

HET VERANDEREND LANDSCHAP IN DE EUREGIO MAAS-RIJN

Martin J.M. BLESS¹ & M. Cristina FERNANDEZ-NARVAIZA¹

(39 figuren)

1. Looierstraat 3, 6271 BA Gulpen, Nederland

ABSTRACT. The changing landscape in the Euregio Meuse-Rhine. Twenty-six phases of the evolution of the landscape in the Euregio Meuse-Rhine (consisting of the German «Regio Aachen», Dutch southern Limburg and the Belgian provinces of Limburg and Liège) between the Cambrian and the Pleistocene are illustrated and briefly commented. Continental drift played a major rôle in this evolution, not only because of the many tectonic implications, but also because of the changes in the regional climate when this part of the crust crossed the climatic belts in between its original position at about 70° S at the beginning of the Cambrian and its present position at about 51° N.

KEYWORDS: Continental drift, Cambrian to Pleistocene, reconstructions of the former landscape, Euregio Meuse-Rhine.

RESUME. L'évolution du paysage dans l'Euregio Meuse-Rhin. Vingt-six phases de l'évolution du paysage dans l'Eurégio Meuse-Rhin (constituée par la «Regio Aachen» [Allemagne], le Limbourg méridional hollandais et les provinces belges du Limbourg et de Liège) entre le Cambrien et le Pléistocène ont été illustrées et brièvement commentées. La dérive des continents a joué un rôle important dans cette évolution, non seulement à cause du grand nombre d'implications tectoniques, mais aussi à cause des changements dans le climat régional quand ce petit fragment de la croûte terrestre - en dérive sur le globe - a croisé les zones climatiques existantes entre sa position originale à 70° S au début du Cambrien et sa position actuelle à environ 51° N.

MOTS-CLES: Dérive des continents, Cambrien à Pléistocène, reconstitutions des paysages anciens, Eurégio Meuse-Rhin.

1. INLEIDING

Zo nu en dan leest men over plannen om het landschap van een bepaalde streek «in zijn oorspronkelijke staat» te herstellen. Het grote probleem bij het realiseren van zulke plannen vormt echter het feit, dat die «oorspronkelijke staat» slechts een al dan niet geromantiseerde momentopname is van een landschap, dat zich ook al voordat de Mens op aarde verscheen voortdurend gewijzigd heeft.

Om verschillende redenen vormt de Euregio Maas-Rijn (verderop korthedshalve als «Euregio» aangeduid) een ideale plek om zulke natuurlijke

veranderingen te visualiseren. De bodem van dit samenwerkingsverband binnen de Europese Unie tussen de Duitse Regio Aachen, Nederlands Zuid-Limburg, en de Belgische provincies Limburg en Luik herbergt een schat aan gegevens over een periode, die bijna zeshonderd miljoen jaar (600 Ma) teruggaat in de tijd. Bovendien vinden we in de Euregio niet alleen de in het recente verleden vaak flexibele grenzen tussen verschillende volkeren, talen en culturen, maar ook die tussen gebieden met hun eigen flora en fauna, bodemopbouw en geologische geschiedenis.

De veranderingen in het landschap van de Euregio hangen nauw samen met haar zwerftocht

over de aardbol (Fig. 1). Met behulp van de thans beschikbare gegevens kunnen we die tocht vanaf het begin van het Paleozoïcum (ongeveer 570 miljoen jaar geleden) reconstrueren. De Euregio lag toen vlak bij de Zuidpool in de buurt van de zeventigste breedtegraad (70° Z. Br.). In de loop van 570 miljoen jaar schoof ze naar haar huidige positie op ongeveer 50° N. Br. Zonder rekening te houden met eventuele oost-west verplaatsingen komt dat neer op een afstand van een derde van de omtrek van de aarde, ofwel een slordige 13.000 km! Dat impliceert een gemiddelde verschuivingsnelheid van iets meer dan 2 cm per jaar.

Als we de baan van die zwerftocht op een wereldbol uitzetten en vergelijken met de nu op aarde voorkomende klimaatgordels (Fig. 1), dan is het duidelijk dat het klimaat in de Euregio aan enorme schommelingen onderhevig moet zijn geweest. Uiteraard moeten we bedenken, dat de breedte van de individuele klimaatgordels niet constant is. Die is namelijk niet alleen afhankelijk van de - als gevolg van de continentale drift veranderlijke - regionale omstandigheden (verdeling land-zee, aanwezigheid van gebergten of vulkanen, zeestromen, etc.), maar ook van al dan niet periodieke veranderingen zoals het ontstaan van ijstijden op het noordelijke en/of het zuidelijke halfrond. Die wisselingen in het klimaat weerspiegelden zich niet alleen in de flora en fauna, maar ook in de sedimenten en niet te vergeten de aard en de snelheid van de erosie.

Ook het samensmelten en weer uiteenvallen van de verschillende continenten, waarvan de Euregio deel uitmaakte (Fig. 2), heeft direct of indirect zijn weerslag gehad op het hier gevormde landschap. Met name de veranderingen in het reliëf als gevolg van regionale bodembewegingen hangen immers vaak samen met het op elkaar botsen of uiteenscheuren van continentale platen.

De hierdoor veroorzaakte veranderingen in het landschap zijn zichtbaar gemaakt in schetsen, die een beeld oproepen van het landschap tijdens een bepaalde periode. Uiteraard zijn zulke reconstructies het produkt van onze eigen fantasie. Maar die fantasie wordt begrensd door de over dat tijdvak beschikbare geologische gegevens. Gesteenten, fossielen en mineralen verschaffen namelijk niet alleen informatie over de verdeling van land en zee of over het klimaat, maar ook over de richting van oude rivierlopen, het voorkomen van moerassen, zandbanken en getijdestromen, het reliëf ter plekke of in het achterland, of de plaats waar de aardkorst op een gegeven ogenblik omhoog kwam of daalde.

Ondanks de schetsmatige opzet en presentatie vormen deze reconstructies een belangrijk

hulpmiddel bij het zoeken naar een logische verklaring voor de verspreiding van sedimenten en fossielen. Bovendien verschaffen ze ons een duidelijk beeld van de vaak ingrijpende veranderingen in het landschap als gevolg van natuurlijke processen. Op de schetsen is telkens een gebied zichtbaar van ongeveer 110 x 75 km. Om de vergelijking met de tegenwoordige situatie te vergemakkelijken is daarop steeds de ligging aangegeven van Botrange (B), het hoogste punt van de Euregio, en de Euregionale hoofdsteden Aachen (A), Hasselt (H), Liège (L) en Maastricht (M).

Zowel voor de reconstructie van de zwerftocht van de Euregio over de aardbol als voor het vervaardigen van de landschapsreconstructies is uitgebreid gebruik gemaakt van de in de literatuur beschikbare gegevens. Aan de hand daarvan werden in eerste instantie paleogeografische kaarten vervaardigd (Bless & Fernández Narvaiza, 1996), die de basis vormden voor de perspectivisch opgezette schetsen van dit rapport.

Daarnaast hebben we dankbaar gebruik gemaakt van de vele kritische en steeds als opbouwend ervaren opmerkingen en bemerkingen van talloze collega's en vrienden. Het idee voor deze compilatie is afkomstig van Maurice Streeel, die met eindeloos geduld de verschillende fasen van de totstandkoming ervan heeft begeleid. Zonder daarbij anderen te kort te willen doen, vermelden we bovendien met plezier de inbreng van (in alfabetische volgorde) Muriel Fairon-Demaret, Sjeuf Felder, Franz Kockel, Eva Paproth, Marc Roche, René Schumacker, Philippe Steemans, Jacques Thorez en Michel Vanguetstaine. Mede dankzij hen kwam dit verhaal tot stand.

2. GEOLOGISCHE STRUCTUREN

De grote geologische structuren en gegevens in de huidige Euregio (Fig. 3) vormden de basis voor de vervaardiging van de verschillende landschapsreconstructies. Daarbij is uitgegaan van de veronderstelling, dat de morfologie van het landschap - net zoals nu - in grote mate door deze structuren bepaald is.

De geologische opbouw van de Euregio wordt gekenmerkt door in hoofdzaak ZZW-NNO gerichte structuren uit het Paleozoïcum en NW-ZO gerichte Mesozoïsche en Cenozoïsche structuren. De Paleozoïsche ondergrond kan op zijn beurt weer worden opgesplitst in twee gebieden, die van elkaar gescheiden worden door de breuklijnen van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung.

2.1. MASSIEF VAN BRABANT EN OMGEVING

Het gebied ten noorden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung omvat het Massief van Brabant, het Kempens Bekken en het Synclinorium van Liège. Tegen het einde van het Siluur werden de gesteenten hier geplooid en opgeheven als gevolg van de laat-Caledonische gebergtevorming. Zo ontstond er een door kleine berggruggen onderbroken plateau, dat nog tijdens het Devoon grotendeels door de erosie werd afgevlakt.

In het midden-Devoon kwam de afzetting van grind, zand en klei weer aarzelend op gang in de randgebieden (Kempens Bekken en Synclinorium van Liège). Maar de kern van het Massief van Brabant zou pas in het laat-Carboon onder de sedimenten verdwijnen. De herhaalde noordwaartse kanteling en de gedifferentieerde blokbewegingen van de door talloze breuken in kleinere schollen verdeelde ondergrond komen tot uiting in de grote dikteverschillen van de Devoon- en Carboonafzettingen.

Tijdens het laat-Carboon fungeerde dit gebied als een stootblok, waartegen de door de Hercynische gebergtevorming naar het noorden gegleden gesteentemassa's tot stilstand kwamen. Daardoor vinden we de Hercynisch gevormde plooiën en overschuivingsvlakken voornamelijk langs de zuidelijke flank van het Synclinorium van Liège. De druk van de gesteentemassa's uit het zuiden veroorzaakte een hernieuwde noordwaartse kanteling van de ondergrond, waarbij de bodem in het zuiden een paar duizend meter omhoog kwam.

In de loop van Perm en Trias verdween dit reliëf door erosie. Dankzij diezelfde kantelbeweging bleef het noorden voor erosie gespaard en kon de sedimentatie hier weer in het laat-Perm beginnen. De dikteverschillen van en de soms grote hiaten in de Mesozoïsche en Cenozoïsche afzettingen weerspiegelen de herhaalde bodemkantelingen naar het noorden en noordwesten en de gedifferentieerde blokbewegingen van de ondergrond.

De Opwelling van Visé ontstond als gevolg van lokale blokbewegingen in de tweede helft van het laat-Devoon. De hierdoor aan de oppervlakte gekomen kalksteen uit het Frasnien werd blootgesteld aan verkarsting tijdens het Famennien en het begin van het vroeg-Carboon. Tegen het einde van het vroeg-Carboon verdween de Opwelling van Visé onder de zeespiegel.

Relevante literatuur: Legrand (1968), Bless *et al.* (1980a, 1980b, 1981), Poty (1982), Bouckaert & Dusar (1987), Bless (1988), Demyttenaere (1988), Michot (1988), Van Tongeren (1988), Van den Haute

& Vercoutere (1990), Poty (1991) Verniers & Van Grootel (1991), Dusar & Langenaeker (1992).

2.2. MASSIEF VAN STAVELOT EN OMGEVING

Het gebied ten zuiden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung bestaat uit de synclinoria van Dinant, Verviers en Inde in het noordwesten, het Massief van Stavelot in het centrum, en het Synclinorium van Neufchâteau met de Eifeler Kalkmulden in het zuidoosten. Door de Ardenner bodembewegingen in het laat-Ordovicium ontstond hier een ongeveer 1000 m hoog plateau, dat nog tijdens het Siluur door de erosie werd afgebroken.

De opheffing van het Massief van Brabant tegen het einde van het Siluur vormde de aanleiding voor het naar het zuiden en zuidoosten wegglijden van de vroeg-Paleozoïsche gesteenten ten zuiden ervan in de vorm van tientallen kilometers brede en soms enkele duizenden meters dikke schollen. Dat afschuiven gebeurde in een bepaalde volgorde, waarbij de zuidelijke schollen (Synclinorium van Neufchâteau en vervolgens het Massief van Stavelot) het eerst wegzakten, en de noordelijke (synclinoria van Dinant, Verviers en Inde) het laatst. Dit afglijden werd nog eens versterkt door de Bollandse bewegingen in het midden-Emsien, waarbij het oostelijk deel van het Massief van Brabant nog verder omhoog kwam. De bodemdaling werd gecompenseerd door de afzetting van de vanuit het noorden afkomstige erosieproducten van het Caledonisch Gebergte en zijn uitlopers (waaronder het Massief van Brabant).

De Hercynische gebergtevorming maakte een eind aan de snelle bodemdaling en sedimentatie in het zuiden. Al heel vroeg in het laat-Carboon kwam de erosie weer op gang in het uiterste zuidoosten van de Euregio. Verder naar het noorden ging de bodem echter sneller dalen, zodat zich daar een sedimentpakket met een dikte van 3000 tot 5000 m ophoopte.

Door de bodemdaling in het noorden en de noordwaartse druk van het steeds verder oprijzende Hercynisch Gebergte gleden de oorspronkelijk naar het zuiden weggezakte gesteentemassa's uiteindelijk naar het noorden terug. Daarbij veranderden de breukvlakken, waarlangs deze afzettingen eerst waren afgeschoven, in gigantische overschuivingsvlakken. Omdat het gebied ten noorden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung als een stootblok fungeerde, waartegen deze vanuit het zuiden oprukkende sedimentmassa's tot stilstand kwamen, werden deze

laatste geplooid en over elkaar heen geschoven in de synclinoria van Dinant, Verviers en Inde, het anticlinoriaal geplooid Massief van Stavelot, en het Synclinorium van Neufchâteau. Bovendien gleed een ruim anderhalve kilometer dikke gesteentemassa van de top van het Massief van Stavelot naar het noorden, waar ze als het Massief van de Vesder bleef liggen op de zuidelijke flank van het Synclinorium van Verviers.

In de loop van het Perm en vroeg-Trias werd het hier gevormde reliëf weer afgevlakt, waarbij enorme modderstromen (waarvan het Conglomérat de Malmédy een overblijfsel is) voor het transport van de erosieproducten zorgden. Aan het begin van het Trias ontstond er in het oosten een noord-zuid gerichte depressie (Eifeler Nord-Süd Zone), waarvan de Mechernicher Trias-Senke een restant vormt. De sedimentatie in deze zone stopte als gevolg van de Mid-Kimmerische opheffing aan het begin van het midden-Jura.

In het laat-Jura en vroeg-Krijt veranderde de Euregio in een uitgestrekte schiervlakte. Alleen de omgeving van Botrange ontsnapte aan deze afvlakking, zodat hier een ongeveer 150 m hoge heuvel of «monadnock» overbleef. Door de herhaalde zeespiegelstijgingen in het laat-Krijt en Tertiair zou de zee deze schiervlakte enkele keren overstroomd. In het Oligoceen begon de ondergrond geleidelijk naar het noordwesten te kantelen. Dit resulteerde in de opheffing van de Ardennen.

Relevante literatuur: Struve (1963), Bless & Strel (1976), Meyer *et al.* (1977), M. & R. Teichmüller (1979), Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Meyer (1983), Richter (1985), Walter *et al.* (1985), Cnudde *et al.* (1986), Michot (1987), Smolderen (1987), Bless & Bouckaert (1988), Michot (1988), Bless *et al.* (1989), Van der Laar & Fermont (1989), Bless *et al.* (1991a), Poty (1991), Bless & Fernández Narvaiza (1993), Von Winterfeld & Walter (1993), Hollmann & Walter (1995).

2.3. MID-KIMMERISCHE EN LAAT-KIMMERISCHE BEWEGINGEN

De Mid-Kimmerische bewegingen aan het begin van het midden-Jura resulteerden in de opwelling van de Paleozoïsche gesteenten aan weerszijden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschichtung. Deze opwelling werd nog eens versterkt door de Laat-Kimmerische bewegingen aan het begin van het vroeg-Krijt. Het hierdoor ontstane reliëf zou nog voor het einde van het vroeg-Krijt verdwijnen als gevolg van de erosie.

De totale bodemstijging bedroeg ongeveer 3000 m in de omgeving van Bierghes en Fauquez (ten zuiden van Brussel). In de Euregio was de opheffing aanzienlijk minder. Tussen Maastricht, Liège en Aachen steeg de bodem slechts 1500 m, en in het uiterste zuidoosten van het onderzochte gebied hooguit 200 m. De oostnoordoostelijke voortzetting van deze opwelling in het slenkengebied ten noordoosten van Aachen kan afgeleid worden uit de erosie van afzettingen uit het Carboon, Trias en vroeg-Jura.

Relevante literatuur: Dejonghe & Jans (1983), Bless (1988), Van den Haute & Vercoutere (1990), Verniers & Van Grootel (1991), Redecke (1992), Muchez *et al.* (1995).

2.4. ROERDALSLENK EN OMGEVING

De in het vroeg-Jura ingezette daling van de slenken in het noordoosten van de Euregio (Roerdalslenk en Erftslenk) werd al aan het begin van het midden-Jura plaatselijk onderbroken door de Mid-Kimmerische opheffing. Met name in het gebied ten noordoosten van Aachen leidde dit tot de erosie van de hier aanwezige sedimenten uit het Trias en vroeg-Jura. De Laat-Kimmerische opheffing aan het begin van het vroeg-Krijt zorgde voor een intensivering van deze erosie, die waarschijnlijk ook een deel van de onder het Trias voorkomende Carboongesteenten aantastte.

In het laat-Krijt veranderde de daling van de slenken in een omgekeerde («inverse»), opwaartse beweging, die - met korte onderbrekingen - voortduurde tot in het vroeg-Tertiair (Paleoceen en Eoceen). Dankzij de overigens vrij beperkte opheffing (200 - 500 m) kwam het in het Santonien en vroeg-Campanien tot een bescheiden erosie, waarbij de meeste afbraakproducten in de onmiddellijke omgeving van de omhooggekomen slenken werden afgezet.

In de loop van het Oligoceen begonnen de slenken opnieuw te dalen. De totale dikte van de jong-Tertiaire en Kwartaire afzettingen bedraagt op sommige plaatsen meer dan 1000 m, terwijl deze in de randgebieden (Peel-Jackerather Horst, Kempens Bekken en Synclinorium van Liège) hooguit enkele honderden meters is.

Relevante literatuur: Patijn & Kimpe (1961), M. & R. Teichmüller (1971), Kimpe *et al.* (1978), Bless *et al.* (1980a, 1980b), Ziegler (1982), Wienecke (1983), Wrede (1985), Van Wijhe (1987), Redecke (1992), Bless & Fernández Narvaiza (1994).

3. ONTWIKKELING VAN HET LANDSCHAP IN DE EUREGIO

3.1. CAMBRIUM - VROEG-ORDOVICIUM

Tijdens het Cambrium en vroeg-Ordovicium maakte de Euregio deel uit van het continent Gondwana (Fig. 2). Gondwana omvatte toen de huidige continenten Zuid-Amerika, Afrika, Australië en Antarctica, alsmede grote stukken van Azië (met uitzondering van Kazachstan en Siberië) en Europa (met uitzondering van Scandinavië en Rusland), en enkele fragmenten van Noord-Amerika (waaronder Florida). Aanvankelijk lag de Euregio langs de zuidelijke rand van dit megacontinent, dat zich aan het begin van het Cambrium zuidwaarts verplaatste in de richting van de Zuidpool. Toen Gondwana eenmaal over de Zuidpool gleden, vormde de Euregio een onderdeel van de noordoostelijke rand van dit continent.

Tijdens de passage van Gondwana over de Zuidpool kwam het met een zekere regelmaat tot de vorming van een ijskap. Zulke ijstijden kennen we van de overgang van het Cambrium naar het Ordovicium, het vroeg-Ordovicium, de overgang van het Ordovicium naar het Siluur, het laat-Devoon, het midden-Carboon, de overgang van het Carboon naar het Perm en het einde van het Perm. Deze ijstijden en de daarmee gepaard gaande zeespiegel-dalingen veroorzaakten niet alleen grote veranderingen in de flora en fauna, maar ook in de verdeling van land en zee.

In het Cambrium werd de Euregio vrijwel helemaal overspoeld door de zee. De aanvankelijk ondiepe zee (Fig. 4) werd in de loop van het Cambrium steeds dieper. Maar tegen het einde van het Cambrium begon de zeespiegel weer te dalen. Deze zeespiegeldaling bereikte halverwege het vroeg-Ordovicium een kortstondig hoogtepunt tijdens de ijstijd op de overgang van het Tremadocien naar het Arenigien. De Euregio viel toen even helemaal droog. Kort erna drong de zee hier opnieuw binnen. Het zuidoosten van de Euregio liep het eerst onder water (Fig. 5), waarna ook het noorden weer blank kwam te staan.

De beperkte, soortenarme flora en fauna uit deze periode hangt mogelijk samen met de geografische positie van de Euregio (tussen de 70° en 65° Z. Br.), waardoor het klimaat hier gematigd-koel tot mogelijk zelfs polair zal zijn geweest.

Relevante literatuur: Mortelmans (1955), Walter (1980), Moody (1981), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Van Hoegen *et al.* (1985), Stanley (1989), Bergström (1990), Berry & Wilde (1990), Burrett *et al.* (1990), Cocks & Fortey (1990),

Scotese & Barrett (1990), Scotese & McKerrow (1990), André (1991), Herbosch *et al.* (1991), Pharaoh *et al.* (1991), Servais (1991), Verniers & Van Grootel (1991) en Vanguetaine (1992).

3.2. LAAT-ORDOVICIUM - SILUUR

Tegen het einde van het vroeg-Ordovicium scheurde een kleine continentale plaat los van Gondwana om zelfstandig zijn weg naar het noordoosten te vervolgen. Dit microcontinent zou op zijn beurt in twee stukken uiteenvallen: Avalonia in het westen en Brabantia in het oosten. Avalonia omvatte het oostelijk deel van Newfoundland en het zuidelijke stuk van Nova Scotia. De Euregio lag in het zuidoosten van Brabantia, waartoe ook Zuid-Ierland, Zuid-Engeland en Noord-Duitsland behoorden.

Op zijn tocht naar het noorden nam Brabantia in omvang toe, omdat het allerlei kleine continentale en oceanische platen («terranes») «opslokte», die zich tussen dit microcontinent en het ten noorden ervan gelegen Baltica (bestaande uit Scandinavië en het Europese deel van Rusland) bevonden. Dit accretieproces leidde ook tot de Ardenner of Vroeg-Caledonische bodembewegingen, waarbij het zuidoostelijke deel van de Euregio langzaam werd opgeheven sinds het laat-Ordovicium (Fig. 6). Deze bewegingen bereikten hun hoogtepunt aan het begin van het laat-Siluur. Op sommige plaatsen moet de ondergrond van het Massief van Stavelot (Fig. 3) daardoor in totaal zo'n 800 tot 1100 m omhoog zijn gekomen (Fig. 7). Dat kunnen we afleiden uit de dikte van de sedimenten uit het vroeg-Ordovicium (Tremadocien), die hier nog voor het einde van het Siluur door erosie verdwenen.

Als gevolg van deze botsingen ontstonden er vulkanische eilandbogen tussen Wales en de Euregio. Die vulkanen kwamen niet allemaal tegelijk tot uitbarsting. De oudste vulkanen in Engeland dateren mogelijk al uit het midden-Ordovicium. In het westelijk deel van België begon de vulkanische activiteit in het laat-Ordovicium (Caradocien) en in de Euregio pas in het vroeg-Siluur (Llandoveryen; Fig. 7-9).

Planten en dieren moeten in de loop van het Siluur begonnen zijn met de verovering van het land. Het ligt voor de hand om aan te nemen, dat dit proces zich ook in de Euregio in eerste instantie beperkte tot de omgeving van lagunes en de getijdezone.

