkknollen en merkwaardige horizonten met pseudonodulen.

SVP

Souverain-Pré Formation : nodular and agillaceous limetones, crinoidal limestones.
Formatie van Souverain-Pré: kleiige en nodulaire kalksteen en crinoïdenkalksteen.

ESN

Esneux Formation : olive-grey, fine-grained argillaceous limestones, thin-bedded.
Formatie van Esneux: olijfgroengrijze fijnkorrelige min of meer kleihoudende zandsteen, in centimetersdikke bankjes, plaatselijk decimetersdik.

LH

Lambermont and Hodimont Formations : grey-green or purple micaceous siltstones in the upper part, including numerous limestone nodules
Formatie van Hodimont: grijze groenachtige of paarsachtige glimmerhoudende schiefer (siltsteen) met decimeter tot meerdere decimetersdikke niveaus met rood oölietisch hematiet en niveaus met kalkhoudende knollen.
Formatie van Lambermont: groenachtige schiefer (kleisteen en siltsteen), organoklas tische kalksteen met Frechastraea en Phillipsastrea, rood-en groenkleurige knollenhoudende schiefer.

AIS

Aisemont Formation : dark grey to black shales, calcareous shales and nodular light grey bioclastic limestones with *Frechastreae* and *Phillipsastrea* (biostromes).
Formatie van Aisemont: donkergrijze tot zwarte schiefer (kleisteen), lichtgrijze kleiige kalksteen en organoklastische subnodulaire kalksteen met Frechastraea en Phillipsastrea (biostromen).

LUS

Lustin Formation : biostromal limestones (stromatoporoids, corals), fine-grained limestones, laminated or nodular and bioclastic.
Formatie van Lustin: biostromenkalksteen (stromatoporen, koralen), fijnkorrelige, gelamineerde of subnodulaire en organoklastische kalksteen.
(Nismes Formation : shales with some calcareous layers)
(Formatie van Nismes: schiefer met enkele kalkhoudende niveaus.}

NR

Névremont and Roux Formations : fine-grained laminated limestones, bioclastic limestones, dolomites.
Formatie van Roux: dolomiet, organoklastische kalksteen, fijnkorrelige gelamineerde kalksteen, met aan de basis, schiefer (shale) of glimmerhoudende zandsteen.
Formatie van Névremont: licht grijze fijnkorrelige kalksteen, gelamineerd aan de basis en erboven organoklastische kalksteen.

PER

Pépinster Formation : claret-coloured shales and siltstones, green sandstones and white kaolinitic sandstones, coarse-grained and conglomeratic.
Formatie van Pépinster: wijnrode schiefer (kleisteen en siltsteen), groene zandsteen, witte gekaoliniseerde, grind- en conglomeraathoudende zandsteen.

VIC

Vicht Formation : conglomerate consisting of quartz and quartzite pebbles.
Formatie van Vicht: conglomeraat met vuistdikke kwarts- of kwartsietelementen.

ACO

Acoz Formation : alternating claret-coloured, green or party-coloured siltstones and sandstones, including plurimetre-thick light-coloured quartzite layers in the lower part.
Formatie van Acoz: afwisseling van wijnrode, groene of veelkleurige schiefer (siltsteen) en zandsteen met aan de basis metersdikke banken van bleke kwartsiet.

BAU

Bois d'Ausse Formation : medium- to coarse-grained sandstones, slightly kaolinitic, with shale pebbles and dark shales. Locally, calcareous nodules and claret-coloured layers.
Formatie van Bois d'Ausse: grijsachtige, vaak gekaoliniseerde middelmatig tot grofkorrelige zandsteen, niveaus met rolstenen van donkergrijze schiefer (kleisteen en siltsteen); plaatselijk kalkknollen en enkele wijnrode tussenschakelingen.

MAR

Marteau Formation : alternating siltstones claret-coloured and party-coloured, olive-green siltstones and sandstones more developed in the upper part; numerous layers with calcareous nodules.
Formatie van Marteau: afwisseling van wijnrode en veelkleurige schiefer (siltsteen), vooral aan de top olijfgroene zandsteen en siltsteen; talrijke niveaus met kalkknollen.

Jalhay Formation
Formatie van Jalhay:

SPA

- Spa Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"). Dark grey-blue to grey-green.
- *Lid van Spa: donkergrijsblauwe tot grijsgroene zandige kwartsofyllade.*

SOL

- Solwaster Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"), dark green-blue, black or green-blue slates. Sandstone beds in the lower part; fossiliferous layers (graptolites).
- *Lid van Solwaster: donkergroenblauwe kwartsofyllade, zwarte of groenblauwe fyllade, zandige banken aan de basis, fossielhoudende niveaus (graptolieten).*

GLE La Gleize Formation : black slates and mixed quartzitic-slaty facies.
Formatie van La Gleize: zwarte fyllade en kwartsofyllade.