Relevante literatuur: Walter (1980), Moody (1981), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Windley (1986), Bergström (1990), Berry & Wilde (1990), Cocks & Fortey (1990), Scotese & McKerrow

(1990), Torsvik *et al.* (1990), André (1991), Herbosch *et al.* (1991), Pharaoh *et al.* (1991), Poty (1991), Servais (1991), Vanguetstaine (1992), Franke (1994), Krauss (1994) en Katzung *et al.* (1995).

3.3. DEVOON

Tegen het einde van het Siluur ontstond het nieuwe continent Laurussia door het samenvoegen van de continentale platen van Laurentia (Noord-Amerika inclusief Groenland), Baltica (Scandinavië en het Europese deel van Rusland), Svalbard (Spitsbergen en Franz-Josef-Land), Avalonia en Brabantia. Dit samenvoegen zou, wat Avalonia betreft, pas laat in het Devoon voltooid worden. De Iapetus Oceaan tussen Laurentia en Baltica en de Tornquist Oceaan tussen Baltica en Brabantia maakten plaats voor het enkele duizenden kilometers lange Caledonisch Gebergte, dat de door de botsing ontstane kreukzone markeerde.

Ook in het zuidelijk deel van het voormalige Brabantia vormden zich kleine uitlopers van dit gebergte, waaronder de Hoeseltse Bergen in de Euregio. De opwelling van dit laatste gebergte geschiedde in twee fasen: de Caledonische bewegingen op het einde van het Siluur en de Bollandse bewegingen aan het einde van het vroeg-Devoon (midden-Emsien). De oorzaak van deze opwelling moeten we wellicht zoeken in opstijgend (intrusief) magma. De totale opwelling en erosie van de hier afgezette vroeg-Paleozoïsche (Cambro-Siluur) afzettingen bedroegen ongeveer 4000 m (Fig. 10).

Aan het begin van het Devoon staken de toppen van de Hoeseltse Bergen zo'n 2000 tot 3500 m boven de omgeving uit. Het overwegend warme, semi-aride klimaat en het ontbreken van een beschermende vegetatie zorgden vervolgens voor een zeer snelle afbraak, waarbij periodiek watervoevende rivieren («wadi's» en «flash floods») en modderstromen («bajada's») zand, grind en klei naar de laaggelegen kuststreek en de zee afvoerden (Fig. 11-12).

Tijdens de Bollandse bewegingen werden de Hoeseltse Bergen nogmaals zo'n 500 tot 2000 m opgeheven in het Emsien. Daardoor tastte de erosie aan het begin van het midden-Devoon ook de Revinien-kwartsieten uit het laat-Cambrium aan, zoals blijkt uit de samenstelling van het Vicht-Conglomeraat (Fig. 10). Overigens leverde de snelle afbraak van de Hoeseltse Bergen slechts een bescheiden bijdrage aan de totale hoeveelheid sediment, die zich tijdens het vroeg- en midden-Devoon ophoopte in het gebied ten zuidoosten van de Euregio (Eifel en Westerwald; Fig. 10). Het gros van het verweringspuin moet dan ook afkomstig zijn

geweest van de veel verder naar het noordwesten gelegen Caledoniden.

Als gevolg van de opheffing van het Massief van Brabant en de opwelling van de Hoeseltse Bergen gleden de vroeg-Paleozoïsche gesteenten ten zuiden en zuidoosten hiervan langzaam naar het zuiden in de vorm van tientallen kilometers brede en soms duizenden meters dikke «schilfers». Dat wegglijden gebeurde in een bepaalde volgorde, waarbij de zuidelijke schilfers het eerst wegzakten en de noordelijke het laatst. Daardoor werd het zuidoosten van de Euregio eerder door de zee overstroomd dan het noorden (Fig. 11, 13 en 14). De toevloed van enorme hoeveelheden erosiemateriaal compenseerde aanvankelijk het wegzakken van de ondergrond in het gebied tussen Liège, Aachen en Botrange. Daar handhaafde zich tot halverwege het midden-Devoon een fluviaal regime met uitgestrekte kustmoerassen, zonder dat het daarbij tot veenvorming kwam (Fig. 13). Dit bleek voor talloze planten en dieren een ideale springplank te vormen om het land en het zoete water te veroveren.

De snelle erosie en de wereldwijde stijging van het zeeniveau zorgden voor een drastische verlaging van het relatieve reliëf in de tweede helft van het midden-Devoon (Givetien). De aanvoer van afbraakprodukten uit het noorden en de daarmee gepaard gaande afzetting van zand, grind en klei kwamen vrijwel tot stilstand. Deze siliciklastische sedimenten maakten toen regelmatig plaats voor kalkafzettingen, waarin de resten van allerlei rifvormende organismen - zoals koralen, stromatoporen, kalkalgen, stekelhuidigen en een grote verscheidenheid aan schelpdieren - vaak een grote rol speelden. Deze zeespiegelstijgingen bereikten hun hoogtepunt in het Frasnien, toen vrijwel de gehele Euregio overspoeld was door de zee (Fig. 14).

In de tweede helft van het laat-Devoon (Famennien) daalde de zeespiegel weer als gevolg van de vorming van een nieuwe ijskap op Gondwana. Dit resulteerde in een versterking van het relatieve reliëf, waardoor de erosie in het noorden weer op gang kwam. Dat uitte zich in de afzetting van dikke zand- en kleilagen in de Euregio. De verlaging van het zeeniveau ging gepaard met een gestadige uitbreiding van het landoppervlak en het ontstaan van nieuwe leefmilieus, die een snelle evolutie van op het land levende planten en dieren bevorderden. In deze omgeving ontwikkelden zich onder andere de eerste zaaddragende planten.

In de Euregio zorgde deze zeespiegeldaling voor een geleidelijk verschuiven van de kustlijn in zuidoostelijke richting, waardoor de hier aanwezige zeestraat (Eifeler Meeresstrasse; Fig. 15) steeds

smaller werd. Dankzij de kuststroming ontstond er parallel aan de kust een reeks zandplaten en eilanden, waarachter zich grote strandmeren vormden. Die zorgden voor een natuurlijke sortering van het door de periodiek watervoerende rivieren («flash floods») aangevoerde sediment. Tijdens aanhoudende droogte zakte de waterspiegel in deze strandmeren, waardoor er kleine plassen met een bijzonder hoog zoutgehalte achterbleven. Een deel van de hierin aanwezige zouten sloeg uiteindelijk neer in de vorm van dolomiet, anhydriet en gips.

In de omgeving van Visé zorgden minimale bodembewegingen voor een opwelling van de daar tijdens het Givetien en Frasnien afgezette kalklagen. Het periodiek in de door de opwelling ontstane spleten binnendringende regenwater zorgde al spoedig voor het ontstaan van grotten en dolines in deze ruim 100 m hoge rotsmassa.

Relevante literatuur: Ancion (1960), Struve (1963), Tsien (1971), Allen (1979), Bless *et al.* (1980a), Kasig (1980a), Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Bless *et al.* (1981), Poty (1982), Struve (1982), Schweitzer (1983), Reijers (1984), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Cnudde *et al.* (1986), Thorez & Dreesen (1986), Dejonghe & Mamet (1988), Michot (1988), Bless *et al.* (1989), Steemans (1989), Ziegler (1989), Scotese & McKerrow (1990), Torsvik *et al.* (1990), Witzke (1990), Young (1990), Bultynck *et al.* (1991), Paproth (1991), Poty (1991), Gerrienne (1994) en Schmidt (1994).

3.4. CARBOON

De eerste fase van de geboorte van Pangea dateert uit het laat-Devoon. Laurussia en Gondwana waren toen zo dicht bij elkaar gekomen, dat de hiertussen gelegen Iberisch-Franse plaat in de verdrukking kwam. Tijdens de Bretonse bewegingen vormde zich daar de kern van het Hercynisch of Varistisch Gebergte, dat in de loop van het Carboon zijn stempel zou drukken op de landschapsveranderingen in de Euregio. In het laat-Devoon en vroeg-Carboon beperkte de invloed van deze gebergtevorming zich tot enkele (kleine) verticale bodembewegingen langs oude breukvlakken.

Het smelten van de ijskap op Gondwana zorgde voor een hernieuwde stijging van het zeeniveau in de loop van het vroeg-Carboon, waardoor een groot deel van de Euregio weer onder de zeespiegel verdween. Alleen de hoogste toppen van het sinds het laat-Devoon niet wezenlijk veranderde reliëf bleven ook nu boven water (Fig. 16). Evenals in het Givetien en Frasnien maakte de siliciklastische sedimentatie plaats voor kalkafzettingen, omdat de Euregio

nog steeds beheerst werd door een warm, semi-aride klimaat.

De tegen het einde van het vroeg-Carboon (Viséen) afgezette klei met radiolariën in het uiterste zuidoosten van de Euregio vormde een voorbode van de noordwaartse uitbreiding van het door de Hercynische gebergtevorming getroffen gebied. Aan het begin van het laat-Carboon (vroeg-Namurien) werden diezelfde radiolrietgesteenten door de Sudetische bodembewegingen opgeheven (Eifeler Hochfläche; Fig. 17), afgebroken, via modderstromen naar het noorden afgevoerd en onder andere in de omgeving van Aachen opnieuw afgezet als rolstenen in de Burgholzer Sandstein en het Gedauer Konglomerat.

Door de bodemdaling ontstond er ten noorden van de Eifeler Hochfläche een zich snel noordwaarts uitbreidende delta met uitgestrekte kustmoerassen, die regelmatig overstromd werden door de zee (Fig. 18). Dit leidde al spoedig tot een verlanding van de Golfe de Dinant en de Aachener Bucht en vervolgens van de Hasseltse Baai. Uiteindelijk bedekten de afbraakprodukten van de Hercyniden niet alleen het Ile du Brabant maar het hele gebied tussen Ierland en Polen.

Omdat de Euregio in het laat-Carboon over de equator schoof, heerste er hier een warm-vochtig, tropisch klimaat. Dat bevorderde de groei van het regenwoud en het ontstaan van dikke veenlagen. Dit regenwoud, dat periodiek de Euregio bedekte (Fig. 19), werd gedomineerd door talloze soorten Varens, Zaadvarens, Paardestaarten, Wolfsklauwen en Cordaitales (de voorlopers van de Naaldbomen). Samen met de talloze poelen en waterlopen vormde deze vegetatie het ideale leefmilieu voor een rijkgeschakeerde fauna van geleedpotigen, vissen, schelpdieren, amfibieën en primitieve reptielen.

De snelle veenvorming werd regelmatig onderbroken door het verdrinken van de vegetatie als gevolg van de voortdurende bodemdaling, de inklink van de sedimenten en cyclische veranderingen van het zeeniveau, die in verband gebracht worden met een reeks ijstijden op Gondwana. Dit proces resulteerde in een op sommige plaatsen meer dan 5000 m dik sedimentpakket met een vaak ritmische afwisseling van zandstenen, schalies en tot steenkool ingekoolde veenlagen.

Relevante literatuur: Ancion (1960), Van Leckwijck (1964), Bless (1973), Bless & Streel (1976), Bless *et al.* (1980a, 1980c), Kasig (1980b), Van Steenwinkel (1980), Bisschoff & Ritzerfeld (1981), Bless *et al.* (1981), Peters (1981), Fichter (1982), Poty (1982), Ziegler (1982), Bless *et al.* (1984), Boyd

(1984), Richter (1985), Thorez & Dreesen (1986), Smolderen (1987), Bless *et al.* (1989), Van de Laar & Fermont (1989), Ziegler (1989), Scotese & McKerrow (1990), Torsvik *et al.* (1990), Witzke (1990), Poty (1991), Dreesen (1993), Heckel (1994), Dreesen *et al.* (1995) en Paproth *et al.* (1996).

3.5. PERM - VROEG-JURA

De definitieve samenvoeging van Laurussia en Gondwana vond plaats tijdens de Asturische bewegingen halverwege het laat-Carboon en de Saalische bewegingen aan het begin van het Perm. Een ruim 8000 km lange gebergteketen markeerde de tijdens de botsing tussen Gondwana en Laurussia ontstane kreekzone. Ze omvatte de Ouachita Mountains in het zuidoosten van de Verenigde Staten, de Mauretaniden in Noordwest-Afrika en de Hercyniden in Zuid- en Midden-Europa. Het nieuwgeboren megacontinent Pangea bestond echter niet alleen uit het voormalige Gondwana en Laurussia. Ook Siberië en Kazachstan kwamen met Laurussia in botsing, hetgeen de aanleiding vormde voor het ontstaan van de Oeral.

In de Euregio zorgden de Asturische bodembewegingen voor een omkering van het mechanisme, waardoor de vroeg-Paleozoïsche gesteenten ten zuiden en zuidoosten van het Massief van Brabant en de Hoeseltse Bergen naar het zuiden waren gegleden in de loop van het Devoon. Door de bodemstijging in het zuiden en de daling van de ondergrond in het noorden gleden deze soms tientallen kilometers brede en enkele duizenden meters dikke gesteenteschilfers samen met de daarop afgezette sedimenten uit het Devoon en Carboon terug naar het noorden, waar de gesteenten ten noorden van de lijn Liège-Aachen (Faille du Midi en Aachener Ueberschiebung) als stootblok fungeerden. Dit proces resulteerde in de complexe plooiings- en overschuivingsstructuren van de verschillende synclinoria en anticlinoria, die we in de Euregio onderscheiden (Fig. 3 en 20).

Datzelfde proces veroorzaakte een aardverschuiving van ongekende afmetingen, waarbij het grootste deel van de een paar duizend meter dikke Devoon- en Carboonafzettingen op het Massief van Stavelot door zijn eigen gewicht naar het noorden gleden, waar het als het Massief van de Vesder bleef liggen op de gesteenten van het Synclinorium van Verviers (Fig. 20). Als gevolg van de erosie verdween het door al deze bewegingen gevormde reliëf in de loop van het Perm. Periodiek watervoerende rivieren («wadi's» en «flash floods») en modderstromen («bajada's») transporteerden het erosiepuin naar het noorden tijdens de spaarzame momenten van overvloedige regenval.

Het warm-droge woestijnklimaat zorgde voor een selectieve erosie van de hier toen vrijwel overal dagzomende gesteenten uit het laat-Carboon. Vooral in het vroeg-Perm (Rotliegend) domineerden spectaculaire rotspartijen het landschap (Fig. 21-22), dat waarschijnlijk vergelijkbaar was met de huidige woestijnen van Utah, California en Arizona in het westen van de Verenigde Staten. De veelal subhorizontaal liggende gesteenten ten noorden van de lijn Aachen-Liège werden gereduceerd tot tafelbergen («mesa's») en getuigebergen («buttes») met vrijwel verticale wanden en afgevlakte toppen. De «cuesta's» ten zuiden van deze lijn hadden hun ontstaan te danken aan de met name langs de noordflank van de synclinoria naar het zuiden hellende gesteenten, die de vlakke helling van deze asymmetrische heuvels bepaalden (Fig. 22).

De spaarzame vegetatie, die in de schaduw van deze rotsen groeide, werd wellicht gedomineerd door de Cordaitales met hun karakteristieke lancetvormige bladeren, de uit de Cordaitales voortgekomen Naaldbomen (Coniferen) en allerlei Varens. Misschien was dit ook een gunstige biotoop voor Pelycosauriërs, zoals *Edaphosaurus* en *Dimetrodon*, die dankzij de opvallende zeilkam op hun rug in staat waren om hun lichaamstemperatuur te reguleren in dit warm-droge milieu.

In het laat-Perm (Zechstein) kwamen er alleen nog rotsmassa's voor in het centrale deel van de Euregio rond de lijn Aachen-Liège (Fig. 23). Het vlakke noorden werd zelfs een keer overstromd door de Permzee. De plantengroei in de wellicht iets vochtigere Kempense Kustvlakte zal net zoals in Schotland allerlei herbivore reptielen hebben aange trokken, waaronder de zoogdierachtige Dicynodonten. Ook in het zuidoosten had de erosie het landschap afgevlakt, zodat de uit het zuiden afkomstige modderstromen van de Eifeler Bajadas hier tot stilstand kwamen. Het Conglomérat de Malmédy (ten zuiden van Botrange) vormt hier een overblijfsel van.

De bodemdalingen in het noorden en oosten aan het begin van het Trias (Buntsandstein) versterkten het relatieve reliëf van de Euregio. Door de hernieuwde selectieve erosie werden de grote geologische structuren ongetwijfeld weer zichtbaar. Net zoals in het Perm zorgde een complex netwerk van intermitterende modderstromen voor de afvoer van erosiepuin naar het noorden (Fig. 24). Een deel van deze afbraakprodukten was van regionale herkomst. Maar met name in het Trierer Tal hoopten zich ook sedimenten op, die uit verder naar het zuiden gelegen gebieden (Odenwald, Noordoost-Frankrijk) afkomstig waren.

In de loop van het midden- en laat-Trias en in het vroeg-Jura (Lias) overstroomde de zee herhaaldelijk de in het vroeg-Trias ontstane dalingsgebieden van de Euregio. Alleen het in het zuidwesten gelegen Plateau de Huy bleef buiten het bereik van deze zeespiegelstijgingen (Fig. 25). In het vroeg-Jura vormde de toen door een warmvochtig, subtropisch klimaat beheerste Euregio met haar ondiepe kustwateren een ideaal leefmilieu voor allerlei in en langs het water levende reptielen, waaronder Ichtyosauriërs, Krokodillen en Plesiosauriërs.

Relevante literatuur: Patijn & Kimpe (1961), Hergreen & De Boer (1974), Pearson (1978), M. & R. Teichmüller (1979), Ziegler (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Wienecke (1983), Windley (1984), Benton & Walker (1985), Richter (1985), Frakes (1986), Dúsar et al. (1987), Muchez et al. (1987), Smolderen (1987), Bless & Bouckaert (1988), Demyttenaere (1988), Michot (1988), Bless et al. (1989), Ziegler (1989), Scotese & McKerrow (1990), Torsvik et al. (1990), Witzke (1990), Bless et al. (1991a), Ribbert (1992), Godefroit (1994), Roche (1994), Smith et al. (1994) en Bless & Fernández Narvaiza (1996).

3.6. MIDDEN-JURA - VROEG-KRIJT

De opsplitsing van Pangea in een zuidelijk (Gondwana) en een noordelijk continent (Laurasia) tijdens het midden-Jura (Dogger) leidde tot de vorming van het centrale deel van de Atlantische Oceaan. De hiermee samenhangende Mid-Kimmerische bewegingen aan het begin van het midden-Jura uitten zich onder andere in de opwelling van het gebied langs de zuidflank van het Massief van Brabant (Fig. 26). Door deze opwelling steeg de bodem ten zuiden van Brussel ongeveer 1000 tot 1500 m. In het centrale deel van de Euregio (het gebied tussen Aachen, Maastricht en Liège) bedroeg de stijging 500 tot 750 m, en in het uiterste zuidoosten (zuidelijk deel van de Mechernicher Felsen) hooguit 100 m. Als een gevolg van deze opheffing trok de zee zich helemaal terug uit de Euregio.

De Mid-Kimmerische opwelling ging gepaard met het ontstaan van open spleten, waarin hydrothermale ertsoplossingen omhoog stegen. Op een diepte van 1000 tot 1500 m sloegen hieruit loodzink-ertsen neer. Die diepte was in de omgeving van Maastricht, Aachen en Liège ongeveer gelijk aan de totale Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische opheffing en de daarop volgende erosie tijdens het midden- en laat-Jura en vroeg-Krijt. Daarom liggen veel van deze ertslichamen tegenwoordig vlak onder de oppervlakte.

Het semi-aride klimaat bevorderde de selectieve erosie van de gesteenten in het midden- en laat-Jura, net zoals dit in het Perm en vroeg-Trias het geval was. De Paleozoïsche structuren kwamen opnieuw tevoorschijn in de morfologie van het landschap met zijn mesa's, buttes en cuesta's (Fig. 27). Ook de in het vroeg-Trias ontstane dalingsgebieden in het noorden en oosten waren herkenbaar. Hier tastte de erosie in eerste instantie de gesteenten uit het Lias en Trias aan. In de regentijd vervoerden modderstromen («bajada's») en intermitterende waterlopen («wadis» en «flash floods») de afbraakprodukten naar het noorden, oosten en zuiden, waarbij de waterscheiding ongeveer op de lijn Aachen-Liège lag.

De Laat-Kimmerische bewegingen aan het begin van het vroeg-Krijt (Valanginien) vormden de voorbode van de opsplitsing van Laurasia in Noord-Amerika en Eurazië, die zich aan het begin van het Tertiair zou voltrekken. Dit leidde tot een hernieuwde opwelling langs de zuidflank van het Massief van Brabant, waarbij de bodemstijging vergelijkbaar was met die aan het begin van het midden-Jura.

De hierop volgende erosie accentueerde aanvankelijk nogmaals de Paleozoïsche structuren en de uit het Trias stammende dalingsgebieden (Fig. 28). Nog éénmaal modelleerde de erosie mesa's, buttes (Fig. 29) en cuesta's uit de omhooggeheven Paleozoïsche gesteenten. Evenals in het midden- en laat-Jura vervoerden modderstromen en rivieren het afbraakmateriaal naar het noorden, oosten en zuiden. Tegen het einde van het vroeg-Krijt was de Euregio veranderd in een enorme schiervlakte met slechts enkele her en der verspreide restbergen of monadnocks.

Dankzij het afwisselend gematigd-koele en warmvochtige (mediterrane) klimaat bedekte een weelderige vegetatie van Varens, Paardestaarten en Naaldbomen de rivierdalen en valleien in het begin van het vroeg-Krijt (Valanginien). Dit vormde het ideale leefmilieu voor kleine kudden Iguanodonten, Krokodillen, Zoetwaterschildpadden, de carnivore *Megalosaurus* en de vliegende Pterosauriërs, waarvan de resten in de Wealden-afzettingen van België en Zuid-Engeland zijn teruggevonden.

Relevante literatuur: Casier (1960), M. & R. Teichmüller (1971), Kimpe *et al.* (1978), Ziegler (1982), Dejonghe & Jans (1983), Wienecke (1983), Kemper (1987), Van Wijhe (1987), Van den Haute & Vercoutere (1990), Redecke (1992), Smith *et al.* (1994) en Bless & Fernández Narvaiza (1996).

3.7. LAAT-KRIJT - VROEG-TERTIAIR

De Sub-Hercynische bewegingen halverwege het laat-Krijt hingen samen met de botsing tussen Afrika en Europa, die in het Tertiair zou uitmonden in het ontstaan van de Alpen. In Noord-Europa gingen ze gepaard met een grootschalige omkering van de bodembewegingen («tektonische inversie»). De daling van de slenken kwam tot stilstand en werd soms zelfs omgebogen tot een opwaartse beweging. Ook de Roerdalslenk in het noordoosten van de Euregio kwam omhoog, terwijl de ondergrond aan weerszijden van deze voormalige slenk langzaam daalde (Fig. 30). Hierdoor kon de dankzij een reeks zeespiegelstijgingen opdringende Noordzee dit gebied een aantal keren overstroomden in de loop van het laat-Krijt en vroeg-Tertiair.

Als gevolg van de tektonische inversie veranderde het vroegere dalingsgebied van de Roerdalslenk en Erftslenk in een laag plateau (Roerland) met een bescheiden erosie (Fig. 3 en 31). Kreken, prielen en getijdegeulen zorgden voor de afvoer van zand en klei, die afkomstig waren van de hier dagzomende gesteenten uit het Lias, Trias en laat-Carboon. Aanvankelijk bezonken deze sedimenten in de onmiddellijke omgeving van het Roerland, waar de bodem kennelijk sneller daalde (Fig. 30-31). De fossielinhoud van de sedimenten toont aan, dat de opdringende Noordzee in eerste instantie alleen het noorden van de Euregio overstroomde, terwijl zich verder naar het zuiden een estuarium (Estuaire d'Hergenrath) vormde (Fig. 31). Pas in de tweede helft van het Santonien zou de zee verder naar het zuiden doordringen en de Mont de Botrange omspoelen.