VEN La Venne-Coo Formation : alternating black slates and dark-coloured quartzites.
Formatie van La Venne-Coo: afwisseling van zwarte fyllade en donkere kwartsiet.

μγ Porphiritic intrusion
porfierische intrusie van de Eschbach-Vesdre

INHALT

Zusammenfassung 3
1. Einleitung 5
1.1. die Zusammenstellung der Karte 5
1.2. Frühere Ausgaben 6
1.3. Allgemeiner geographischer und geologischer Überblick 8
2. Lithostratigraphie 10
2.1. Einführung 10
2.2. Beschreibung 11
La Venne-Coo Formation (VEN) 11
La Gleize Formation (GLE) 11
Jalhay Formation (JAL) 12
- Solwaster Schichtglied (SLW) 12
- Spa Schichtglied (SPA) 12
Marteau Formation (MAR) 13
Bois d'Ausse Formation (BAU) 13
Acoz Formation (ACO) 14
Vicht Formation (VIC) 16
Pepinster Formation (PER) 17
Névremont und Roux Formationen (NR) 17
Nismes und Lustin Formationen (LUS) 18
Aisemont Formation (AIS) 19
Lambermont und Hodimont Formationen (LH)..... 20
Esneux Formation (ESN) 21
Souverain-Pré Formation (SVP) 22
Monfort und Evieux Formationen (ME) 22
Dolhain Formation (DOL) 24
Bilstain Gruppe (BIL) 26
Hastière Formation 27
Pont d'Arcole Formation 27
Landelies Formation 28
Dolomies de la Vesdre Formation 28
Bay-Bonnet Gruppe (BBN) 30
Brèche de la Belle-Roche Formation 30
Terwagne Formation 31
Moha Formation 31
Juslenville Gruppe (JUS) 33
Lives Formation 33
Seilles Formation 35
Bemerkungen: kondensierte Serien 36
Steinkohlen Gruppe, "Groupe Houiller " (HOU).. 36
Alterationstone des paläozoischen Sockels 40
Bemerkung: Kreideformationen 40
Aachen Formation (AAC) 42
Vaals Formation (VAA) 44
Gulpen Formation (GUL) 46
Tone mit Feuersteinen 48
Sandige Ablagerungen (SBL) 48

Oberflächenformationen 49
Torfablagerungen (TRB) 49
Rezente alluviale Ablagerungen (AMO) 49
Lehme, Löss, Alterite, Verwitterungsschutt, kolluviale Ablagerungen, Hangablagerungen und Blockfelder (P) 49
3. Das chronostratigraphische Gerüst: eine Verbindung zur lithostratigraphischen Aufteilung 50
4. Intrusive und metamorphe Gesteine 50
5. Tektonik 52
5.1. Beschreibung der strukturellen Einheiten: 53
1 - Das Stavelot Massiv 53
2 - Die Gileppe Einheit 54
3 - Die Goé Einheit 54
4 - Die Forêt-Andrimont Einheit 54
5 - Die Donnerkaul Einheit 55
6 - Die Moresnet Einheit 55
7 - Die Plombières (Bleyberg) Einheit 55
8 - Die Sippenaeken Einheit 56
5.2. Schieferung 56
5.3. Transversalverwerfungen 57
5.4. Interpretation 58
a) die kaledonische Deformation 58
b) die variszische Verwerfung 58
c) post-variszische Deformationen 61
6. Synthese: geologische Geschichte 62
7. Karsterscheinungen 66
7.1. Karst 66
7.2. Der Paläokarst des Visés 67
7.3. Die Karstauflösungen in der Kreide 68
8. Bodenschätze 69
8.1. Hydrogeologie 69
8.2. Mineral- und Fossillagerstätten 72
- Kohle 72
- Sandsteine, Quarzite und Konglomerate 72
- Feuersteine 72
- Kalksteine 72
- Dolomitsteine 72
- Sande 72
- Tone 72
- Lehme 73
- Torfe 73
- Metallerze 73
9. Veröffentlichte Beschreibungen der Fundorte und Streckenbeschreibungen 76
Bibliographie 77
Anhang 93
Farben- und Zeichenerklärung - *Legende* - Legend 94