Ondanks het warm-droge klimaat ontwikkelde zich met name in de kustmoerassen een rijk-geschakeerde vegetatie, waarin de Angiospermen met hun bloemen en bloesems een grote rol speelden. Ook tien tot twintig meter hoge Naaldbomen (waaronder verwanten van de huidige Sequoia of Mammoetboom) groeiden hier. Vooral tegen het einde van het Santonien stonden ze bloot aan bosbranden als gevolg van langdurige droogte en bliksemvlag. Wellicht vormde dit een geschikte biotoop voor de 15 tot 20 m lange Titanosauriërs, waarvan men resten gevonden heeft in de omgeving van Campagne-sur-Aude in Zuid-Frankrijk.

In de loop van het Campanien zou de zee met korte onderbrekingen een steeds groter deel van de Euregio overstroomden (Fig. 32-33). Door de hiermee gepaard gaande afname van het relatieve reliëf bezonk er alleen nog erosiemateriaal in de onmiddellijke omranding van de nog boven het water uitstekende stukken land (het snel kleiner wordende Roerland en Eifeler Flachland, het Puther Klif en de

achtereenvolgens in de Presqu'île de Botrange en Ile de Botrange veranderde Mont de Botrange).

De jaarlijks terugkerende algenbloei leidde regelmatig tot eutrofe omstandigheden, waarbij talloze mariene organismen vroegtijdig aan hun eind kwamen. Vooral in het laat-Campanien hoopte zich op de zeebodem fijn kalkslib op, dat hoofdzakelijk bestond uit de kalkskeletjes van miljarden micro-algen (Coccolieten).

Op de overgang van het Campanien naar het Maastrichtien zorgde een kortstondige glaciatie niet alleen voor een tijdelijke afkoeling van het klimaat, maar ook voor een grote zeespiegeldaling, waardoor de Noordzee zich kortstondig terugtrok naar het uiterste noordwesten van de Euregio. Zodra het klimaat weer warmer werd, drong de zee opnieuw op en overspoelde daarbij in eerste instantie dezelfde gebieden als in het Santonien (vergelijk Fig. 31 en 34).

Door het stijgende zeeniveau veranderde de omgeving van het Vijlener Diep en de Erkelenzer Bucht weldra in een uitgestrekt wadengebied, dat een ideale paaigrond voor Inktvissen en met name voor Belemnieten vormde. Na hun dood werden hun rostra door de getijdestromen meegesleurd naar de rand van het wad, waar ze bezonken in zogenaamde «belemnietenkerkhoven» of «belemnieten-slagvelden».

De opnieuw door korte onderbrekingen gekenmerkte zeespiegelstijging bereikte zijn hoogtepunt in de eerste helft van het laat-Maastrichtien, toen de gehele Euregio door de Noordzee overspoeld was (Fig. 35). In de tweede helft van het laat-Maastrichtien daalde het zeeniveau, waardoor het zuidoosten waarschijnlijk weer boven water kwam. Dankzij het warme klimaat vormde de ondiepe zee een ideale plek voor talloze immigranten uit het toen tropisch-warme Mediterrane gebied, waaronder Korallen, Rudisten, reusachtige Zeeschildpadden, Plesiosauriërs en verschillende soorten Mosasauriërs. De biogene kalksedimentatie zou - weliswaar met korte onderbrekingen - tot in het vroeg-Paleoceen (Dano-Montien) voortduren.

Halverwege het Paleoceen trok de zee zich terug naar het noordwestelijke deel van de Euregio als gevolg van een minimale kantelingbeweging van de ondergrond. Die kanteling werd veroorzaakt door de Laramische bewegingen, die tevens de inleiding vormden tot het ontstaan van het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan tussen Groenland en Noorwegen, waardoor Noord-Amerika en Eurazië definitief uit elkaar dreven.

In de hogere delen van de drooggevalen Plaine du Sud (Fig. 36) verdwenen de hier tijdens het laat-Krijt afgezette kalklagen als gevolg van erosie en uitloging door met humuszuren aangerijkt regenwater. Veel kalk werd in zee gespoeld. Op andere plaatsen loste de kalk op en bleef er een onoplosbaar residu achter van deels gebleekte leem en vuurstenen («terra rossa» of «vuursteeneluvium»).

De kustmoerassen en het verder landinwaarts gelegen Antweiler Moor herbergden allerlei voorlopers van de hedendaagse flora, zoals we die kennen van de valleien in de Himalaya, de berggebieden van Japan of de Mexicaanse hoogvlakte. Daaruit blijkt dat er hier tijdens het laat-Paleoceen (Landenien) een gematigd-warm klimaat moet hebben geheerst.

Relevante literatuur: De Saporta & Marion (1873, 1877), Roos (1965), Pissart (1975), Streel *et al.* (1977), Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1978), Liebau (1978), Albers (1981), Albers & Felder (1981), Ziegler (1982), Cepek *et al.* (1985), Richter (1985), Demoulin (1987), Kemper (1987), Van Wijhe (1987), Batten *et al.* (1988), Demoulin (1989), Felder & Bless (1989), Bless *et al.* (1990), Collinson (1990), Bless (1991a, 1991b), Bless *et al.* (1991a, 1991b, 1992), Doyle & McDonald (1993), Normand (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994), Felder & Bless (1994), Smith *et al.* (1994) en Streel *et al.* (1994).

3.8. LAAT-TERTIAIR - RECENT

De Pyreneïsche bewegingen op de overgang van het Eoceen naar het Oligoceen vormden een hoogtepunt in de Alpiene gebergtevorming in Zuid-Europa. In de Euregio veroorzaakten deze bewegingen wellicht een tijdelijke onderbreking van de kanteling van de ondergrond naar het noordwesten, waardoor de Noordzee nog eenmaal kortstondig een groot deel van dit gebied kon overstromen (Fig. 37). Alleen het Eifeler Flachland bleef buiten het bereik van de zee.

De hier in de kuststrook afgezette sedimenten waren vermoedelijk uit de Vogezen afkomstig. Dat betekent, dat er in die tijd al een primitief afwateringssysteem bestond van mogelijk breed naar het noorden uitwaaiende, oppervlakkige stromen. Deze Pré-Meuse zou zich echter pas in de loop van het midden- of laat-Oligoceen differentiëren in de dalen van de Moezel, de Saalien en de Franse Meuse. In het midden-Pleistoceen (Saalien) zou de Moezel op haar beurt de Franse Meuse door aantapping beroven van haar in de Vogezen gelegen bronnengebied.

In het midden-Oligoceen begon de ondergrond van de slenken in het noordoosten van de Euregio weer te dalen. Hier ontwikkelde zich een uitgestrekt moerasgebied (Morken-Moor) langs een zuidoostelijke uitloper van de Noordzee. De bodemdaling en het gematigd-vochtige tot warm-vochtige klimaat bevorderden een snelle veenvorming, die tot laat in het Mioceen voortduurde (Fig. 38). Het Morken-Moor werd onder andere doorsneden door de meanderende Prä-Rhein, een voorloper van de latere Rijn. De vegetatie in de moerasbossen werd gedomineerd door dicht op elkaar groeiende Mammoetbomen (verwanten van de huidige *Sequoia* en *Metasequoia*) of door Moerascypresen (*Taxodium*) en Parasolbomen (*Sciadopitys*). Langs waterlopen en plassen ontwikkelden zich rietkragen.

Dankzij een minimale kantelbeweging van de ondergrond naar het noordwesten steeg de bodem in het zuiden, waar het Plateau ardennais en mogelijk ook de plateaus van de Condroz en Herve gestalte kregen. Door deze opheffing kwam ook de afwatering in dat gebied op gang, hetgeen de aanzet gaf tot de vorming van de huidige waterlopen. Vanwege de beperkte bodemstijging werden er echter nog geen rivierdalen uitgesneden. De voorloper van de Maas, de Oer-Maas, stamt eveneens uit het midden-Mioceen. Het stroomgebied van deze Oer-Maas beperkte zich aanvankelijk tot België. Pas tegen het einde van het Mioceen werd de Franse Meuse door de Oer-Maas aangetapt. Ook de Geer of Jeker ontstond in het Mioceen. Een zijtak van dit riviertje heeft er mogelijk voor gezorgd dat de Maas uiteindelijk door aantapping gedwongen werd om vanaf Liège naar het noorden te stromen.

De Grassen of Gramineëën behoorden tot de meest opvallende nieuwkomers in de plantenwereld. Wellicht waren de plateaus in de Euregio tijdens het Mioceen gedeeltelijk bedekt door golvende prairies en heidevelden.

Dankzij de sedert het Pliocene versneld doorgezette opheffing van de bodem in het zuiden en zuidoosten veranderde dit gebied in een door diepe rivierdalen doorsneden plateaulandschap. Tegen het einde van het midden-Pleistoceen waren de waterlopen en het reliëf in grote lijnen vergelijkbaar met de hedendaagse situatie (Fig. 39). Op de plaats waar de Jeker sinds het vroeg-Pleistoceen in de Maas stroomde had zich een ondiepe, vlechtende rivier gevormd met snel wisselende geulen en zandbanken.

Op de overgang van het Holsteinien naar het Saalien maakte het koude klimaat tijdelijk plaats voor een gematigd tot warm-vochtig interglaciaal klimaat. Daardoor veranderde de omgeving van Maastricht

- FELDER, W.M. & BOSCH, P.W., 1989. Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving, Afzettingen van de Maas, 1:50.000, ISBN 90-12-05673-X, Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- FICHTER, J., 1982. Tetrapodenfahrten aus dem Oberkarbon (Westfalium A und C) West- und Südwestdeutschlands. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 11: 33-77.
- FINNEY, S.C. & CHEN XU, 1990. The relationship of Ordovician graptolite provincialism to palaeogeography. In: McKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 123-128.
- FRAKES, L.A., 1986. Mesozoic-Cenozoic climatic history and causes of the glaciation. In: Hsü, K.J. (ed.), Mesozoic and Cenozoic Oceans, *Geodynamic Series*, 15, ISBN 0-87590-515-3: 33-48.
- FRANKE, D., 1994. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwestern margin. *Z. geol. Wiss.*, 22: 67-80.
- FRIEDRICH, G., BLESS, M.J.M., VOGTMANN, J. & WIECHOWSKI, A., 1987. Lead-zinc mineralization in Dinantian rocks of boreholes Thermae 2000 and Thermae 2002 (Valkenburg a/d Geul, the Netherlands). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110: 59-75.
- GERRIENNE, Ph., 1994. Inventaire des végétaux éodévoniens de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 116: 105-117.
- GLIESE, J. & HAGER, H., 1978. On brown coal resources in the Lower Rhine Enbayment (West Germany). *Geol. Mijnbouw*, 57: 517-525.
- GODEFROIT, P., 1994. Les reptiles marins du Toarcien (Jurassique inférieur) belgo-luxembourgeois. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 39: 98 p.
- HAGER, H., 1981. Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29: 529-563.
- HANCE, L., STEEMANS, P., GOEMAERE, E., SOMERS, Y., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M. & VERNIERS, J., 1991. Nouvelles données sur la bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 253-264.
- HECKEL, P.H., 1994. Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothem in North America and consideration of possible tectonic effects. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 4: 65-87, ISBN 1-56576-017-4.
- HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., DEGARDIN, J.M., DEJONGHE, L., FAGEL, N. & SERVAIS, T., 1991. Etude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 195-212.
- HERNGREEN, G.F.W. & DE BOER, K.F., 1974. Palynology of Rhaetian, Liassic and Dogger strata in the eastern Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 53: 343-368.
- HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995. The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif - a balanced geological cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1995 (2): 92-104.
- JUVIGNE, E. & RENARD, F., 1992 Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 167-186.
- KASIG, W., 1980a. Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F. R. G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 26-29.
- KASIG, W., 1980b. Dinantian carbonates in the Aachen area, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 44-52.
- KATZUNG, G., GIESE, U., MALETZ, J., SERVAIS, Th. & VAN GROOTEL, G., 1995. The eastern end of Avalonia: continuation into northern central Europe. in: Cooper, J.D., Droser, M.L. & Finney, S.C. (eds.), Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System, Las Vegas, June 1995, Pacific section Society for Sedimentary Geology (SEPM): 233-236.
- KEMPER, E., 1987. Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jb.*, A96: 5-185.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., MEESEN, J.P.M.Th., POTY, E., STREEL, M., THOREZ, J. & VANGUESTAINE, M., 1978. Paleozoic deposits east of the Brabant Massif in Belgium and the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 30: 38-101.
- KRAUSS, M., 1994. The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution. *Z. geol. Wiss.*, 22: 19-32.
- KUYL, O.S., 1980. Blad Heerlen. Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000: 206 p., Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Explic. Cartes Géol. Min. Belgique*, 9: 148 p.
- LIEBAU, A., 1978. Paläobathymetrische und paläoklimatische Veränderungen im Mikrofaunenbild der Maastrichter Tuffkreide. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 157: 233-237.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M.V. & DE MELO, J.H.G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 215-226.
- MEIJER, T., 1985. The Pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39: 75-103.
- MEYER, W., 1983. Geologischer Wanderführer: Eifel - eine Reiseführer für Naturfreunde. 111 p., ISBN 3-440-05165-X, Franckh, Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J., 1980. Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. *Z. dt. geol. Ges.*, 131: 725-751.
- MEYER, W., STOLTIDIS, I. & WINTER, J., 1977. Geologische Exkursion in den Raum Weyer - Schuld - Heyroth - Niederrehe - Uexheim - Ahütte. *Decheniana*, 130: 322-334.
- MICHOT, P., 1988. Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110: 101-188.
- MOODY, R., 1981. De prehistorische wereld. 319 p., ISBN 90-6113-117-0, ICOB, Alphen aan den Rijn.
- MORTELMANS, G., 1955. Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. *Bull. Soc. Géol. Paléont. Hydrol. Belgique*, 64: 179-216.
- MUCHEZ, Ph., VIAENE, W., WOLF, M. & BOUCKAERT, J., 1987. Sedimentology, coalification pattern and paleogeography of the Campine-Brabant Basin during the Visean. *Geol. Mijnbouw*, 66: 313-326.
- MUCHEZ, Ph., SLOBODNIK, M., VIAENE, W.A. & KEPPENS, E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sediment. Geol.*, 96: 191-200.
- NORMAND, S., 1993. Etude palynologique quantitative du Maastrichtien supérieur dans les carrières CBR à Halembaye et Enci à Maastricht. Thèse lic. sci. géol. min., Univ. Liège, 58 p.
- PAPROTH, E., 1991. Devonian palaeogeographic development in Germany and adjacent areas. *Berichte DGMK Deutsche Wiss. Ges. Erdöl, Erdgas Kohle, Forschungsber.* 468: 33-52.
- PAPROTH, E., DREESSEN, R. & THOREZ, J., 1986. Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109: 175-186.
- PAPROTH, E., DUSAR, M., VERKAEREN, P. & BLESS, M.J.M., 1996. Stratigraphy and cyclic nature of Lower Westphalian deposits in the boreholes KB174 and KB206 in the Belgian Campine. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 118 (in press).
- PATIJN, R.J.H. & KIMPE, W.F.M., 1961. De kaart van het Carbon-oppervlak, de profielen en de kaart van het dekterrein van het Zuid-Limburgs mijngebied en staatsmijn Beatrix met omgeving. *Meded. Geol. Sticht., Ser. C*, 44: 5-12.
- PEARSON, R., 1978. Climate and Evolution. 274 p., ISBN 0-12-548250-7, Academic Press London.

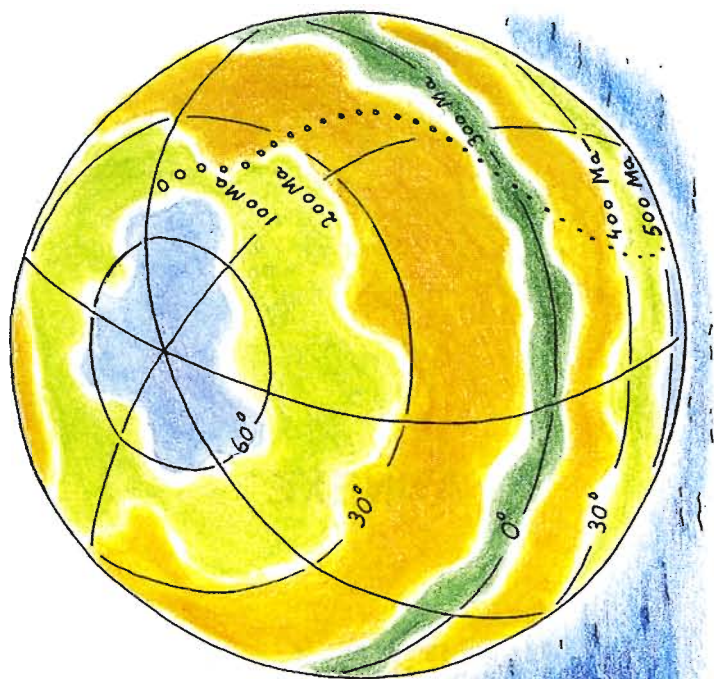
- PETERS, H., 1981. Strukturelle Flözunregelmäßigkeiten infolge sedimentärer Einlagerungen in Flöz E = Flöz Grosslangenberg im Feld der Grube Anna. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35: 271-281.
- PHARAOH, T.C., MERRIMAN, R.J., EVANS, J.A., BREWER, T.S., WEBB, P.C. & SMITH, N.P.J., 1991. Early Palaeozoic arc-related volcanism in the concealed Caledonides of southern Britain. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 63-91.
- PISSART, A., 1975. La Meuse en France et en Belgique; formation du bassin hydrographique; les terrasses et leurs enseignements. In: Macar, P. (ed.), L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Liège 1974: 105-131.
- POTY, E., 1982. The Devonian and Dinantian of the Visé area, NE Belgium. *Public. Natuurhist. Gen. Limburg*, 32: 40-43.
- POTY, E., 1991. Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 265-275.
- REDECKE, P., 1992. Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetallmineralisation in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. *Mitt. Mineral. Lagerstättenkunde RWTH Aachen*, 41: 152 p.
- REIJERS, T.J.A., 1984. Devonian carbonate facies patterns in the Dinant Synclinorium, Belgium. *Geol. Mijnbouw*, 63: 19-29.
- RIBBERT, K.H., 1992. Erläuterungen zu Blatt C5502 Aachen. Geol.Kt.Nordrhein-Westfalen 1:100.000, C5502: 84 p., ISBN 3-86029-378-8, Geol.Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- RICHTER, D., 1985. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Ardennen mit Vorland. 302 p., Sammlung Geologischer Führer, ISBN 3443-150446, Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, C., 1983. Belgique. 204 p., Guides Géologiques régionaux, ISBN 2-225-75394-6, Masson, Paris.
- ROCHE, M., 1994. Les spores remaniées du Carbonifère dans le Jurassique du Bassin de Paris pourraient provenir du Massif du Brabant. Thèse annexe Univ. Liège.
- ROOS, K.C., 1965. Enige bijzondere vondsten uit het Limburgse Krijt. Jaarboek 1965 Ned. Geol. Ver. Afd. Limburg: 37-41.
- SCHMIDT, H.J., 1994. Sedimentologie und Paläoökologie des Frasniums im Massif de la Vesdre - Belgien. *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge*, 5: 272 p., ISBN 3-86073-214-5.
- SCOTSESE, C.R. & BARRETT, S.F., 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. In: McKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 75-85.
- SCOTSESE, C.R. & MCKERROW, W.S., 1990. Revised World maps and introduction. In: McKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 1-21.
- SERVAIS, T., 1991. Discovery of turbiditic levels in the Late Ordovician of the Sennette Valley (Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 247-251.
- SMITH, A.G., SMITH, D.G. & FUNNELL, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. 99 p., ISBN 0-521-45155-8, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- SMOLDEREN, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmédy Conglomerate (Permian, Ardennes, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 96: 55-80.
- STANLEY, S.M., 1989. Uitsterven - rampen markeren elk nieuw begin. 226 p., ISBN 90-70157-82-9, Natuur en Techniek, Maastricht/Brussel.
- STEEMANS, Ph., 1989. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112: 103-119.
- STREEL, M., BICK, H., FAIRON-DEMANET, M., SCHUMACKER-LAMBRY, J. & VANGUESTAINE, M., 1977. Macro- et microfossiles végétaux dans le contexte litho- et biostratigraphique du Sémonien-Paléocène de la rive gauche de la Meuse au Nord de Liège, Belgique. 87 p., Université d'Etat à Liège, Dept. Paléobotanique.
- STREEL, M., FELDER, P.J. & BLESS, M.J.M., 1994. Late Cretaceous between Aachen and Maastricht in the centre of the Meuse-Rhine Euregio. 4th European Palaeobotanical and Palynological Conference, Heerlen/Kerkrade 1994, Excursion guide 2: 10 p.
- STRUVE, W., 1963. Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren - Funde, Deutungen, Probleme. *Natur und Museum*, 93: 237-276.
- STRUVE, W., 1982. The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. *Cour. Forsch. Instit. Senckenberg*, 55: 401-432.
- TEICHMUELLER, M. & TEICHMUELLER, R., 1971. Inkohlung. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 19: 69-72.
- TEICHMUELLER, M. & TEICHMUELLER, R., 1979. Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd-Zone der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 27: 323-355.
- THOMASSON, J.R. & VOORHIES, M.R., 1990. Grasslands and Grazers. In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (eds.), *Palaeobiology - a synthesis*, Blackwell Sci. Publ., ISBN 0-632-02525-5: 84-87.
- 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.
- TORSVIK, T.H., SMETHURST, M.A., BRIDEN, J.C. & STURT, B.A., 1990. A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. In: McKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 25-41.
- TSIEN, H.H., 1971. The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8: 119-173.
- VANDENBERGHE, J., MUCHER, H.J., ROEBROEKS, W. & GEMKE, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedere, southern Limburg, the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39: 7-18.
- VAN DEN HAUTE, P. & VERCOUTERE, C., 1990. Apatite fission-track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant Massif: preliminary results. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112: 443-452.
- 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: 1-18.
- VAN KOLFSCHOTEN, 1985. The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvedere (southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39: 45-74.
- VAN DER LAAR, J.G.M. & FERMONT, W.J.J., 1989. On-shore Carboniferous palynology of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 43: 36-73.
- VAN LECKWIJCK, W.P., 1964. Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes (Stratigraphie, Paléogéographie, Paléontologie, Sédimentologie, Puissances). *Acad. Roy. Belgique, Cl. Sci., Mém., coll. 4, 2me Série*, 16 (2): 3-58.
- VAN STAALDUINEN, C.J., VAN ADRICHEM BOOGAERT, H.A., BLESS, M.J.M., DOPPERT, J.W.C., HARSVELDT, H.M., VAN MONTFRANS, H.M., OELE, E., WERMUTH, R.A. & ZAGWIJN, W.H., 1979. The geology of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 31 (2): 9-49.

- VAN STEENWINKEL, M., 1980. Sedimentation and conodont stratigraphy of the Hastière Limestone, lowermost Dinantian, Anseremme, Belgium. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 30-33.
- VANTONGEREN, P.C.H., 1988. OPAC-Project. Jaarverslag 1987 Rijks Geol. Dienst, Min. Econ. Zaken: 60-61.
- VAN WIJHE, D.H., 1987. Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137: 171-219.
- VERNIERS, J. & VAN GROOTEL, G., 1991. Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 163-193.
- VON DER BRELIE, G. & WOLF, M., 1981. «Sequoia» und Sciadopitys in den Braunkohlenmooren der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29: 177-191.
- VON HOEGEN, J., LEMME, B., ZIELINSKI, J. & WALTER, R., 1985. Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif; a model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 217-235.
- VON WINTERFELD, C. & WALTER, R., 1993. Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges - Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1993 (5): 305-320.
- WALTER, R., 1980. Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its southern adjoining areas. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 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: 207-216.
- WIENECKE, K., 1983. Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. Dr. Thesis Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität, 187 p.
- WINDLEY, B.F., 1986. The evolving continents. 399 p., ISBN 0-471-90376-0, Wiley & Sons Ltd., New York.
- WITZKE, B.J., 1990. Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 57-73.
- WOODCOCK, N.H., 1991. The Welsh, Anglian and Belgian Caledonides compared. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 5-17.
- WREDE, V., 1985. Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes. Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten, Geol.Landesamt Nordrhein Westfalen Krefeld: 9-103.
- YOUNG, G.C., 1990. Devonian vertebrate distribution patterns and cladistic analysis of palaeogeographic hypotheses. In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 243-255.
- ZIEGLER, P.A., 1982. Geological atlas of western and central Europe. 130 p., ISBN 0-444-42084-3, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A., 1989. Evolution of Laurussia, a study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. 102 p., ISBN 0-7923-0428-4, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.

Manuscrit reçu le 11/08/95; accepté le 20/08/95.

ANNEXE

FIGURES 1 à 39



- a
- b
- c
- d

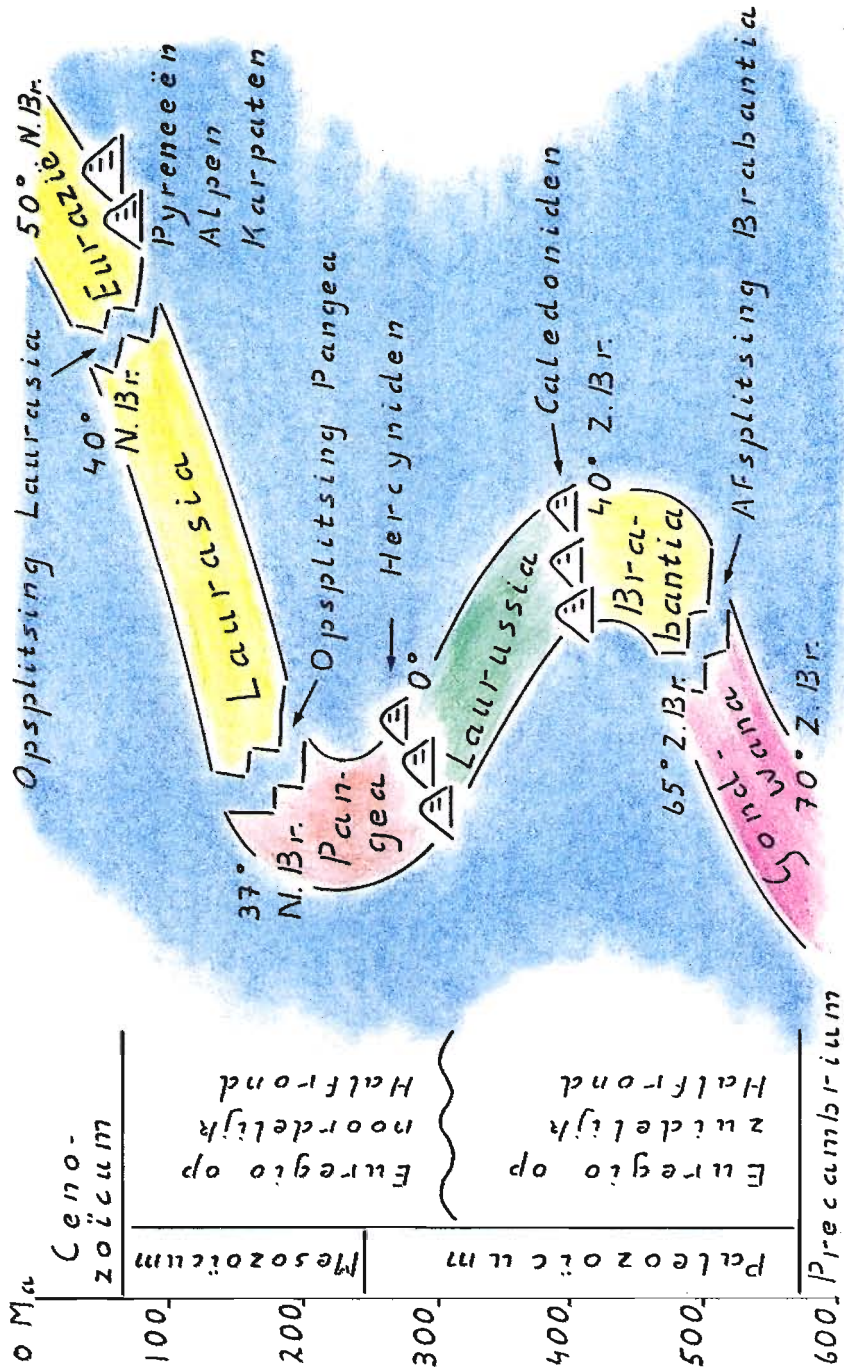


Figuur 1. Vergelijking tussen de zwerftocht van de Euregio Maas-Rijn sinds het begin van het Paleozoïcum en de verdeling van de huidige klimaatgordels. a: koud poolklimaat, b: gematigd klimaat, c: warm-droog en semi-aride klimaat, d: warm-vochtig tropisch klimaat. De noordwaartse drift van de Euregio is gebaseerd op Cepek *et al.* (1985), Scotese & Barrett (1990), Scotese & McKerrrow (1990), Torsvik *et al.* (1990) en Smith *et al.* (1994). Oost-west verplaatsingen berusten grotendeels op fantasie.

Figure 1. The odyssey of the Euregio Meuse-Rhine since the beginning of the Paleozoic compared with the distribution of Modern climatic belts. a: cold polar climate, b: temperate climate, c: warm-arid and semi-arid climate, d: warm-humid tropical climate. The northward shift of the Euregio is based on data by Cepek *et al.* (1985), Scotese & Barrett (1990), Scotese & McKerrrow (1990), Torsvik *et al.* (1990) and Smith *et al.* (1994). East-west movements are largely based on phantasy.

Figure 1. L'odyssée de l'Euregio Meuse-Rhin depuis le début du Paléozoïque comparée à la distribution moderne des ceintures climatiques. a: climat polaire froid, b: climat tempéré, c: climat chaud, aride et semi-aride, d: climat tropical chaud et humide. Le déplacement de l'Euregio vers le nord est basé sur les données de Cepek *et al.* (1985), Scotese & Barrett (1990), Scotese & McKerrrow (1990), Torsvik *et al.* (1990) and Smith *et al.* (1994). Les mouvements est-ouest sont largement fantaisistes.

Abbildung 1. Der Wanderweg der Euregio Maas-Rhein seit dem Beginn des Paläozoikums im Vergleich mit der heutigen Verbreitung der Klimagürtel. a: kaltes polares Klima, b: gemässigttes Klima, c: warm-arides und semi-arides Klima, d: warm-feuchtes, tropisches Klima. Der Drift nach Norden der Euregio basiert auf Daten von Cepek *et al.* (1985), Scotese & Barrett (1990), Scotese & McKerrrow (1990), Torsvik *et al.* (1990) und Smith *et al.* (1994). Ost-West Bewegungen sind grösstenteils frei erfunden.

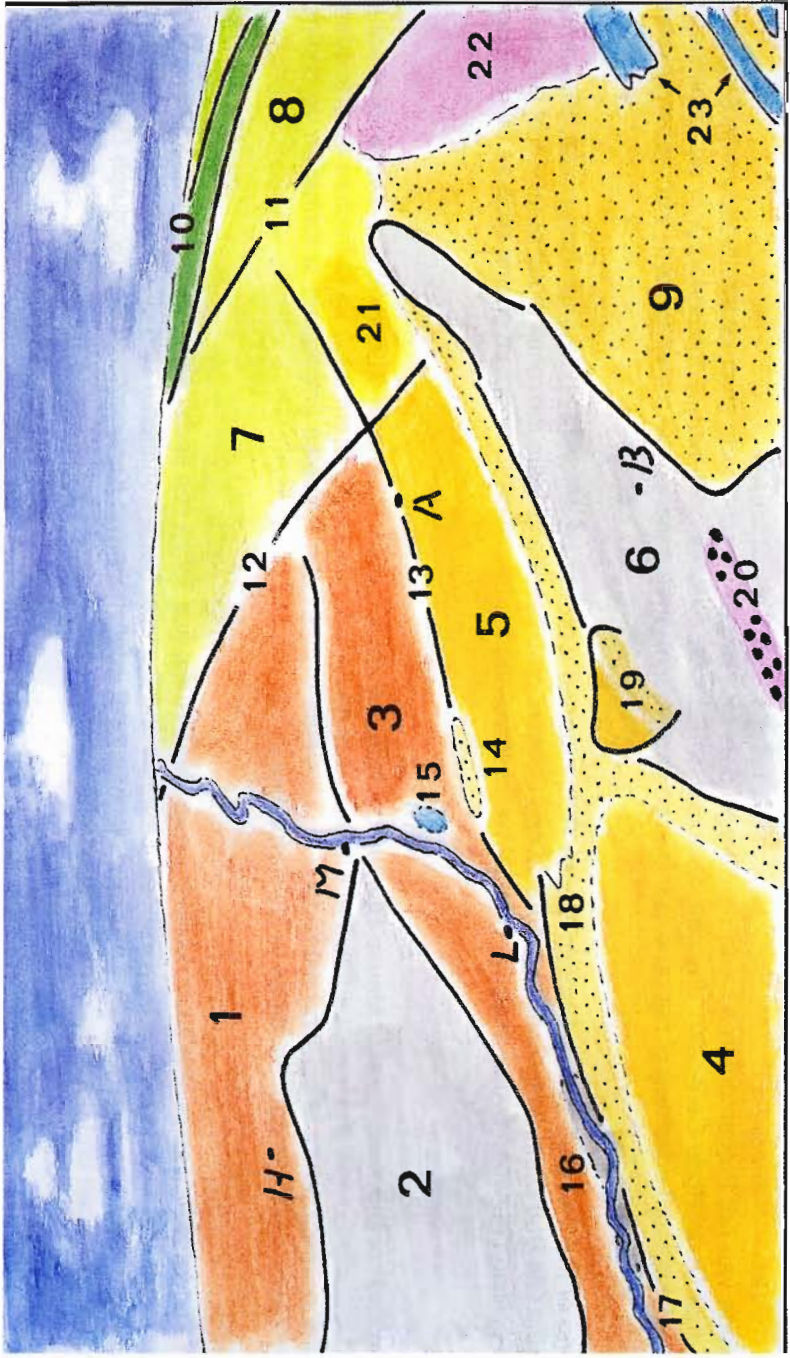


Figuur 2. Sinds het einde van het Precambrium maakte de Euregio deel uit van zes verschillende continenten: Gondwana, Brabantia (ook wel Oostelijk Avalonia genoemd), Laurussia (het Oude Rode Continent), Pangea, Laurasia en Eurazië. Nieuwe continenten onstonden door de afsplitsing van kleinere platen (hetgeen aanleiding gaf tot het ontstaan van oceanen) of het op elkaar botsen van verschillende continentale platen (waarbij zich gebergteketsen vormden).

Figure 2. Since the end of the Precambrian the Euregio Meuse-Rhine formed a part of six different continents: Gondwana, Brabantia (also referred to as Eastern Avalonia), Laurussia (the Old Red Continent), Pangea, Laurasia and Eurasia. New continents were the result of the break-up of the former one (giving rise to the birth of new oceans) or the collision between two or more continental plates (involving the formation of mountain chains such as the Caledonides, Hercynides, Pyrenees, Alps and Carpathians).

Figure 2. Depuis la fin du Précambrien l'Euregio Meuse-Rhin a constitué une partie de six continents différents: Gondwana, Brabantia (aussi appelé Est Avalonia), Laurussia (Le Vieux Continent Rouge), Pangea, Laurasia et Eurasia. Des nouveaux continents furent issus de la fracture du précédent (étant aussi à l'origine de la naissance de nouveaux océans) ou de la collision entre deux ou plusieurs plaques continentales (impliquant la formation de chaînes montagneuses comme les Calédonides, les Hercynides, les Pyrénées, les Alpes et les Carpathes).

Abbildung 2. Seit dem Ende des Präkambriums bestand die Euregio Maas-Rhein aus Teilen von sechs verschiedenen Kontinenten: Gondwana, Brabantia (auch Ost-Avalonia genannt), Laurussia (der Old Red Continent), Pangea, Laurasia und Eurasia. Neue Kontinente sind eine Folge des Zerbrechens der früheren Platten (wobei sich neue Ozeane bildeten) oder das Ergebnis der Kollision zwischen zwei oder mehreren Kontinentalplatten (wodurch Gebirgsketten, wie die Kaledoniden, die Varisziden, die Pyrenäen, die Alpen und die Karpathen, entstanden).

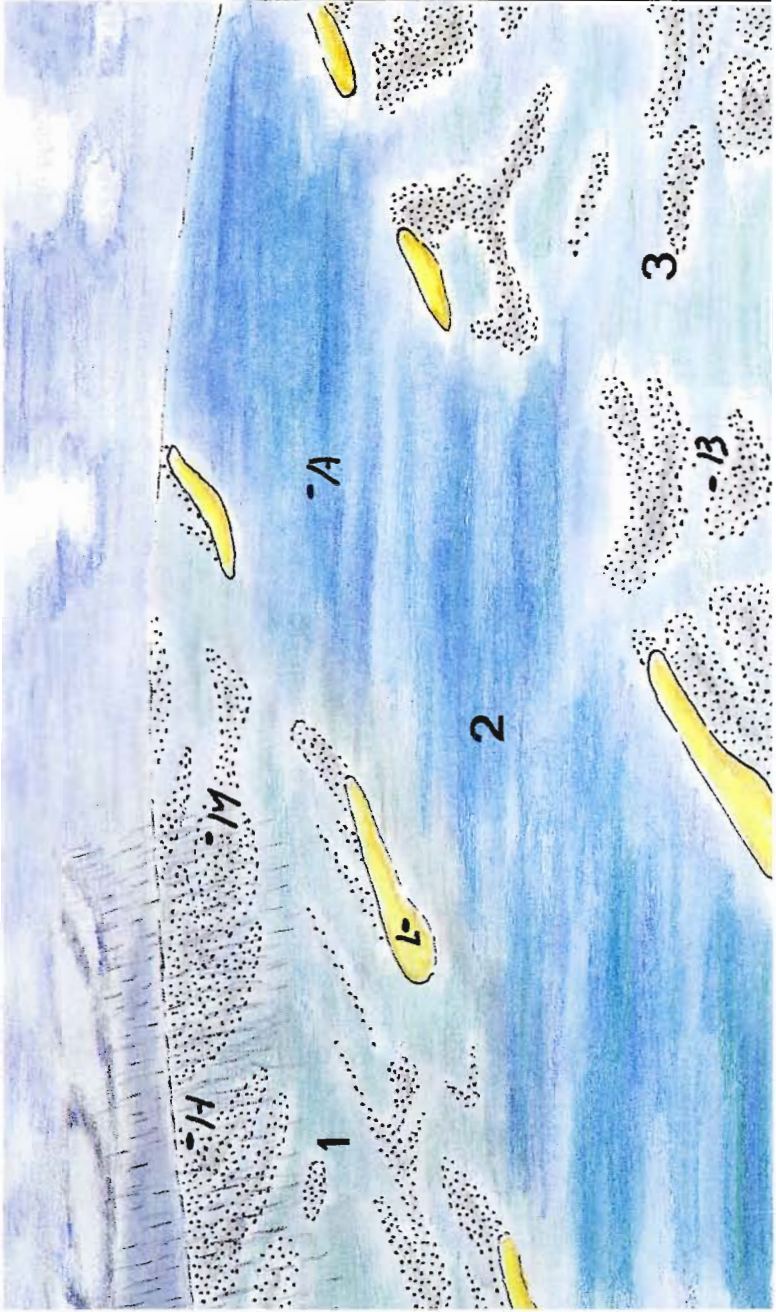


Figuur 3. Relevante geologische structuren in de Euregio. 1: Kempens Bekken, 2: Massief van Brabant, 3: Synclinorium van Liège, 4: Synclinorium van Dinant, 5: Synclinorium van Verviers, 6: Massief van Stavelot, 7: Roerdaalslenk, 8: Erftlenk, 9: Synclinorium van Neufchâteau, 10: Peel-Jackerath Hoog, 11: Rurrand Sprung, 12: Feldbiss, 13: Aachener Ueberschiebung, 14: Ride de Booze-Val Dieu, 15: Opwelling van Visé, 16: Massief van de Condroz (Bande de Sambre-et-Meuse), 17: Faille du Midi, 18: vroeg-Devoon sedimenten, 19: Venster van Theux, 20: Conglomerat de Malmédy, 21: Inde Mulde, 22: Mechernicher Trias-Senke, 23: Eifeler Kalkmulden.

Figure 3. Relevant geological structures in the Euregio Meuse-Rhine. 1: Campine Basin, 2: Brabant Massif, 3: Liège Synclinorium, 4: Dinant Synclinorium, 5: Verviers Synclinorium, 6: Stavelot Massif, 7: Rur Valley Graben, 8: Erft Graben, 9: Neufchâteau Synclinorium, 10: Peel-Jackerath High, 11: Rurrand Fault, 12: Feldbiss, 13: Aachen Overthrust, 14: Booze-Val Dieu Ridge, 15: Visé Dome, 16: Condroz Ridge (Bande de Sambre-et-Meuse), 17: Midi Overthrust, 18: early Devonian deposits, 19: tectonic window of Theux, 20: Malmédy Conglomerat, 21: Inde Syncline, 22: Mechernich Triassic depression, 23: Mid-Devonian synclines of the Eifel area.

Figure 3. Structures géologiques principales de l'Euregio Meuse-Rhin. 1: Bassin de Campine, 2: Massif de Campine, 3: Synclinorium de Liège, 4: Synclinorium de Dinant, 5: Synclinorium de Verviers, 6: Massif de Stavelot, 7: Graben de la vallée de la Rur, 8: Graben de l'Erft, 9: Synclinorium de Neufchâteau, 10: Horst du Peel-Jackerath, 11: Faille du Rurand, 12: Faille du Feldbiss, 13: Charriage d'Aachen, 14: Ride de Booze-Val Dieu, 15: Dôme de Visé, 16: Massif du Condroz (Bande de Sambre-et-Meuse), 17: Charriage du Midi, 18: dépôts du Dévonien ancien, 19: Fenêtre tectonique de Theux, 20: Conglomerat de Malmédy, 21: Synclinal de l'Inde, 22: Dépression triasique de Mechernich, 23: Synclinaux mésodévonieniens de la région de l'Eifel.

Abbildung 3. Relevante geologische Strukturen in der Euregio Maas-Rhein: 1: Kempener Becken, 2: Brabanter Becken, 3: Synclinorium von Lüttich, 4: Synclinorium von Dinant, 5: Synclinorium von Verviers, 6: Stavelot Massiv, 7: Rurtal Graben, 8: Erft Graben, 9: Synclinorium von Neufchâteau, 10: Peel-Jackerath Hoch, 11: Rurrand Sprung, 12: Feldbiss, 13: Aachener Überschiebung, 14: Ride de Booze-Val Dieu, 15: Dom von Visé, 16: Bande de Sambre-et-Meuse oder Condroz Massiv, 17: Midi Verwerfung, 18: Sedimente des frühen Devons, 19: Fenster von Theux, 20: Konglomerat von Malmédy, 21: Inde Mulde, 22: Mechernicher Triassenke, 23: Mitteldevonische Eifeler Kalkmulden.



Figuur 4. De Euregio aan het begin van het vroeg-Cambrium (vroeg-Devillien, 570 Ma; 70° Z. Br.; gematigd-koud tot polair klimaat). 1: Brabants Wad, 2: Détroit de Dinant, 3: Hauts-fonds sableux de Stavelot.

Figure 4. The Euregio Meuse-Rhine at the onset of the early Cambrian (early Devillian, 570 Ma; 70° S; temperate-cool to polar climate). 1: tidal-flat area of the Brabants Wad (sediments derived from northern and western sources), 2: Strait of Dinant (width and depth virtually unknown; separating areas with opposite directions of sediment transport), 3: tidal-flat area of the Hauts-fonds sableux de Stavelot (sediment supply by Pan-African river system). Based on data by Mortelmans (1955), Walter (1980), Van Hoegen *et al.* (1985), André (1991) and Verniers & Van Grootel (1991).

Figure 4. L'Euregio Meuse-Rhin à l'aube du Cambrien ancien (Devollien ancien, 570 Ma; 70° S; climat polaire à tempéré-froid). 1: Région d'épandages de marées sur hauts-fonds sableux du Wad du Brabant (sédiments dérivés de sources septentrionales et occidentales), 2: Détroit de Dinant (largeur et profondeur virtuellement inconnues; séparant des régions avec des directions opposées de transport des sédiments), 3: Région d'épandages de marées des Hauts-fonds sableux de Stavelot (apport sédimentaire par un système fluvial pan-africain). D'après les données de Mortelmans (1955), Walter (1980), Van Hoegen *et al.* (1985), André (1991) et Verniers & Van Grootel (1991).

Abbildung 4. Die Euregio zum Beginn des frühen Kambriums (frühes Devill, 570 MA; 70° südlicher Breite; gemässigt-kaltes bis polares Klima). 1: Brabanter Wattengebiet (Sedimente stammen aus Ursprungsorten im Norden und Westen); 2: Meeresenge von Dinant (Breite und Tiefe bisher unbekannt; trennt Regionen mit einer unterschiedlichen Richtung des Sedimenttransportes), 3: Wattengebiet der Hauts-fonds sableux de Stavelot (Sedimentzufuhr durch ein Pan-Afrikanisches Flußsystem). Basierend auf Daten von Mortelmans (1955), Walter (1980), Van Hoegen *et al.* (1985), André (1991) und Verniers & Van Grootel (1991).



Figuur 5. De Euregio tijdens het vroeg-Ordovicium (Arenigien; 490 Ma; 65° Z. Br.; gematigd-koud klimaat). 1: Brabants Land, 2: Etang eurégional, 3: Konzer Bucht.

Figure 5. The Euregio Meuse-Rhine during the early Ordovician (Arenigian; 490 Ma; 65° S; temperate-cool climate). 1: lowlands of the Brabants Land during a short-lived withdrawal of the sea at the transition between the Tremadocian and Arenigian, 2: Euregional lagoon, 3: Strait of Konzen (separating the Brabants Land from the Gondwana mainland). Based on data by Robaszynski & Dupuis (1983), Von Hoegen *et al.* (1985), Berry & Wilde (1990) and Vanguestaine (1992).

Figure 5. L'Euregio Meuse-Rhin pendant l'Ordovicien ancien (Arenigien, 490 Ma; 65° S; climat tempéré-frais). 1: Bas-pays du Brabant pendant un retrait éphémère de la mer à la transition entre le Trémadocien et l'Arenigien, 2: Etang de l'Euregio, 3: Déroit de Konzen (séparant le Pays du Brabant du Continent principal gondwanien). D'après les données de Robaszynski & Dupuis (1983), Von Hoegen *et al.* (1985), Berry & Wilde (1990) et Vanguestaine (1992).

Abbildung 5. Die Euregio zum Beginn des frühen Ordoviziums (Arenig; 490 MA; 65° südlicher Breite; gemässigt-kaltes Klima). 1: die Niederungen des Brabanter Landes während eines kurzzeitigen Rückzugs des Meeres an der Tremadoc/Arenig Grenze, 2: Euregionale Lagune, 3: Meeresbucht von Konzen (das Brabanter Land und das Festland von Gondwana trennend). Basierend auf Daten von Robaszynski & Dupuis (1983), Von Hoegen *et al.* (1985), Berry & Wilde (1990) und Vanguestaine (1992).

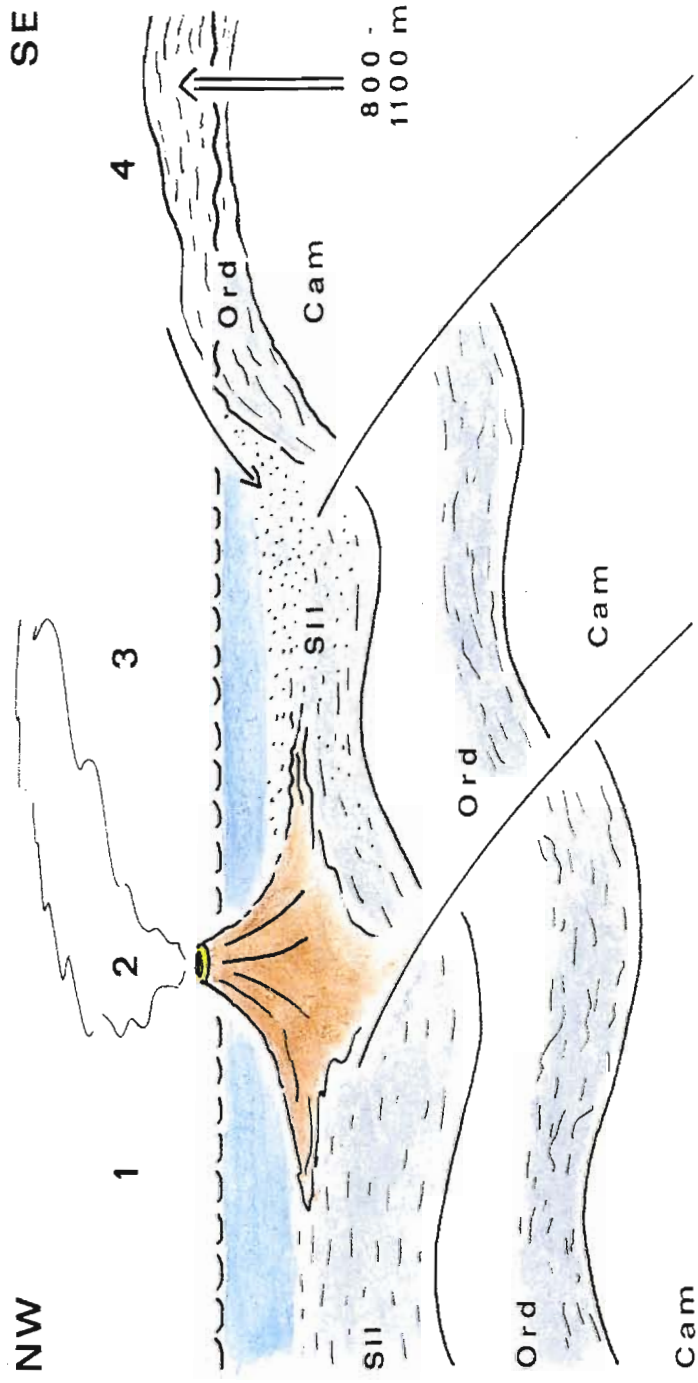


Figuur 6. De Euregio tijdens het laat-Ordovicien (Caradocien; 460 Ma; 50° Z. Br.; gematigd-warm klimaat). 1: Brabantse Zee, 2: Plaine de Stavelot.

Figure 6. The Euregio Meuse-Rhine during the late-Ordovician (Caradocian; 460 Ma; 50° S; temperate-warm climate). 1: Brabant Sea, 2: lowlands of the Plaine de Stavelot (uplifted during early Ardennan movements). Based on data by Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Berry & Wilde (1990), Herbosch *et al.* (1991), Servais (1991) and Vanguestaine (1992).

Figure 6. L'Euregio Meuse-Rhin pendant l'Ordovicien récent (Caradocien; 460 Ma; 50° S; climat tempéré-chaud). 1: Mer du Brabant, 2: Bas-pays de la Plaine de Stavelot (soulevée pendant les premiers mouvements ardennais). D'après les données de Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Berry & Wilde (1990), Herbosch *et al.* (1991), Servais (1991) et Vanguestaine (1992).

Abbildung 6. Die Euregio im späten Ordovizium (Caradoc; 460 MA; 50° südlicher Breite; gemässigt-warmes Klima). 1: Brabanter Meer; 2. Flachland von Stavelot (während den frühen Ardenner Bewegungen hochgehoben). Basierend auf Daten von Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Berry & Wilde (1990), Herbosch *et al.* (1991), Servais (1991) und Vanguestaine (1992).



Figuur 7. Sterk geïdealiseerde dwarsdoorsnede van de Euregio tijdens het vroeg-Siluur (niet op schaal). 1: Golf van Brabant, 2: vulkanische eilanden, 3: Déroit de Dinant, 4: Haut-plateau de Stavelot (800 tot 1100 m boven het zeeniveau oprijzend als gevolg van de Ardennen bewegingen). Cam: Cambrium, Ord: Ordovicium, Sil: Siluur.

Figure 7. Strongly idealized cross-section of the Euregio Meuse-Rhine during the early Silurian (no scale). 1: Brabant Bay, 2: volcanic islands, 3: Strait of Dinant (receiving erosion products from Stavelot Plateau), 4: the 800 to 1100 m high Stavelot Plateau (uplifted by the Ardennan movements). Volcanic activity, upsliding of early Paleozoic deposits and Ardennan uplift provide evidence for the accretion of small plate fragments (terranes) along the northern border of Brabantia before its late-Silurian collision with Baltica. Cam: Cambrian, Ord: Ordovician, Sil: Silurian. Based on tectonic models by Windley (1986), Franke (1994), Krauss (1994) and Katzung *et al.* (1995).

Figure 7. Section transversale fortement idéalisée de l'Euregio Meuse-Rhin pendant le Silurien ancien (pas d'échelle). 1: Baie du Brabant, 2: îles volcaniques, 3: Déroit de Dinant (recevant les produits d'érosion du Plateau de Stavelot), 4: les 800 à 1100 m d'altitude du Plateau de Stavelot (soulevée pendant les mouvements ardennais). Activité volcanique, chevauchement de dépôts du Paléozoïque ancien et soulèvement ardennais constituent des évidences d'une agglomération de petits fragments de plaques (terranes) le long de la bordure septentrionale de Brabantia avant sa collision avec Baltica au Silurien récent. Cam: Cambrien, Ord: Ordovicien, Sil: Silurien. D'après les données de Windley (1986), Franke (1994), Krauss (1994) et Katzung *et al.* (1995).

Abbildung 7. Ein stark idealisierter Querschnitt der Euregio zur Zeit des frühen Silurs (nicht maßstabsgetreu). 1: Golf von Brabant, 2: Vulkaninseln, 3: Meeressenge von Dinant (Erosionsprodukte der Hochfläche von Stavelot aufnehmend), 4: Hochplateau von Stavelot, 800 bis 1100 Meter über dem Meeresspiegel (durch die Bewegungen der Ardennen hochgedrückt). Die vulkanische Aktivität, das Aufeinanderschieben der Ablagerungen des unteren Paläozoikums und die Hochhebung der Ardennen sind Hinweise des Zusammenstoßes kleinerer Plattenfragmente («terranes») entlang des nördlichen Randes von Brabantia vor der spätsilurischen Kollision mit Baltica. Cam: Kambrium, Ord: Ordoviz, Sil: Silur. Nach tektonischen Modellen von Windley (1986), Franke (1994), Krauss (1994) und Katzung *et al.* (1995).



Figuur 8. De Euregio tijdens het vroeg-Siluur (Llandoveryen; 430 Ma; 40° Z. Br.; gematigd klimaat). 1: Golf van Brabant, 2: Aachener Bucht, 3: Détroit de Dinant, 4: Haut-plateau de Stavelot, 5: Puy de Wodon, 6: Puy de Jeneffe, 7: Puy de Voroux, 8: Puy de Voroux, 9: Puy d'Hermalle.

Figure 8. The Euregio Meuse-Rhine during the early Silurian (Llandoveryan; 430 Ma; 40° S; temperate climate). 1: Brabant Bay, 2: Aachen Bay, 3: Strait of Dinant, 4: the 800 - 1100 m high Stavelot Plateau (uplifted during main Ardennan movements and largely eroded before the end of the Silurian), 5-9: volcanic islands, 5: Puy de Wodon, 6: Puy de Jeneffe, 7: Puy de Voroux, 8: Puy de Voroux, 9: Puy d'Hermalle. Based on data by Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Berry & Wilde (1990), Pharaoh *et al.* (1991) and Dupuis (1991).

Figure 8. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Silurien ancien (Llandoveryen; 430 Ma; 40° S; climat tempéré). 1: Baie du Brabant, 2: Baie d'Aachen, 3: Détroit de Dinant, 4: les 800 à 1100 m d'altitude du Plateau de Stavelot (soulevé pendant les principaux mouvements ardennais et largement érodé avant la fin du Silurien), 5-9: îles volcaniques, 5: Puy de Wodon, 6: Puy de Jeneffe, 7: Puy de Voroux, 8: Puy de Voroux, 9: Puy d'Hermalle. D'après les données de Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Berry & Wilde (1990), Pharaoh *et al.* (1991) et Dupuis (1991).

Abbildung 8. Die Euregio zur Zeit des frühen Silurs (Llandovery; 430 MA; 40° südlicher Breite; gemäßigtes Klima). 1: Golf vom Brabant; 2: Aachener Bucht; 3: Meereseenge von Dinant, 4: Hochplateau von Stavelot, 800-1100 m hoch (während den Hauptbewegungen der Ardennen hochgehoben und grösstenteils vor dem Ende des Silurs erodiert); 5: Puy de Wodon, 6: Puy de Jeneffe, 7: Puy de Voroux, 8: Puy de Voroux, 9: Puy d'Hermalle. Basierend auf Daten von Walter (1980), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Berry & Wilde (1990), Pharaoh *et al.* (1991) und Dupuis (1991).

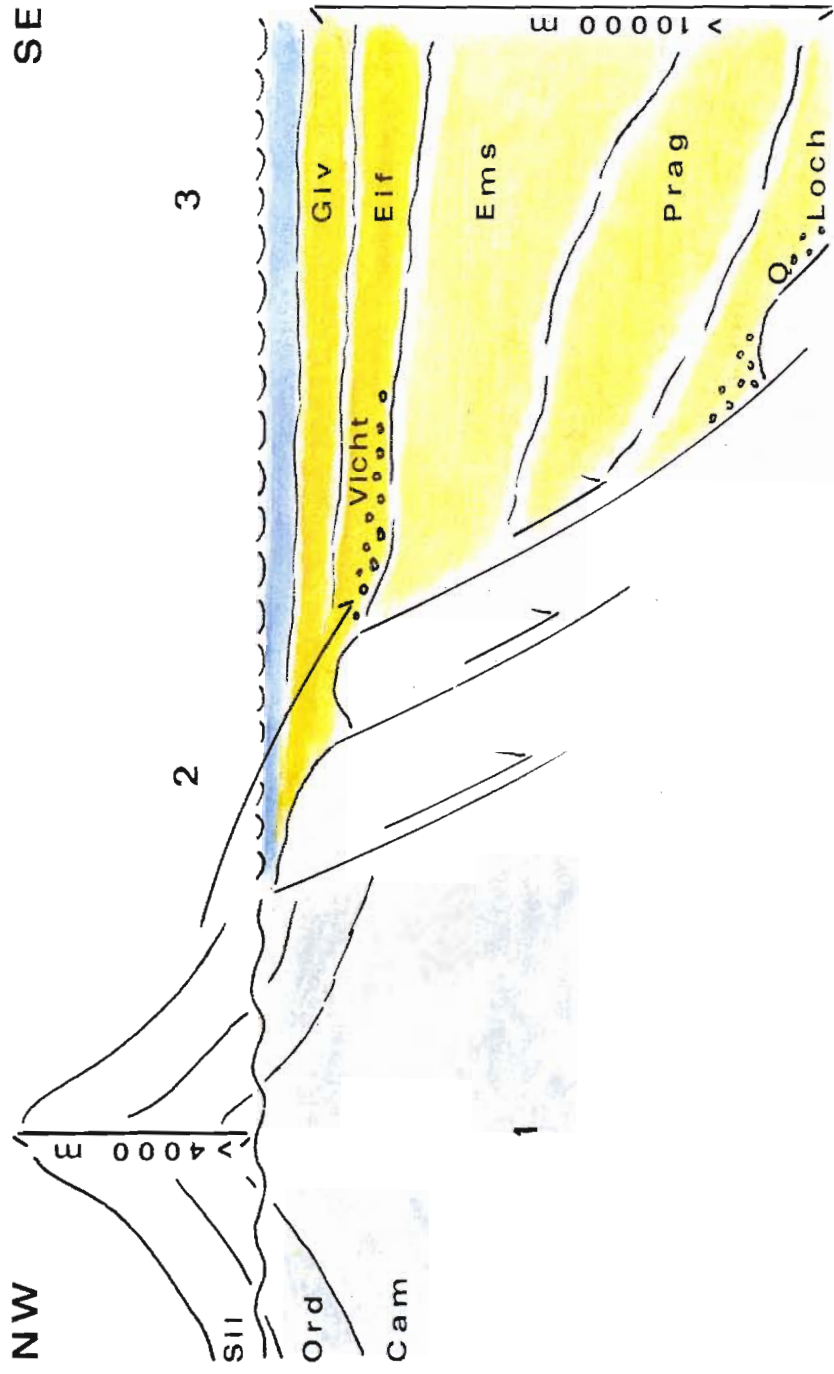


Figuur 9. Landschap ten westen van Liège in het vroeg-Siluur (Llandoveryen; 430 Ma). Deze relatief kleine vulkanen (in grootte vergelijkbaar met de Pleistocene vulkanen in de Duitse Eifel) behoorden tot een complex van vulkanische eilandbogen, dat zich uitstrekte tussen Midden-Engeland en de omgeving van Maastricht en Liège. In Engeland begonnen de vulkanische uitbarstingen tegen het einde van het midden-Ordovicium, in de streek ten zuiden van Brussel in het laat-Ordovicium en in de Euregio in het vroeg-Siluur (Robaszynski & Dupuis, 1983).

Figure 9. Landscape west of Liège in early Silurian time (Llandoveryan; 430 Ma). These relatively small volcanoes (in size comparable to the Pleistocene ones in the German Eifel area) belonged to a complex of island arcs extending between Central England and the surroundings of Liège and Maastricht. Volcanic activity shifted from the late middle Ordovician in England through the late Ordovician in the area south of Brussels to the early Silurian in the Euregio Meuse-Rhine (Robaszynski & Dupuis, 1983).

Figure 9. Paysage à l'ouest de Liège au début des temps siluriens (Llandoveryen, 430 Ma). Ces volcans, relativement petits (de taille comparable à ceux du Pléistocène de l'Eifel allemand), appartenaient à un complexe d'arcs insulaires s'étendant entre l'Angleterre centrale et les environs de Liège et Maastricht. L'activité volcanique s'est déplacée de l'Angleterre à la fin de l'Ordovicien moyen à la région au sud de Bruxelles à l'Ordovicien récent et à l'Euregio Meuse-Rhin au début du Silurien (Robaszynski & Dupuis, 1983).

Abbildung 9. Landschaft westlich von Lüttich im frühen Silur (Llandovery; 430 MA). Diese relativ kleinen Vulkane (im Vergleich zu den pleistozänen Vulkanen der deutschen Eifel) gehörten einem Komplex vulkanischer Inselbögen an, der sich von Mittelengland bis in die Umgebung Lüttichs und Maastrichts hinzog. In Mittelengland begann die vulkanische Aktivität gegen Ende des mittleren Ordoviziums, im Gebiet südlich Brüssels im späten Ordovizium und in der Euregio im frühen Silur (Robaszynski & Dupuis, 1983).



Figuur 10. Sterk geïdealiseerde dwarsdoorsnede van de Euregio en de Duitse Eifel tegen het einde van het midden-Devoon (niet op schaal). 1: Hoeseltse Bergen (totale opheffing en erosie van vroeg-Paleozoïsche afzettingen als gevolg van laat-Caledonische en Bollandse bewegingen bedroegen ongeveer 4000 m), 2: Plateau de la Vedre en Rotter Tiefebene, 3: Eifeler Meer (waarin de afzettingen uit het vroeg- en midden-Devoon lokaal een sedimentdikte van meer dan 10000 m bereikten). Cam: Cambrium, Ord: Ordovicium, Sil: Siluur, Loch: Lochkovien, Prag: Praguïen, Ems: Emsien, Eif: Eifelien, Giv: Givetien.

Figure 10. Strongly idealized cross-section of the Euregio Meuse-Rhine and German Eifel area by the end of the middle Devonian (no scale). 1: Hoeselt Mountains (erosion of early Paleozoic deposits after the late-Caledonian and Bollandian movements locally exceeded 4000 m), 2: Vedre Plateau and Rott Lowlands (gradually downsided and buried during early and middle Devonian), 3: Eifel Sea (maximum thickness of early and middle Devonian sediments locally exceeding 10000 m). Cam: Cambrian, Ord: Ordovician, Sil: Silurian, Loch: Lochkovian, Prag: Praguian, Ems: Emsian, Eif: Eifelian, Giv: Givetian. Based on data by Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Bless *et al.* (1988), Michot (1988) and Steemans (1989).

Figure 10. Section transversale fortement idéalisée de l'Euregio Meuse-Rhin et de la région de l'Eifel allemand à la fin du Dévonien moyen (pas d'échelle). 1: Monts de Hoeselt (l'érosion des dépôts du Paléozoïque ancien après les mouvements calédoniens tardifs et bollandien a dépassé localement 4000 m), 2: Plateau de la Vedre et Bas-pays de Rott (glissé progressivement vers le bas et enterré pendant le Dévonien ancien et moyen) 3: Mer de l'Eifel (l'épaisseur maximale des sédiments du Dévonien ancien et moyen a excédé localement 10.000 m). Cam: Cambrien, Ord: Ordovicien, Sil: Silurien, Loch: Lochkovien, Prag: Praguïen, Ems: Emsien, Eif: Eifelien, Giv: Givetien. D'après les données de Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Michot (1988), Bless *et al.* (1989) et Steemans (1989).

Abbildung 10. Ein stark idealisierter Querschnitt der Euregio und der deutschen Eifel gegen Ende des mittleren Devons (nicht maßstabsetreu). 1: Hoeseltes Gebirge (die Erosion der Ablagerungen des frühen Paläozoikums nach den spätkaledonischen und bollandischen Bewegungen überstieg örtlich 4000 m); 2: die Weser Hochfläche und die Rotter Tiefebene (allmählich niedergesunken und während des unteren und mittleren Devons begraben), 3: Eifeler Meer (maximale Mächtigkeiten der Sedimente des unteren und mittleren Devons örtlich 10000 m übersteigend). Cam: Kambrium, Ord: Ordoviz, Sil: Silur, Loch: Lochkov, Prag, Ems, Eif: Eifel, Giv: Givet. Basierend auf Daten von Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Bless *et al.* (1989) und Steemans (1989).

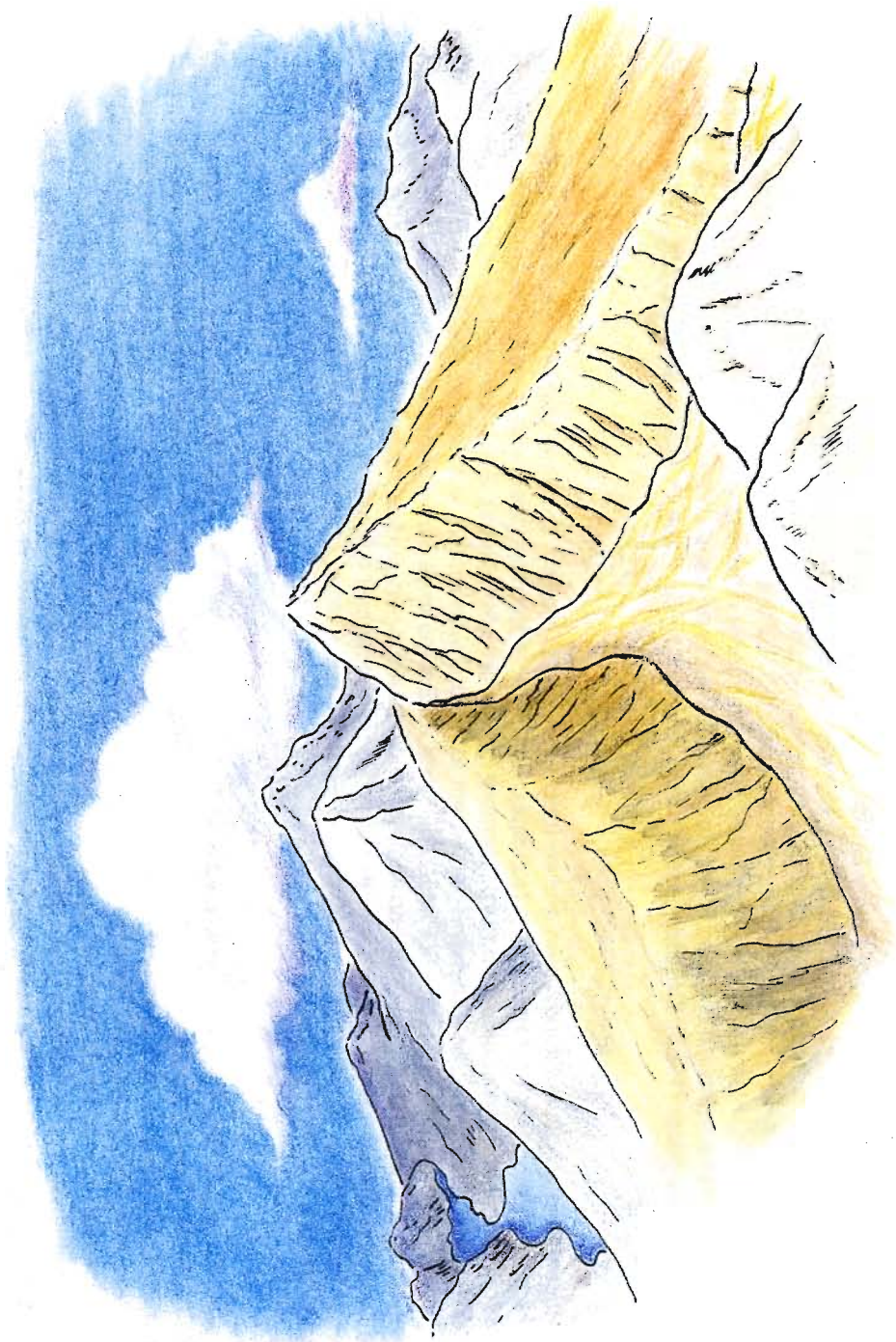


Figuur 11. De Euregio aan het begin van het vroeg-Devoon (Lochkovien; 400 Ma; 30° Z. Br.; warm, semi-aride klimaat). 1: Old Red Woestijn, 2: Hoeseitse Bergen, 3: Plateau de Dinant, 4: Plateau de la Vesdre, 5: Inde Tafel, 6: Rotter Tiefebene, 7: Rocher de Quarreux, 8: Eifeler Meer.

Figure 11. The Euregio Meuse-Rhine at the onset of the early Devonian (Lochkovian; 400 Ma; 30° S; warm, semi-arid climate). 1: Old Red Desert (bordered to the north and northwest by the Caledonides extending from Ireland to Norway), 2: Hoeseit Mountains (with their highest peaks rising some 2000 to 3500 m above the surrounding area because of late Caledonian uplift and folding), 3-5: gradually downsliding plateaus separated by NNW-SSE directed faults (sedimentation only started in the late Lochkovian; sediment transport by flash floods and wadi's), 3: Dinant Plateau, 4: Vesdre Plateau, 5: Inde Plateau, 6: lowlands of the downsliding Rotter Tiefebene (with isolated rocks and hills which would gradually disappear under a thick cover of non-marine Lochkovian sediments; sediment transport by flash floods and mud flows), 7: Quarreux Rock (this hill of folded Revinian quartzites escaped early Lochkovian erosion), 8: Eifel Sea. Based on data by Allen (1979), Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Schweitzer (1983), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Michot (1988), Bless *et al.* (1989), Steemans (1989), Witzke (1990) en Young (1990).

Figure 11. L'Euregio Meuse-Rhin au début du Dévonien ancien (Lochkovien; 400 Ma; 30° S; climat chaud, semi-aride). 1: Désert «Old Red» (bordé au nord et au nord-ouest par les Calédonides s'étendant de l'Irlande à la Norvège), 2: Monts de Hoeseit (avec leurs plus hauts sommets atteignant quelques 2000 à 3500 m au dessus de la région environnante, suite aux soulèvements et plissement calédoniens terminaux), 3-5: plateaux glissant progressivement vers le bas, séparés par des failles de direction NNW-SSE (la sédimentation a démarré seulement au Lochkovien récent; le transport des sédiments s'est fait par des crues soudaines et des wadi's), 3: Plateau de Dinant, 4: Plateau de la Vesdre, 5: Plateau de l'Inde, 6: Bas-pays de Rott glissant vers le bas (avec des rochers et des collines isolées qui vont disparaître progressivement sous une épaisse couverture de sédiments lochkoviens non-marins; transport des sédiments par des crues soudaines et des coulées de boues), 7: Rochers de Quarreux (cette colline de quartzites révinien plissés a échappé à l'érosion du début du Lochkovien), 8: Mer de l'Eifel. D'après les données de Allen (1979), Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Schweitzer (1983), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Michot (1988), Bless *et al.* (1989), Steemans (1989), Witzke (1990) et Young (1990).

Abbildung 11. Die Euregio zu Beginn des frühen Devons (Lochkov; 400 MA; 30° südlicher Breite; warmes, semi-arides Klima). 1: Old Red Wüste (im Norden und Nordwesten von den Kaledoniden, die sich von Irland nach Norwegen erstrecken, abgegrenzt), 2: Hoeseiter Gebirge (deren höchste Gipfel nach der spätkaledonischer Aufhebung und Faltung 2000 bis 3500 m über das umliegende Gebiet herausragen), 3-5: allmählich absinkende Hochflächen, die durch NNW-SSO gerichtete Verwerfungen getrennt sind (die Ablagerung von Sedimenten begann erst im späten Lochkov, Sedimenttransport durch "Flash Floods" und Wadis), 3: Dinant Hochfläche, 4: Weser Hochfläche, 5: Inde Hochfläche, 6: die Niederungen der absinkenden Rotter Tiefebene (mit isolierten Felsen und Hügeln, die allmählich unter der dicken Decke von nichtmarinen lochkovischen Sedimenten verschwanden; Sedimenttransport durch "Flash Floods" und Schlammläufe), 7: Quarreux Fels (dieser Hügel aus gefalteten Quartziten des Revin entging der Erosion im frühen Lochkov), 8: Eifeler Meer. Basierend auf Daten von Allen (1979), Meyer & Stets (1980), Walter (1980), Schweitzer (1983), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Michot (1988), Bless *et al.* (1989), Steemans (1989), Witzke (1990) und Young (1990).



Figuur 12. Landschap ten zuidoosten van Hasselt tijdens het vroeg-Devoon (vroeg-Lochkovien; 400 Ma). De Hoeseltse Bergen bestonden uit anticlinoriaal opgewelfde gesteenten van het Cambrium, Ordovicium en Siluur. Aan het begin van het vroeg-Devoon staken de hoogste pieken van dit gebergte ongeveer 2000 - 3500 m boven hun omgeving uit. De hoogte en omvang van de Hoeseltse Bergen waren waarschijnlijk vergelijkbaar met die van de eveneens opgewelfde Black Hills in South Dakota en Wyoming (USA), die oorspronkelijk zo'n 2000 m boven hun omgeving uitstaken (Emmons *et al.*, 1955).

Figure 12. Landscape to the southeast of Hasselt during the early Devonian (early Lochkovian; 400 Ma). The Hoeselt Mountains consisted of Cambrian, Ordovician and Silurian rocks. These had been updomed by the late Caledonian orogeny at the end of the Silurian. The highest peaks rose some 2000 to 3500 m above the Old Red Desert to the north and the plateaus of Dinant, Vesdre and Inde to the south. The Bollandian movements caused a further upwarp of some 500 - 2000 m in the Emsian. The rapid erosion of these mountains was possible because of the absence of vegetation and the semi-arid climate. By the onset of the middle Devonian the complete (more than 4000 m thick) succession of Ordovician and Silurian sediments and the top of the late Cambrian (Revinian) rocks had already been removed in places, as can be deduced from the composition of the basal middle Devonian Vicht Conglomerate (compare Fig. 10). Extent and height of the Hoeselt Mountains possibly matched those of the updomed Black Hills in South Dakota and Wyoming (USA) which originally rose some 2000 m above their surroundings. Based on data by Emmons *et al.* (1955), Legrand (1968), Walter (1980), Richter (1985), Michot (1985) and Verniers & Van Grootel (1991).

Figure 12. Paysage vers le sud-est de Hasselt pendant le Dévonien ancien (Lochkovien ancien; 400 Ma). Les Monts de Hoeselt sont constitués de roches cambriennes, ordoviciennes et siluriennes. Elles ont été soulevées par l'orogène calédonienne tardive, à la fin du Silurien. Les plus hauts sommets culminent quelques 2000 à 3500 m au dessus du Désert «Old Red» vers le nord et les plateaux de Dinant, de la Vesdre et de l'Inde vers le sud. Les mouvements bollandiens ont provoqué un rehaussement supplémentaire de quelque 500 à 2000 m à l'Emsien. L'érosion rapide de ces montagnes fut possible à cause de l'absence de végétation et la présence d'un climat semi-aride. A partir du début du Dévonien moyen la succession complète (plus de 4000 m d'épaisseur) des sédiments ordoviciens et siluriens et le sommet des roches du Cambrien récent (Révinien) avaient déjà été enlevés par places comme on peut le déduire de la composition du Conglomérat de Vicht à la base du Dévonien moyen (comparer avec la figure 10). Il est possible que l'extension et la hauteur des Monts de Hoeselt étaient comparables à celles du soulèvement des Black Hills dans le Dakota du Sud et le Wyoming (USA) qui, à l'origine, culminaient à quelques 2000 M au-dessus des environs. D'après les données de Emmons *et al.* (1955), Legrand (1968), Walter (1980), Richter (1985), Michot (1985) and Verniers & Van Grootel (1991).

Abbildung 12. Landschaft im Südosten von Hasselt zur Zeit des frühen Devons (frühes Lochkov; 400 MA). Das Hoeselter Gebirge bestand aus Gesteinen des Kambriums, des Ordoviziums und des Silurs. Diese wurden durch die spätkaledonische Faltung gegen Ende des Silurs aufgehoben. Die höchsten Gipfel ragten etwa 2000 bis 3500 m über die Old Red Wüste im Norden und die Hochflächen von Dinant, Weser und Inde im Süden heraus. Die bollandischen Bewegungen führten zu einem weiteren Aufheben von 500-2000 m im Ems. Die schnelle Abtragung des Gebirges war aufgrund der Abwesenheit von Vegetation und aufgrund des semi-ariden Klimas möglich. Zum Beginn des mittleren Devons war die komplette Abfolge der ordovizischen und silurischen Sedimente und der obere Teil der kambrischen Gesteine (Revin) bereits abgetragen, was sich aus der Komposition des mitteldevonischen Vichtkonglomerat ableiten lässt (vergleiche Abb. 10.). Die Ausbreitung und die Höhe des Hoeselter Gebirges ist möglicherweise mit den hochgefalteten Black Hills in Süd Dakota und Wyoming (USA) zu vergleichen, die ursprünglich 2000 m über ihre Umgebung herausragten. Basierend auf Daten von Emmons *et al.* (1955), Legrand (1968), Walter (1980), Richter (1985), Michot (1985) und Verniers & Van Grootel (1991).

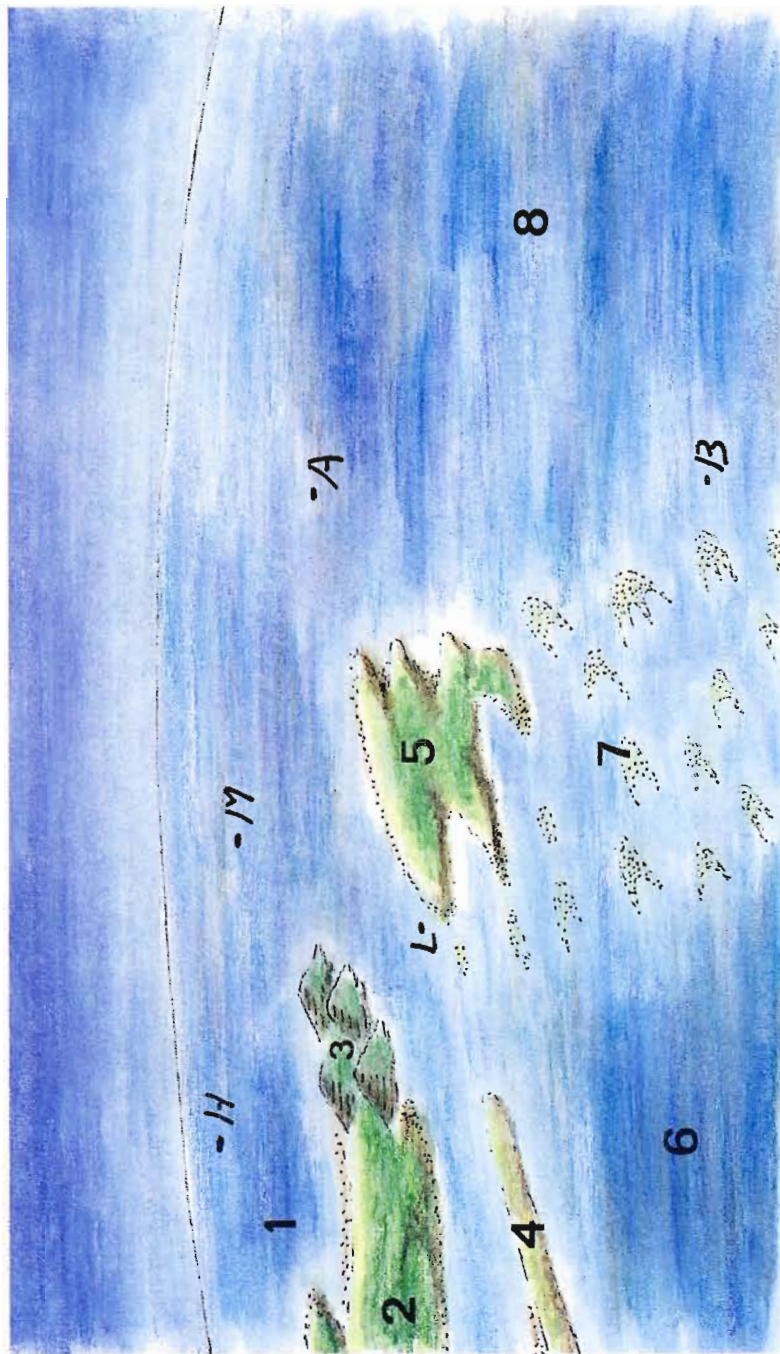


Figuur 13. De Euregio tijdens het midden-Devoon (Eifelien; 385 Ma; 29° Z. Br.; warm, semi-aride klimaat). 1: Old Red Woestijn, 2: Hoeseltse Bergen, 3: kustmoerassen (marais maritimes, Küstenmoore), 4: Golfe de Dinant, 5: Eifeler Meeresstrasse.

Figure 13. The Euregio Meuse-Rhine during the middle Devonian (Eifelien; 385 Ma; 29° S; warm, semi-arid climate). 1: Old Red Desert, 2: Hoeselt Mountains (with much lower peaks because of the rapid erosion, despite the Bollandian upwarp in the Emsian), 3: coastal marshes (with deposition of non-marine, in places plant-bearing siliciclastics), 4: Gulf of Dinant (substrate consisting of siliciclastics derived from the north), 5: Strait of the Eifel (with incipient reef complexes to the southeast). Based on data by Struve (1963, 1982), Meyer & Stets (1980), Reijers (1984), Richter (1985), Witzke (1990), Bultynck *et al.* (1991) and Gerrienne (1994).

Figure 13. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Dévonien moyen (Eifelien; 385 Ma; 29° S; climat chaud, semi-aride). 1: Désert «Old Red», 2: Monts de Hoeselt (avec des sommets beaucoup moins élevés à cause de l'érosion rapide, en dépit du rehaussement bollandien à l'Emsien), 3: marais côtiers (avec dépôt de siliciclastiques non-marins, contenant localement des végétaux), 4: Golfe de Dinant (substrat consistant en siliciclastiques dérivés du nord), 5: Détroit de l'Eifel (avec l'amorce de complexes récifaux au sud-est). D'après les données de Struve (1963, 1982), Meyer & Stets (1980), Reijers (1984), Richter (1985), Michot (1988), Witzke (1990), Bultynck *et al.* (1991) et Gerrienne (1994).

Abbildung 13. Die Euregio zu Beginn des mittleren Devons (Eifel; 385 MA; 29° südlicher Breite; warmes, semi-arides Klima). 1: Old Red Wüste, 2: das Hoeselter Gebirge (trotz der bollandischen Aufhebung im Ems mit bereits deutlich niedrigeren Gipfeln wegen der schnellen Erosion), 3: Küstenmoore (mit der Ablagerung von nichtmarinen, stellenweise pflanzenführenden Siliciklasten), 4: Golf von Dinant (mit einem Substrat aus Siliciklasten die aus dem Norden stammen), 5: Eifeler Meereseenge (mit sich aufbauenden Riffformen im Südosten). Basierend auf Daten von Struve (1963, 1982), Meyer & Stets (1980), Reijers (1984), Richter (1985), Michot (1988), Witzke (1990), Bultynck *et al.* (1991) und Gerrienne (1994).



Figuur 14. De Euregio tijdens het laat-Devoon (Frasnien; 375 Ma; 28° Z. Br.; warm, semi-aride klimaat). 1: Hasseltse Baai, 2: Ile du Brabant, 3: Hoeselts Klif, 4: Ile du Condroz, 5: Ile de Booze, 6: Mer de Dinant, 7: Hauts-fonds de la Vesdre, 8: Aachener Meer.

Figure 14. The Euregio Meuse-Rhine during the late Devonian (Frasnian; 375 Ma; 28° S; warm, semi-arid climate). 1: Bay of Hasselt, 2: Ile du Brabant (the highest, not yet flooded portion of the Cambro-Silurian rocks of the Brabant Massif), 3: Hoeselt Cliffs (the remnants of the former Hoeselt Mountains), 4: Condroz Island (consisting of Cambro-Silurian rocks), 5: Booze Island, 6: Dinant Sea (several times transformed in hypersaline lagoons because of repeated sea level fall), 7: reef complexes of the Hauts-fonds de la Vesdre (repeatedly killed by sea level fall), 8: Aachen Sea (several times transformed in hypersaline lagoons because of repeated sea level fall). Based on data by Tsien (1971), Bless *et al.* (1980a), Kasig (1980a), Reijers (1984), Dreesen *et al.* (1985), Cnudde *et al.* (1986), Paproth *et al.* (1986), Dejonghe & Marnet (1988), Witzke (1990), Poty (1991) and Schmidt (1994).

Figure 14. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Dévonien récent (Frasnien; 375 Ma; 28° S; climat chaud, semi-aride). 1: Baie de Hasselt, 2: Ile du Brabant (la partie la plus élevée, non encore immergée, des roches cambro-siluriennes du Massif du Brabant) 3: Falaises de Hoeselt (les restes des anciens Monts de Hoeselt), 4: Ile du Condroz (consistant en roches cambro-siluriennes), 5: Ile de Booze, 6: Mer de Dinant (plusieurs fois transformée en étangs hypersalins à la suite d'abaissements répétés du niveau de la mer), 7: complexes récifaux des Hauts-fonds de la Vesdre (anéantis de manière répétée par les abaissements du niveau de la mer), 8: Mer d'Aachen (plusieurs fois transformée en étangs hypersalins à la suite d'abaissements répétés du niveau de la mer). D'après les données de Tsien (1971), Bless *et al.* (1980a), Kasig (1980a), Reijers (1984), Dreesen *et al.* (1985), Cnudde *et al.* (1986), Paproth *et al.* (1986), Dejonghe & Marnet (1988), Witzke (1990), Poty (1991) et Schmidt (1994).

Abbildung 14. Die Euregio Maas-Rhein im späten Devon (Frasnes; 375 MA; 28° südlicher Breite; warmes, semi-arides Klima). 1: Hasselter Bucht, 2: Brabanter Insel (der höchste, noch nicht überflutete Teil der kambro-silurischen Gesteine des Brabanter Massivs); 3: Kliffe von Hoeselt (die Reste des früheren Hoeselster Gebirges), 4: Condroz Insel (aus kambro-silurischen Gesteinen bestehend), 5: Booze Insel, 6: Dinant Meer (aufgrund des wiederholten Fallens des Meeresspiegels mehrmals in hypersaline Lagunen umgewandelt), 7: Rifffkomplexe der Weser Hauts-fonds (aufgrund des wiederholten Fallens des Meeresspiegels mehrmals abgestorben), 8: Aachener Meer (aufgrund des wiederholten Fallens des Meeresspiegels mehrmals in hypersaline Lagunen umgewandelt). Basierend auf Daten von Tsien (1971), Bless *et al.* (1980a), Kasig (1980a), Reijers (1984), Dreesen *et al.* (1985), Cnudde *et al.* (1986), Paproth *et al.* (1986), Dejonghe & Marnet (1988), Witzke (1990), Poty (1991) und Schmidt (1994).



Figuur 15. De Euregio tijdens het laat-Devoon (Famennien, 365 Ma; 23° Z. Br.; warm, semi-aride klimaat). 1: Kempense Vlakte, 2: Hoeselts Plateau, 3: Ride du Condroz, 4: Rocher de Visé, 5: Etang du Hoyoux, 6: Etang d'Evieux, 7: Etang de Val-Dieu, 8: Stolberger Haf, 9: Hauts-fonds sableux de Beverire, 10: Walheimer Sandriffe, 11: Eifeler Meeresstrasse, 12: Eifeler Sandriffe.

Figure 15. The Euregio Meuse-Rhine during the late Devonian (Famennian; 365 Ma; 23° S; warm, semi-arid climate). 1: Campine Plains, 2: Hoeselt Plateau, 3: Condroz Ridge, 4: Visé Rock (consisting of updomed and subsequently karstified Frasnian limestones), 5-8: shallow lagoons (water supply mainly by flash floods from the north and northwest; from time to time dried up, so that only small hypersaline ponds and pools remained), 5: Hoyoux Lagoon, 6: Evieux Lagoon, 7: Val-Dieu Lagoon, 8: Stolberg Lagoon, 9: Beverire tidal flats, 10: Walheim tidal flats, 11: Strait of the Eifel, 12: Eifel tidal flats. Based on data by Ancion (1960), Bless *et al.* (1981), Poty (1982), Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Thorez & Dreesen (1986), Witzke (1990), Paproth (1991) and Poty (1991).

Figure 15. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Dévonien récent (Famennien; 365 Ma; 23° S; climat chaud semi-aride). 1: Plaines de Campine, 2: Plateau de Hoeselt, 3: Crête du Condroz, 4: Rochers de Visé (constitués de calcaires frasnien soulevés et ensuite karstifiés), 5-8: étangs peu profonds (eaux apportées principalement par des crues soudaines venant du nord et du nord-ouest; de temps en temps asséchés de telle sorte que subsistent seulement de petites mares ou pièces d'eau hypersalines), 5: Etang du Hoyoux, 6: Etang d'Evieux, 7: Etang de Val-Dieu, 8: Etang de Stolberg, 9: épendages de marées sur hauts-fonds sableux de Beverire, 10: épendages de marées sur hauts-fonds sableux de Walheim, 11: Déroit de l'Eifel, 12: épendages de marées sur hauts-fonds sableux de l'Eifel. D'après les données de Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Witzke (1990), Paproth (1991) et Poty (1991).

Abbildung 15. Die Euregio Maas-Rhein im späten Devon (Famenne; 365 MA; 23° südlicher Breite; warmes, semi-arides Klima). 1: Kempener Ebene, 2: Plateau von Hoeselt, 3: Ride du Condroz, 4: Felsen von Visé (aus aufgehobenen und anschließend ausgehöhlten Kalken des Frasnies bestehend), 5-8: untiefe Lagunen (mit Wasserzufuhr durch Wüsten Flüsse aus dem Norden und Nordwesten; manchmal austrocknend so dass nur kleine hypersaline seenübrigbleiben), 5: Hoyoux Lagune, 6: Evieux Lagune, 7: Val-Dieu Lagune, 8: Stolberger Lagune, 9: Beverire Sandriffe, 10: Walheimer Sandriffe, 11: Eifeler Meeresstrasse, 12: Eifeler Sandriffe. Basierend auf Daten von Dreesen *et al.* (1985), Richter (1985), Paproth *et al.* (1986), Witzke (1990), Paproth (1991) und Poty (1991).



Figuur 16. De Euregio tijdens het vroeg-Carboon (Tournaisien; 355 Ma; 18° Z. Br.; semi-aride subtropisch klimaat). 1: Hasseltse Baai, 2: Ile du Brabant, 3: Falaise de Visé, 4: Presqu'île de Booze, 5: Aachener Meeresstrasse, 6: Hack Insel, 7: Mer de Dinant, 8: Eifeler Wattenmeer.

Figure 16. The Euregio Meuse-Rhine during the early Carboniferous (Tournaisian; 355 Ma; 18° S; semi-arid, subtropical climate). 1: Hasselt Bay (frequently with a muddy clay substrate), 2: Brabant Island (the highest, not yet flooded portion of the Cambro-Silurian rocks of the Brabant Massif; situation comparable to that in the Frasnian), 3: Visé Cliffs (these cliffs of upwarped and partly karstified Frasnian limestones were gradually drowned because of regional block movements by the end of the Viséan), 4: Booze Peninsula (temporarily upwarped during the early Carboniferous), 5: Strait of Aachen (with an almost pure chalk substrate), 6: Hack Island, 7: Dinant Sea (frequently with a muddy clay substrate), 8: Eifel Sea with tidal mud flats. Based on data by Bless *et al.* (1980c), Kasig (1980b), Van Steenwinkel (1980), Bless *et al.* (1981), Poty (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Smolderen (1987), Witzke (1990) and Poty (1991).

Figure 16. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Carbonifère ancien (Tournaisien; 355 Ma; 18° S; climat subtropical, semi-aride). 1: Baie de Hasselt (avec un substrat fréquemment constitué de boues argileuses), 2: Ile du Brabant (la partie la plus élevée, non encore immergée, des roches cambro-siluriennes du Massif du Brabant; une situation comparable à celle du Frasnien), 3: Falaises de Visé (ces falaises de calcaires frasnien surélevés et partiellement karstifiés ont graduellement sombré à cause de mouvements de blocs régionaux, à la fin du Viséen), 4: Péninsule de Booze (temporairement émergée pendant le Carbonifère ancien), 5: Déroit d'Aachen (avec un substrat de craie à peu près pure), 6: Ile de Hack, 7: Mer de Dinant (avec un substrat fréquemment constitué de boues argileuses), 8: Mer de l'Eifel avec des épandages de marées, argileux. D'après les données de Bless *et al.* (1980c), Kasig (1980b), Van Steenwinkel (1980), Bless *et al.* (1981), Poty (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Smolderen (1987), Witzke (1990) et Poty (1991).

Abbildung 16. Die Euregio Maas-Rhein im frühen Karbon (Tournai; 355 MA; 18° südlicher Breite; subtropisches, semi-arides Klima). 1: Hasselter Bucht (oft mit einem Substrat aus schlammigem Ton), 2: Brabanter Insel (der höchste, noch nicht überflutete Teil der kambro-silurischen Gesteine des Brabanter Massivs, vergleichbar zur Zeit des Frasnies), 3: Falaise de Visé (diese Kliffe aus hochgehobenen und teilweise ausgehöhlten Kalken des Frasnies wurden aufgrund von Blockbewegungen zum Ende des Visés zunehmend abgesenkt), 4: Booze Halbinsel (während des frühen Karbons zeitweilig aufgehoben), 5: Aachener Meeresstrasse (mit einem Substrat aus annähernd reiner Kalk), 6: Hack Insel, 7: Dinant Meer (oft mit einem Substrat aus schlammigem Ton), 8: Eifeler Wattenmeer. Basierend auf Daten von Bless *et al.* (1980c), Kasig (1980b), Van Steenwinkel (1980), Bless *et al.* (1981), Poty (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Richter (1985), Smolderen (1987), Witzke (1990) und Poty (1991).



Figuur 17. De Euregio aan het begin van het laat-Carboon (vroeg-Namurien; 330 Ma; 8° Z. Br.; Warm-vochtig tropisch klimaat). 1: Hasseltse Baai, 2: Aachener Bucht, 3: Golfe de Dinant, 4: kustmoerassen (marais maritimes, Küstenmoore), 5: Eifeler Hochfläche, 6: Ile de Brabant, 7: Ile de Visé, 8: Ile de Booze.

Figure 17: The Euregio Meuse-Rhine at the onset of the late Carboniferous (early Namurian; 330 Ma; 8° S; warm-humid, tropical climate). 1: Hasselt Bay, 2: Aachen Bay, 3: Dinant Bay, 4: coastal marshes with tropical rain forests, 5: Eifel Plateau (uplift by Sudectic movements caused subsequent erosion of, for instance, early Carboniferous radiolarites, which were redeposited in the Burgholz Conglomerate near Aachen), 6: Brabant Island (the highest, not yet flooded portion of the Cambro-Silurian rocks; situation comparable to that in the Frasnian and at the onset of the early Carboniferous), 7: Visé Island (gradually drowned during the Namurian), 8: Booze Island (gradually drowned during the Namurian). Based on data by Ancion (1960), Van Leckwijck (1980a), Richter (1985) and Witzke (1990).

Figure 17. L'Euregio Meuse-Rhin au début du Carbonifère récent (Namurien ancien; 330 Ma; 8° S; climat tropical, chaud-humide). 1: Baie de Hasselt, 2: Baie d'Aachen, 3: Baie de Dinant, 4: marais côtiers et forêts pluviales tropicales, 5: Plateau de l'Eifel (un soulèvement du aux mouvements sudètes a provoqué l'érosion subséquente notamment de radiolarites du Carbonifère ancien qui ont été ensuite redéposées dans le Conglomérat de Burgholz, près d'Aachen), 6: Ile du Brabant (la partie la plus élevée, non encore immergée, des roches cambro-siluriennes; une situation comparable à celle du Frasnien et du début du Carbonifère ancien), 7: Ile de Visé (graduellement immergée pendant le Namurien), 8: Ile de Booze (graduellement immergée pendant le Namurien). D'après les données de Ancion (1960), Van Leckwijck (1964), Bless *et al.* (1980a), Richter (1985) et Witzke (1990).

Abbildung 17. Die Euregio Maas-Rhein im späten Karbon (frühes Namür; 330 MA; 8° südlicher Breite; warm-feuchtes, tropisches Klima). 1: Hasselter Bucht, 2: Aachener Bucht, 3: Dinant Buch, 4: Küstenmoore mit tropischen Regenwäldern, 5: Eifeler Hochfläche (sie wurde während der Sudeitischen Bewegungen hochgehoben, was eine anschließende Erosion zur Folge hatte. So wurden zum Beispiel die Radiolarite des frühen Karbons im Burgholz Konglomerat bei Aachen wieder abgelagert). 6: Brabanter Insel (der höchste, noch nicht überflutete Teil der kambro-silurischen Gesteine des Brabanter Massivs, vergleichbar zur Zeit des Frasnies und des frühen Karbons), 7: Visé Insel (allmählich während des Namürs absinkend), 8: Booze Insel (allmählich während des Namürs absinkend). Basierend auf Daten von Ancion (1960), Van Leckwijck (1964), Bless *et al.* (1980a), Richter (1985) und Witzke (1990).



Figuur 18. Landschap ten noorden van Botrange aan het begin van het laat-Carboon (vroeg-Namurien; 330 Ma). De erosieproducten van het Hercynisch Gebergte vormden zich snel naar het noorden uitbreidende delta's met uitgestrekte kustmoerassen en regenwouden. Met een zekere regelmaat werden deze op hun beurt weer overspoeld door de zee als gevolg van cyclische veranderingen in het zeeniveau, de gestadig dalende ondergrond en de compactie van de eerder afgezette sedimenten.

Figure 18. Landscape north of Botrange at the onset of the late Carboniferous (early Namurian; 330 Ma). The erosion products from the Hercynian Mountains formed rapidly northward extending delta's with extensive coastal marshes and rain forests. These were regularly inundated by the sea because of cyclic sea level changes, the gradual downwarp of the subsurface and the compaction of the earlier deposited sediments. Based on data by Van Leckwijck (1964), Bless *et al.* (1984), Dreesen (1993), Dreesen *et al.* (1995) and Paproth *et al.* (1996).

Figure 18. Paysage au nord de Botrange au début du Carbonifère récent (Namurien ancien; 330 Ma). Les produits d'érosion des montagnes hercyniennes ont formé rapidement des deltas s'étendant vers le nord et portant des marais côtiers étendus et des forêts pluviales. Ceux-ci furent régulièrement inondés par la mer à cause de changements périodiques du niveau marin, de l'enfouissement graduel de la subsurface et de la compaction des sédiments déposés précédemment. D'après les données de Van Leckwijck (1964), Bless *et al.* (1984), Dreesen (1993), Dreesen *et al.* (1995) et Paproth *et al.* (1996).

Abbildung 18. Landschaft nördlich von Botrange zu Beginn des späten Karbons (frühes Namür; 330 MA). Die Erosionsprodukte des herzynischen Gebirges formten sich schnell nach Norden ausbreitende Deltas mit ausdehnenden Küstenmooren und Regenwäldern. Diese wurden aufgrund von zyklischen Meeresspiegelveränderungen, des allmählichen Absenkens des Untergrundes und der Kompaktion der bereits abgelagerten Sedimente regelmässig überflutet. Basierend auf Daten von Van Leckwijck (1964), Bless *et al.* (1984), Dreesen (1993), Dreesen *et al.* (1995) und Paproth *et al.* (1996).

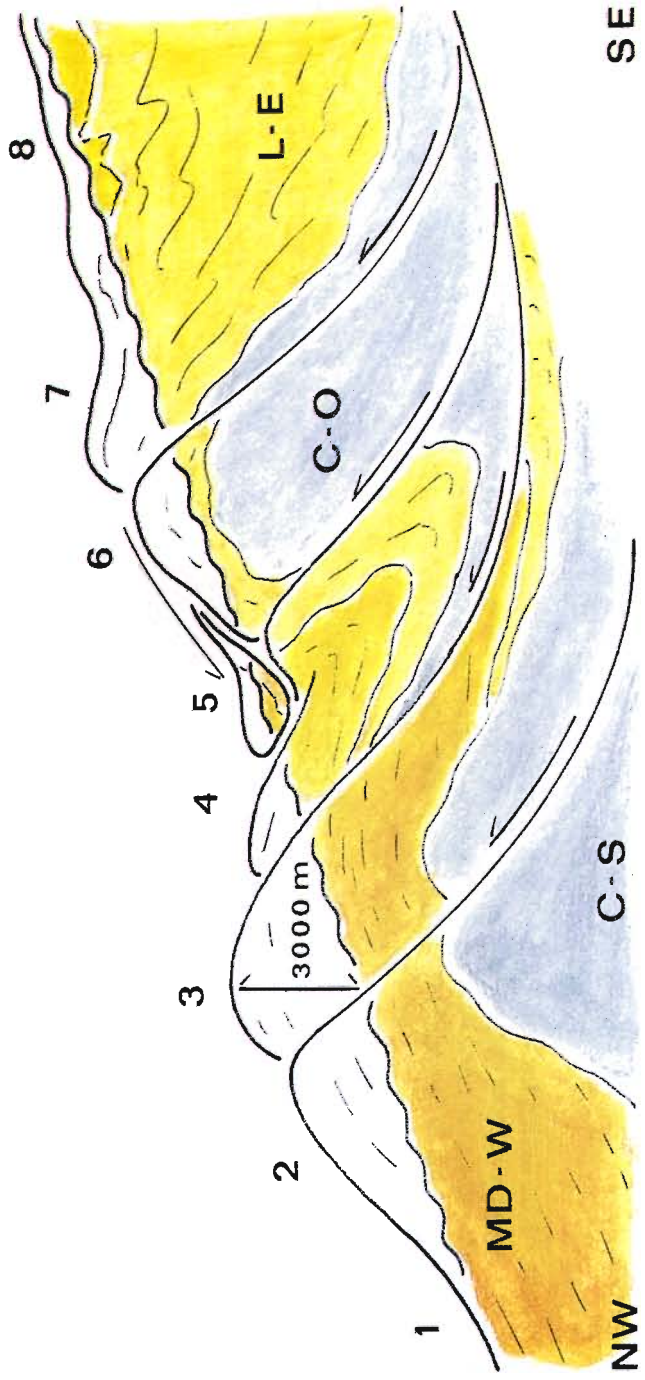


Figuur 19. De Euregio tijdens het laat-Carboon (begin laat-Westphalien; 305 Ma; 0°, equator; warm-vochtig, tropisch klimaat). 1: Regenwoud (Regenwald, forêt pluviale), 2: Eifeler Hochfläche.

Figure 19. The Euregio Meuse-Rhine during the late Carboniferous (beginning of the late Westphalian, 305 Ma; 0°, equatorial belt; warm-humid, tropical climate). 1: Rain forest (rivers flowing to the northeast and northwest, transporting erosion products from the Hercynian mountain belt and from the Eifel Plateau) (with active erosion of late early Devonian to early Westphalian deposits). Based on data by Bless (1973), Bless & Streel (1976), Bisschoff & Ritzerfeld (1981), Peters (1981), Bless *et al.* (1984), Van de Laar & Fermont (1989), Witzke (1990), Dreesen (1993) and Dreesen *et al.* (1995).

Figure 19. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Carbonifère récent (début du Westphalien récent; 305 Ma; 0°, ceinture équatoriale; climat tropical, chaud-humide). 1: forêt pluviale (des rivières coulent vers le nord-est et le nord-ouest, transportant des produits d'érosion des montagnes hercyniennes et du Plateau de l'Eifel), 2: Plateau de l'Eifel (avec l'érosion active des dépôts de la fin du Dévonien ancien au Westphalien ancien). D'après les données de Bless (1973), Bless & Streel (1976), Bisschoff & Ritzerfeld (1981), Peters (1981), Bless *et al.* (1984), Van de Laar & Fermont (1989), Witzke (1990), Dreesen (1993) et Dreesen *et al.* (1995).

Abbildung 19. Die Euregio Maas-Rhein im späten Karbon (Beginn des späten Westfals; 305 MA; 0° Breite, Equator; warm-feuchtes, tropisches Klima). 1: Regenwald (Flüsse fließen in Richtung Nordosten und Nordwesten und transportieren die Erosionsprodukte des herzynischen Gebirgsgürtels und der Eifeler Hochfläche), 2: Eifeler Hochfläche (mit aktiver Erosion der Ablagerungen des späten Frühdevons bis frühen Westfals. Basierend auf Daten von Bless (1973), Bless & Streel (1976), Bisschoff & Ritzerfeld (1981), Peters (1981), Bless *et al.* (1984), Van de Laar & Fermont (1989), Witzke (1990), Dreesen (1993) und Dreesen *et al.* (1995).



Figuur 20. Sterk geïdealiseerde dwarsdoorsnede van de Euregio aan het begin van het Perm (niet op schaal). 1: Kempens Bekken, 2: Massief van Brabant, 3: Synclinorium van Liège, 4: Synclinorium van Verviers, 5: Massief van de Vesder (door gravitatie vanaf het Massief van Stavelot naar het noorden gegleden), 6: Massief van Stavelot, 7: Synclinorium van Neufchâteau, 8: Eifeler Kalkmulden. MD-W: midden-Devoon tot Westphalien; L-E: vroeg-Devoon (Lochkovien tot Emsien), C-O: Cambro-Ordovicium, C-S: Cambro-Siluur. Tijdens het Perm en Trias zou op sommige plaatsen tot 3000 m sediment (in hoofdzaak uit het laat-Carboon) door erosie verdwijnen.

Figure 20. Strongly idealized cross-section of the Euregio Meuse-Rhine at the onset of the Permian (no scale). 1: Campine Basin, 2: Brabant Massif, 3: Liège Synclinorium, 4: Verviers Synclinorium, 5: Vesdre Massif (downslided by gravity from the Stavelot Massif to the north), 6: Stavelot Massif, 7: Neufchâteau Synclinorium, 8: Mid-Devonian synclines of the Eifel area. MD-W: middle Devonian (Lochkovian to Westphalian, L-E: early Devonian (Lochkovian to Emsian), C-O: Cambro-Ordovicium, C-S: Cambro-Silurian. Up to 3000 m of late Carboniferous deposits have been eroded in places during the Permian and Triassic. Based on tectonic models by Bless *et al.* (1989), Bless & Fernández Narvaiza (1993), Winterfeld & Walter (1993), and Hollmann & Walter (1995).

Figure 20. Section transversale fortement idéalisée de l'Euregio Meuse-Rhin au début du Permien (pas d'échelle). 1: Bassin de Campine, 2: Massif du Brabant, 3: Synclinorium de Liège, 4: Synclinorium de Verviers, 5: Massif de la Vesdre (glissé vers le bas par gravité, du Massif de Stavelot vers le nord), 6: Massif de Stavelot, 7: Synclinorium de Neufchâteau, 8: synclinaux mésodévonien de la région de l'Eifel. MD-W: Dévonien moyen à Westphalien, L-E: Dévonien ancien (Lochkovien à Emsien), C-O: Cambro-Ordovicien, C-S: Cambro-Silurien. Jusqu'à 3000 m de dépôts du Carbonifère récent ont été érodés, par places, pendant le Permien et le Trias. D'après les données de Bless *et al.* (1989), Bless & Fernández Narvaiza (1993), Winterfeld & Walter (1993), et Hollmann & Walter (1995).

Abbildung 20. Stark idealisierter Querschnitt der Euregio Maas-Rhein zu Beginn des Perms (nicht maßstabgetreu). 1: Kempener Becken, 2: Brabanter Massiv, 3: Synclinorium von Lüttich, 4: Synclinorium von Verviers, 5: Weser Massiv (durch die Schwerkraft vom Stavelot Massiv nach Norden abgerutscht), 6: Stavelot Massiv, 7: Synclinorium von Neufchâteau, 8: Mittel-Devonische Mulden der Eifelregion. MD-W: mittleres Devon bis Westfal, L-E: frühes Devon (Lochkov bis Ems), C-O: Kambro-Ordoviz, C-S: Kambro-Silur. Mehr als 3000 m Ablagerungen des späten Karbons wurden während des Perms und des Trias erodiert. Nach tektonischen Modellen von Bless *et al.* (1989), Bless & Fernández Narvaiza (1993), Winterfeld & Walter (1993), und Hollmann & Walter (1995).



Figuur 21: De Euregio tijdens het vroeg-Perm (Rotliegend; 275 Ma; 8° N. Br.; warm-droog woestijnklimaat). 1: Kempense Bajada's (gevoed door flash floods vanuit het zuiden en zuidoosten), 2-6: Plateaus en bergruggen, waar in het vroeg-Perm voornamelijk gesteenten uit het laat-Carboon dagzoomden, 2: Plateau du Brabant (gesteenten uit het laat-Carboon vormden buttes en mesa's), 3: Maastrichts Plateau (gesteenten uit het laat-Carboon vormden buttes en mesa's), 4: Plateau de Dinant (in het noorden begrensd door cuesta's, die ontstonden door de selectieve erosie van gesteenten uit het laat-Carboon), 5: Plateau de Verviers (in het noorden begrensd door cuesta's, die ontstonden door de selectieve erosie van gesteenten uit het laat-Carboon), 6: Chaîne de Stavelot (met talrijke cuesta's, die ontstonden door de selectieve erosie van gesteenten uit het vroeg-Devoon en Cambro-Ordovicium), 7: Eifeler Hochfläche (waar gesteenten uit het Devoon en vroeg-Carboon dagzoomden).

Figure 21. The Euregio Meuse-Rhine during the early Permian (Rotliegend; 275 Ma; 8° N; warm-arid desert climate). 1: Campine Bajadas (water supply by flash floods from the south and southeast), 2: Brabant Plateau (late Carboniferous deposits forming buttes and mesas), 3: Maastricht Plateau (late Carboniferous deposits forming buttes and mesas), 4: Dinant Plateau (bordered to the north by cuestas created by the selective weathering of late Carboniferous deposits), 5: Verviers Plateau (bordered to the north by cuestas created by the selective weathering of late Carboniferous deposits), 6: Stavelot Mountains (with numerous cuestas created by the selective weathering of early Devonian and Cambro-Ordovician deposits), 7: Eifel Plateau (with outcrops of Devonian and early Carboniferous deposits). Based on data by M. & R. Teichmüller (1979), Ziegler (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Muchez *et al.* (1987), Bless & Bouckaert (1988), Witzke (1990) and Bless *et al.* (1991a).

Figure 21. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Permien ancien (Rotliegend; 275 Ma; 8° N; climat désertique chaud-aride). 1: Bajadas de Campine (amenées d'eaux par crues soudaines venant du sud et du sud-est), 2: Plateau du Brabant (dépôts du Carbonifère récent formant des buttes et des mesas), 3: Plateau de Maastricht (dépôts du Carbonifère récent formant des buttes et des mesas), 4: Plateau de Dinant (bordé au nord par des cuestas créées par l'altération sélective des dépôts du Carbonifère récent), 5: Plateau de Verviers (bordé au nord par des cuestas créées par l'altération sélective des dépôts du Carbonifère récent), 6: Monts de Stavelot (avec de nombreuses cuestas créées par l'altération sélective des dépôts dévoniens anciens et cambro-ordoviens), 7: Plateau de l'Eifel (avec des affleurements de dépôts dévoniens et carbonifères anciens). D'après les données de M. & R. Teichmüller (1979), Ziegler (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Muchez *et al.* (1987), Bless & Bouckaert (1988), Witzke (1990) et Bless *et al.* (1991a).

Abbildung 21. Die Euregio Maas-Rhein im frühen Perm (Rotliegend; 275 MA; 8° nördlicher Breite; warm-arides Wüstenklima). 1: Kempener Bajadas (Wasserzufuhr durch "Flash Floods" aus dem Süden und Südosten), 2: Brabanter Hochfläche (Karbonablagerungen formen Vorberge und Tafelberge), 3: Maastrichter Hochfläche (Karbonablagerungen formen Vorberge und Tafelberge), 4: Dinant Hochfläche (im Norden abgegrenzt durch Schichtstufen, die durch die selektive Verwitterung der Ablagerungen des späten Karbons entstanden), 5: Verviers Hochfläche (im Norden abgegrenzt durch Schichtstufen, die durch die selektive Verwitterung der Ablagerungen des späten Karbons entstanden), 6: Stavelot Bergkette (mit zahlreichen Schichtstufen, die durch die selektive Verwitterung der Ablagerungen des frühen Karbons entstanden), 7: Eifeler Hochfläche (mit Aufschlüssen des Devons und des frühen Karbons). Basierend auf Daten von M. & R. Teichmüller (1979), Ziegler (1982), Robaszynski & Dupuis (1983), Muchez *et al.* (1987), Bless & Bouckaert (1988), Witzke (1990) und Bless *et al.* (1991a).



Figuur 22. Landschap ten zuidwesten van Aachen tijdens het vroeg-Perm (Rotliegend; 275 Ma). De selectieve verwerking van de langs de noordflank van de Synclinoria van Dinant en Verviers enigszins naar het zuiden hellende gesteenten uit het laat-Carboon leidde tot de vorming van cuesta's: asymmetrische heuvels, waarvan de langzaam olopende flank parallel aan de gelaagdheid der gesteenten loopt en de steile flank er vrijwel loodrecht op staat. Dergelijke cuesta's karakteriseerden het warm-droge landschap van het Perm en vroeg-Trias, en ook het semi-aride landschap van het midden- en laat-Jura en het vroeg-Krijt.

Figure 22. Landscape to the southwest of Aachen during the early Permian (Rotliegend; 275 Ma). The selective weathering of the slightly southward dipping late Carboniferous rocks along the northern border of the Dinant and Verviers synclinoriums created cuestas: asymmetrical hills with one gently dipping flank parallel to the bedding planes and the steep flank almost perpendicular to these. These cuestas characterized the warm-arid landscape of the Permian and early Triassic, and also the semi-arid landscape of the middle and late Jurassic and the early Cretaceous.

Figure 22. Paysage au sud-ouest d'Aachen pendant le Permien ancien (Rotliegend; 275 Ma). L'altération sélective des roches du Carbonifère récent, inclinées faiblement vers le sud, le long de la bordure nord des Synclinoriums de Dinant et de Verviers, a créé des cuestas: collines asymétriques avec un flanc en pente douce parallèle au plan de stratification et un flanc en pente raide à peu près perpendiculaire à celui-ci. Ces cuestas ont caractérisé les paysages aride-chauds du Permien et du Trias ancien, et aussi les paysages semi-arides du Jurassique moyen et récent et du Crétacé ancien.

Abbildung 22. Landschaft im Südwesten von Aachen im frühen Perm (Rotliegend; 275 MA). Die selektive Verwitterung der leicht südwärts fallenden Gesteine des späten Karbons entlang des nördlichen Randes des Dinant und des Verviers Synclinoria führte zum Bau von Schichtstufen (Cuestas): asymmetrische Hügel mit einem leicht abfallenden Hang, der parallel zu den Schichtungsebenen liegt, und einem Steilhang, der senkrecht dazu steht. Diese Cuestas charakterisieren die warm-aride Landschaft des Perms und Frühen Trias und auch des mittleren und späten Juras und der frühen Kreide.



Figuur 23. De Euregio tijdens het laat-Perm (Zechstein; 250 Ma; 18° N. Br.; warm-droog woestijnklimaat). 1: Permzee, 2: Kempense Kustvlakte, 3: Aachener Höhenzug, 4: Ride de Stavelot, 5: Eifeler Bajadas (het massatransport van modder, zand en stenen vanuit de heuvels in het zuiden en zuidoosten kon alleen plaatsvinden tijdens de kortstondige perioden van overvloedige regenval; het Conglomérat de Malmédy vormt een restant van deze bajada's).

Figure 23. The Euregio Meuse-Rhine during the late-Permian (Zechstein; 250 Ma; 18° N; warm-arid desert climate). 1: Perm Sea (only one or two marine incursions in the North-European Perm Basin reached the northern border of the Euregio), 2: Campine Coastal Plains (a relatively flat area with a sparse vegetation), 3: Aachen Hills (the original Rotliegend relief had been reduced to small buttes and cuestas of late-Carboniferous deposits), 4: Stavelot Ridge (with hills of folded and broken Cambro-Ordovician rocks), 5: Eifel Bajadas (mass transport of mud, sand and stones from the hills to the south and south-east only took place during the ephemeral periods of heavy rainfall; remnants of these bajadas have been preserved in the Malmédy Conglomerat). Based on data by Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1985), Duser *et al.* (1987), Smolderen (1987) and Bless *et al.* (1991a).

Figure 23. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Permien récent (Zechstein; 250 Ma; 18° N; climat désertique chaud-aride). 1: Mer permienne (une ou deux incursions marines seulement parmi celles connues dans le bassin permien nord-européen ont atteint la bordure septentrionale de l'Euregio), 2: Plaines côtières de Campine (une région relativement plate avec une végétation éparse), 3: Collines d'Aachen (le relief Rotliegend original a été réduit à de petites buttes et des cuestas de dépôts carbonifères récents), 4: Crêtes de Stavelot (avec des collines de roches cambro-ordoviciennes plissées et fracturées), 5: Bajadas de l'Eifel (du transport en masse de boues, sables et pierres à partir des collines au sud et au sud-est a pris place seulement pendant des périodes éphémères de fortes pluies; des restes de ces bajadas ont été préservés dans le Conglomérat de Malmédy). D'après les données de Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1985), Duser *et al.* (1987), Smolderen (1987) et Bless *et al.* (1991a).

Abbildung 23. Die Euregio Maas-Rhein im späten Perm (Zechstein; 250 MA; 18° nördlicher Breite; warm-arides Wüstenklima). 1: Perm Meer (nur eine oder zwei Vorstöße des Meeres erreichten den nördlichen Rand der Euregio), 2: Kempener Küstenfläche (ein relativ flaches Gebiet mit geringer Vegetation), 3: Aachener Höhenzug (das ursprüngliche Relief des Rotliegend reduzierte sich auf kleine Hügel und Schichtstufen der Ablagerungen des späten Karbons), 4: Ride de Stavelot (mit Hügeln der gefalteten und gebrochenen Kambro-Ordoviz Gesteine), 5: Eifeler Bajadas (der Massentransport von Schlamm, Sand und Steinen von Hügeln im Süden und Südosten fand nur während den kurzzeitigen Perioden schweren Regenfällen statt; Überreste dieser Bajadas sind im Konglomerat von Malmédy erhalten). Basierend auf Daten von Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1985), Duser *et al.* (1987), Smolderen (1987) und Bless *et al.* (1991a).

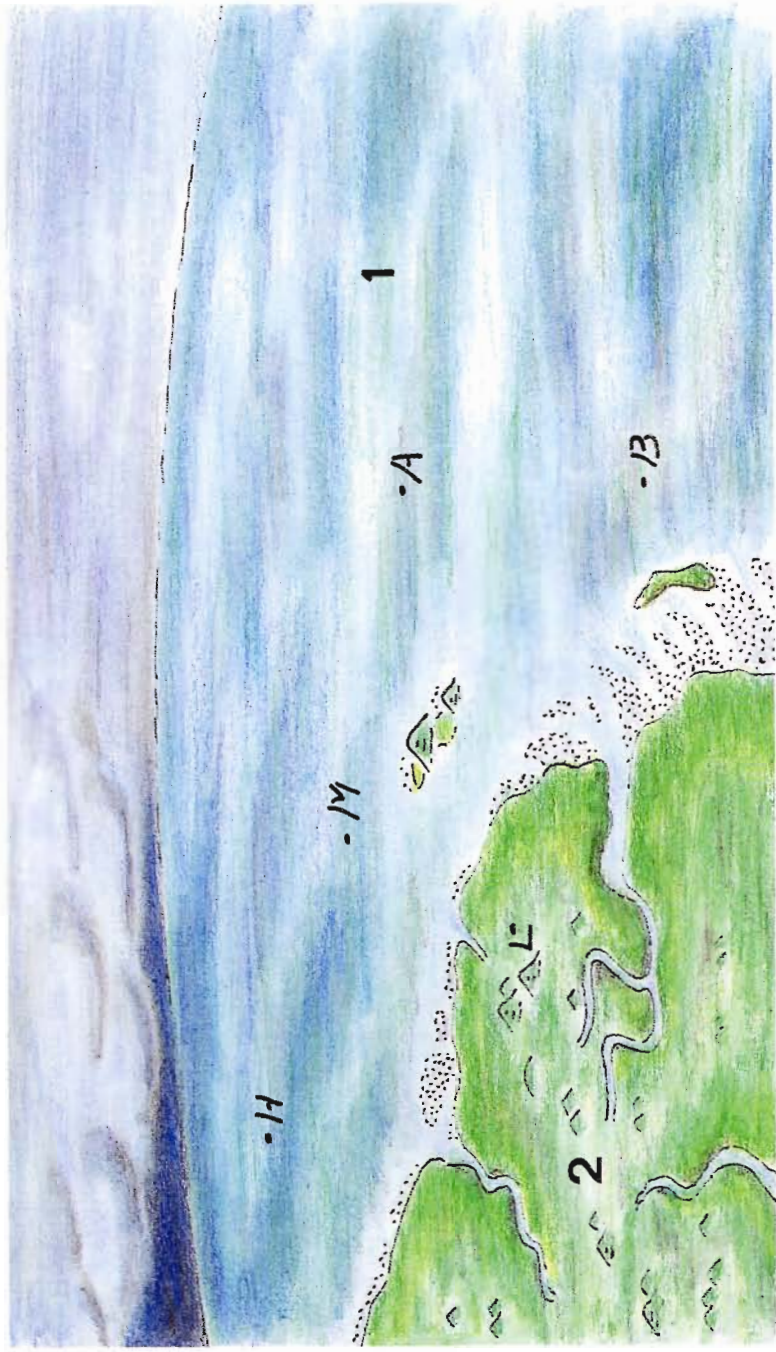


Figuur 24. De Euregio tijdens het vroeg-Trias (Buntsandstein; 245 Ma; 21° N. Br.; semi-aride klimaat). 1: Limburgse Woestijn, 2: Trierer Tal, 3: Plateau du Brabant, 4: Maastrichts Plateau, 5: Val de Namur, 6: Val de Dinant, 7: Val de Verviers, 8: Crête de Stavelot, 9: Vallon de Malmédy.

Figure 24. The Euregio Meuse-Rhine during the early Triassic (Buntsandstein; 245 Ma; 21° N; semi-arid climate). Rejuvenation of the relief was caused by the subsidence of the Limburg Desert and Trier Valley. Mass transport of sediments derived from regional sources and areas farther to the south (Odenwald, NE France) was only possible during the wet monsoon season. 1: Limburg Desert, 2: Trier Valley, 3: Brabant Plateau, 4: Maastricht Plateau, 5: Namur Valley, 6: Dinant Valley, 7: Verviers Valley, 8: Stavelot Ridge, 9: Malmédy Valley (created by local tectonic subsidence in the latest Permian or earliest Triassic). Based on data by Patijn & Kimpe (1961), Pearson (1978), Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1983), Demyttenaere (1985), Demyttenaere (1987), Dusat *et al.* (1987) and Ribbert (1992).

Figure 24. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Trias ancien (Buntsandstein; 245 Ma; 21° N; climat semi-aride). Le rajeunissement du relief a été provoqué par la subsidence du Désert du Limbourg et de la Vallée de Trèves. Du transport en masse de sédiments provenant de sources régionales et de régions plus éloignées vers le sud (Odenwald, NE France) fut seulement possible pendant la saison humide de mousson. 1: Désert du Limbourg, 2: Vallée de Trèves, 3: Plateau du Brabant, 4: Plateau de Maastricht, 5: Vallée de Namur, 6: Vallée de Dinant, 7: Vallée de Verviers, 8: Crête de Stavelot, 9: Vallée de Malmédy (créée par une subsidence tectonique locale à la fin du Permien ou au début du Trias). D'après les données de Patijn & Kimpe (1961), Pearson (1978), Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1983), Demyttenaere (1987), Dusat *et al.* (1987) et Ribbert (1992).

Abbildung 24. Die Euregio Maas-Rhein im frühen Trias (Buntsandstein; 245 MA; 21° nördlicher Breite; semi-arides Klima). Die Verjüngung des Reliefs wurde durch die Subsidenz der Limburger Wüste und des Trierer Tals hervorgerufen. Der Massentransport der Sedimente von regionalen Ursprungsorten und Gebieten, die weiter südlich lagen (Odenwald, Nordosten Frankreichs), war nur während der feuchten Monsun Jahreszeit möglich. 1: Limburger Wüste, 2: Trierer Tal, 3: Brabanter Hochfläche, 4: Maastrichter Hochfläche, 5: Namür Tal, 6: Dinant Tal, 7: Verviers Tal, 8: Stavelot Höhenzug, 9: Tal von Malmédy (gebildet durch lokale tektonische Subsidenz im spätesten Perm oder frühen Trias). Basierend auf Daten von Patijn & Kimpe (1961), Pearson (1978), Ziegler (1982), Wienecke (1983), Richter (1983), Demyttenaere (1987), Dusat *et al.* (1987) und Ribbert (1992).

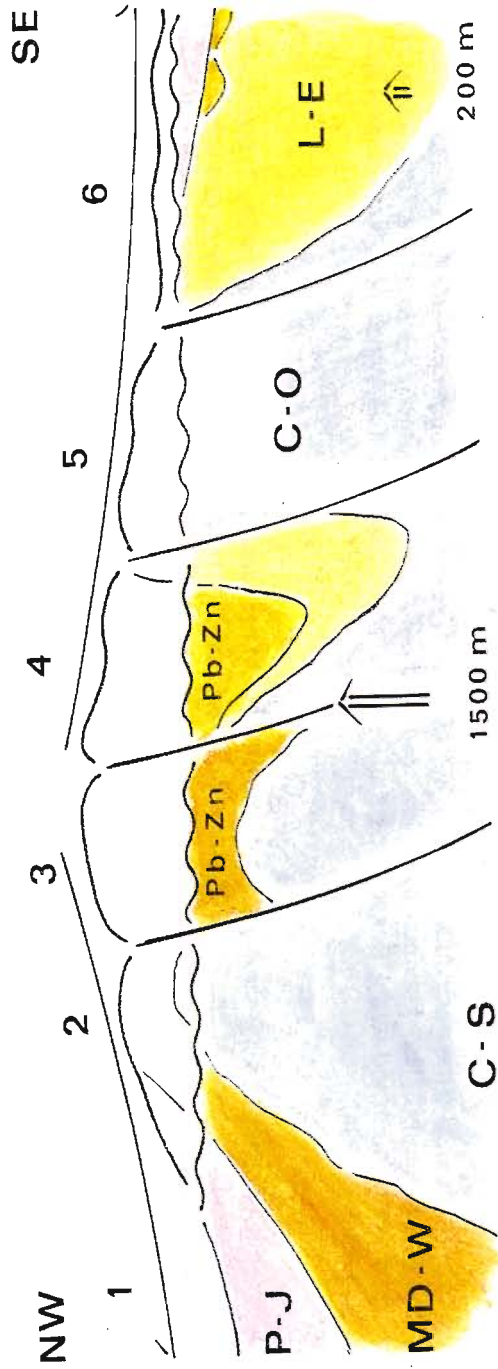


Figuur 25. De Euregio tijdens het vroeg-Jura (Lias; 200 Ma; 37° N. Br.; warm-vochtig, subtropisch klimaat). 1: Noordzee, 2: Plateau de Huy.

Figure 25. The Euregio Meuse-Rhine during the early Jurassic (Lias; 200 Ma; 37° N; warm-humid, subtropical climate). 1: North Sea (with a diverse fauna including Ichthyosaurs, Crocodiles and Plesiosaurs), 2: Huy Plateau (with a low relief and outcrops of late Carboniferous rocks, from where late Carboniferous spores were reworked into the Lias sediments to the north and south). Based on data by Pearson (1978), Ziegler (1982), Windley (1984), Richter (1985), Frakes (1986), Demyttenaere (1988), Godefroit (1994) and Roche (1994).

Figure 25. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Jurassique ancien (Lias; 200 Ma; 37° N°; climat subtropical, chaud-humide); 1: Mer du Nord (avec une faune diversifiée comprenant des Ichtyosaures, des Crocodiles et des Plesiosaures), 2: Plateau de Huy (avec un relief peu accusé et des affleurements de roches du Carbonifère récent d'où des spores du Carbonifère récent ont été remaniées dans les sédiments du Lias au nord et au sud. D'après les données de Pearson (1978), Ziegler (1982), Windley (1984), Richter (1985), Frakes (1986), Demyttenaere (1988), Godefroit (1994) et Roche (1994).

Abbildung 25. Die Euregio Maas-Rhein im frühen Jura (Lias; 200 MA; 37° nördlicher Breite; feucht-warmes, subtropische Klima). 1: Nordsee (mit verschiedenen Faunenelementen wie Ichtyosaurus, Krokodillen und Plesiosaurs), 2: Huy Hochfläche (mit einem niedrigen Relief und Aufschlüssen der Gesteine des späten Karbons. Von hier wurden Sporen des späten Karbons in den Liassedimenten im Norden und Süden wieder aufgelagert). Basierend auf Daten von Pearson (1978), Ziegler (1982), Windley (1984), Richter (1985), Frakes (1986), Demyttenaere (1988), Godefroit (1994) und Roche (1994).



Figuur 26. Sterk geïdealiseerde dwarsdoorsnede door de Euregio aan het begin van het midden-Jura (niet op schaal). 1: Kempens Bekken, 2: Massief van Brabant, 3: Synclinorium van Liège, 4: Synclinorium van Verviers, 5: Massief van Stavelot, 6: Synclinorium van Neufchâteau. Pb-Zn: lood-zink ertsen (die oorspronkelijk op een diepte van 1000 tot 1500 m in open spleten zijn neergeslagen), P-J: Perm tot vroeg-Jura, MD-W: midden-Devoon tot Westphalien, L-E: vroeg-Devoon (Lochkovien tot Emsien), C-O: Cambro-Ordovicium, C-S: Cambro-Siluur. Tijdens het midden- en laat-Jura en het vroeg-Krijt zou er 1000 tot 1500 m sediment door erosie verdwijnen in de (als gevolg van de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische bewegingen opgewelfde) synclinoria van Liège en Verviers.

Figure 26: Strongly idealized cross section through the Euregio Meuse-Rhine at the onset of the middle Jurassic (no scale). 1: Campine Basin, 2: Brabant Massif, 3: Liège Synclinorium, 4: Verviers Synclinorium, 5: Stavelot Massif, 6: Neufchâteau Synclinorium. Pb-Zn: lead-zinc mineralisations (originally crystallized in open fissures at a depth of 1000 to 1500 m), P-J: Permian to early Jurassic, MD-W: middle Devonian to Westphalian, L-E: early Devonian (Lochkovian to Emsian), C-O: Cambro-Ordovician, C-S: Cambro-Silurian. Some 1000 to 1500 m thick deposits have been eroded in the (by Mid-Kimmerian and Late-Kimmerian movements) upomed Liège and Verviers synclinoriums during the middle and late Jurassic and the early Cretaceous. Based on tectonic model by Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Figure 26. Section transversale fortement idéalisée de l'Euregio Meuse-Rhin au début du Jurassique moyen (pas d'échelle). 1: Bassin de Campine, 2: Massif du Brabant, 3: Synclinorium de Liège, 4: Synclinorium de Verviers, 5: Massif de Stavelot, 6: Synclinorium de Neufchâteau. Pb-Zn: minéralisations de Plomb et de Zinc (cristallisées à l'origine dans des fissures ouvertes à une profondeur de 1000 à 1500 m), P-J: Permien à Jurassique ancien, MD-W: Dévonien moyen à Westphalien, L-E: Dévonien ancien (Lochkovien à Emsien), C-O: Cambro-Ordovicien, C-S: Cambro-Silurien. Des dépôts épais de quelques 1000 à 1500 m ont été érodés (par les mouvements Mi-Kimmérien et Kimmérien récent) dans les synclinoriums soulevés de Liège et de Verviers pendant le Jurassique moyen et récent et le Crétacé ancien. D'après un modèle tectonique de Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Abbildung 26. Stark idealisierter Querschnitt der Euregio Maas-Rhein zu Beginn des mittleren Jura (nicht maßstabsgetreu). 1: Kempener Becken, 2: Brabanter Massif, 3: Synclinorium von Liège, 4: Synclinorium von Verviers, 5: Stavelot Massif, 6: Synclinorium von Neufchâteau. Pb-Zn: Blei-Zink Mineralisationen (ursprünglich in Spalten in einer Tiefe von 1000 bis 1500 m kristallisiert), P-J: Perm bis frühes Jura, MD-W: mittleres Devon bis Westfal, L-E: frühes Devon (Lochkov bis Ems), C-O: Kambro-Ordoviz, C-S: Kambro-Silur. Während des mittleren und späten Juras und in der frühen Kreide werden 1000 bis 1500 m Ablagerungen in den aufgehobenen (durch Erdbewegungen des mittleren und späten Kimmerian) Synclinoria von Lüttich und Verviers durch Erosion abgetragen. Nach tektonischen Modellen von Bless & Fernández Narvaiza (1996).



Figuur 27. De Euregio tijdens het midden-Jura (Dogger; 175 Ma; 38° N. Br.; warm, semi-aride klimaat). 1: Limburgse Bajada's, 2: Plateau du Brabant, 3: Bleibergen, 4: Rurtaler Felsen, 5: Chaîne Liégoise, 6: Val de Dinant, 7: Val de Verviers, 8: Inde-Tal, 9: Crête de Stavelot, 10: Mechernicher Felsen, 11: Eifeler Bajadas.

Figure 27. The Euregio Meuse-Rhine during the middle Jurassic (Dogger; 175 Ma; 38° N; warm, semi-arid climate). 1: Limburg Bajadas, 2: Brabant Plateau, 3: Lead Mountains, 4: Rur Valley Hills, 5: Liège Ridge, 6: Dinant Valley, 7: Verviers Valley, 8: Inde Valley, 9: Stavelot Ridge, 10: Mechernich Hills, 11: Eifel Bajadas. Updoming of the Euregio as a consequence of Mid-Kimmerian movements culminated in the 500 to 750 m uplift of the Brabant Plateau, Lead Mountains and Liège Ridge. A similar uplift and updoming of the same area would take place at the onset of the early Cretaceous. Updoming coincided with the creation of open fissures wherein lead-zinc ores formed at a depth of 1000 to 1500 m. Based on data by M. & R. Teichmüller (1971), Kimpe *et al.* (1978), Ziegler (1982), Dejonghe & Jans (1983), Wienecke (1983), Van den Haute & Vercoutere (1990), Redecke (1992) and Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Figure 27. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Jurassique moyen (Dogger; 175 Ma; 38° N; climat semi-aride, chaud); 1: Bajadas du Limbourg, 2: Plateau du Brabant, 3: Monts de Plomb, 4: Collines de la Vallée de Liège, 5: Crête de Dinant, 6: Vallée de Verviers, 8: Vallée de l'Inde, 9: Crête de Stavelot, 10: Collines de Mechernich, 11: Bajadas de l'Eifel. Le bombement de l'Euregio comme une conséquence des mouvements mi-Kimmeriens a atteint un soulèvement de 500 à 750 m sur le Plateau du Brabant les Monts de Plomb et la Crête de Liège. Un soulèvement et un bombement similaire a affecté la même région à l'aube du Crétacé ancien. Le bombement a coïncidé avec la création de fissures ouvertes dans lesquelles des minerais de Plomb et de Zinc ont été formés à une profondeur de 1000 à 1500 m. D'après les données de M. & R. Teichmüller (1971), Kimpe *et al.* (1978), Ziegler (1982), Dejonghe & Jans (1983), Wienecke (1983), Van den Haute & Vercoutere (1990), Redecke (1992) et Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Abbildung 27. Die Euregio Maas-Rhein im mittleren Jura (Dogger; 175 MA; 38° nördlicher Breite; warmes, semi-arides Klima). 1: Limburger Bajadas, 2: Brabanter Hochfläche, 3: Bleiberge, 4: Rurtaler Felsen, 5: Lütticher Höhenzug, 6: Dinant Tal, 7: Verviers Tal, 8: Indetal, 9: Höhenzug von Stavelot, 10: Mechernicher Felsen, 11: Eifeler Bajadas. Das Aufheben der Euregio als Folge der mittelkimmerischen Bewegungen führte zu einer Anhebung der Brabanter Hochfläche, der Bleiberge und des Lütticher Höhenzugs um 500 bis 750 m. Ein ähnliches Hochheben der gleichen Region findet zu Beginn der frühen Kreidezeit statt. Dieses Aufheben ist zeitgleich mit der Entstehung der offenen Klüfte, wo in 1000 bis 1500 m Tiefe Blei-Zink-Erze gebildet wurden. Basierend auf Daten von M. & R. Teichmüller (1971), Kimpe *et al.* (1978), Ziegler (1982), Dejonghe & Jans (1983), Wienecke (1983), Redecke (1990), Redecke (1992) und Bless & Fernández Narvaiza (1996).



Figuur 28. De Euregio tijdens het vroeg-Krijt (Valanginien; 140 Ma; 39° N. Br.; afwisseling van gematigd-koele en warm-vochtige klimaten). 1: Limburgse Vlakte (waar massatransport van modder, zand en stenen via bajada's herhaaldelijk plaats maakte voor sedimenttransport via een complex van vlechtende rivieren), 2: Brabantse Rotsen, 3: Rochers de Liège, 4: Wurmer Felsen, 5: Vallée de Namur, 6: Vallée de Dinant, 7: Vallée de Verviers, 8: Inde-Tal, 9: Crête de Stavelot, 10: Rochers de Neufchâteau, 11: Mechernicher Felsen.

Figure 28. The Euregio Meuse-Rhine during the early Cretaceous (Valanginian; 140 Ma; 39° N; alternation of temperate-cool and warm-humid climates). 1: Limburg Plains (where mass transport of mud, sand and stones by bajadas repeatedly changed in sediment transport by braided river complexes), 2: Brabant Buttes, 3: Liège Buttes, 4: Wurm Buttes, 5: Namur Valley, 6: Dinant Valley, 7: Verviers Valley, 8: Inde Valley, 9: Stavelot Ridge, 10: Neufchâteau Hills, 11: Mechernich Hills. Updoming of the Euregio as a consequence of the Late Kimmerian movements culminated in a 500 to 750 m uplift of the area of the Brabant Buttes, Liège Buttes and the cuestas along the northern border of the Dinant Valley and Verviers Valley. Uplift and updoming were comparable to those at the onset of the middle Jurassic. The herbivore Iguanodonts will have pastured on the plains and valleys with their luxuriant vegetation. Based on data by Casier (1960), Wienecke (1983), Kemper (1987), Van den Haute & Vercoutere (1990) and Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Figure 28. L'Euregion Meuse-Rhin pendant le Crétacé ancien (Valanginien; 140 Ma; 39° N; alternances de climats tempéré-froid et chaud-humide). 1: Plaine du Limbourg (où le transport en masse, de boue, sable et pierres par les bajadas a changé de manière répétée en transport sédimentaire par des complexes de rivières anastomosées), 2: Buttes du Brabant, 3: Buttes de Liège, 4: Buttes du Wurm, 5: Vallée de Namur, 6: Vallée de Dinant, 7: Vallée de Verviers, 8: Vallée de l'Inde, 9: Crête de Stavelot, 10: Collines de Neufchâteau, 11: Collines de Mechernich. Le bombement de l'Euregion, conséquence des derniers mouvements kimmériens, a culminé dans un soulèvement de 500 à 750 m de la région des Buttes du Brabant, des Buttes de Liège et des cuestas le long du bord nord de la Vallée de Dinant et de la Vallée de Verviers. Soulèvement et bombement furent comparables à ceux du début du Jurassique moyen. Les Iguanodonts herbivores auront pâture dans les plaines et les vallées à végétation luxuriante. D'après les données de Casier (1960), Wienecke (1983), Kemper (1987), Van den Haute & Vercoutere (1990) et Bless & Fernández Narvaiza (1996).

Abbildung 28. Die Euregio Maas-Rhein in der frühen Kreidezeit (Valendis; 140 MA; 39° nördlicher Breite; Abwechslung von gemässigt kühlem und feucht-warmem Klima). 1: Limburger Ebenen (wo der Massentransport von Schlamm, Sand und Steinen durch die Bajadas im wiederholten Masse in einen Sedimenttransport durch ein verzweigtes Flusssystem hinüberwechselte), 2: Brabanter Hügel, 3: Lütticher Hügel, 5: Namür Tal, 6: Dinant Tal, 7: Verviers Tal, 8: Indetal, 9: Stavelot Höhenzug, 10: Hügel von Neufchâteau, 11: Mechernicher Felsen. Das Aufheben der Euregio als Folge der jungkimmerischen Bewegungen führte zu einem Anheben der Brabanter Hügel, der Lütticher Hügel und der Cuestas entlang des Nordrandes der Dinant und Verviers Täler. Dieses Hochheben ist vergleichbar mit dem des mittleren Jura. Die pflanzenfressenden Iguanodonten werden in den Ebenen und Tälern mit ihrer üppigen Vegetation geweidet haben. Basierend auf Daten von Casier (1960), Wienecke (1983), Kemper (1987), Van den Haute & Vercoutere (1990) und Bless & Fernández Narvaiza (1996).

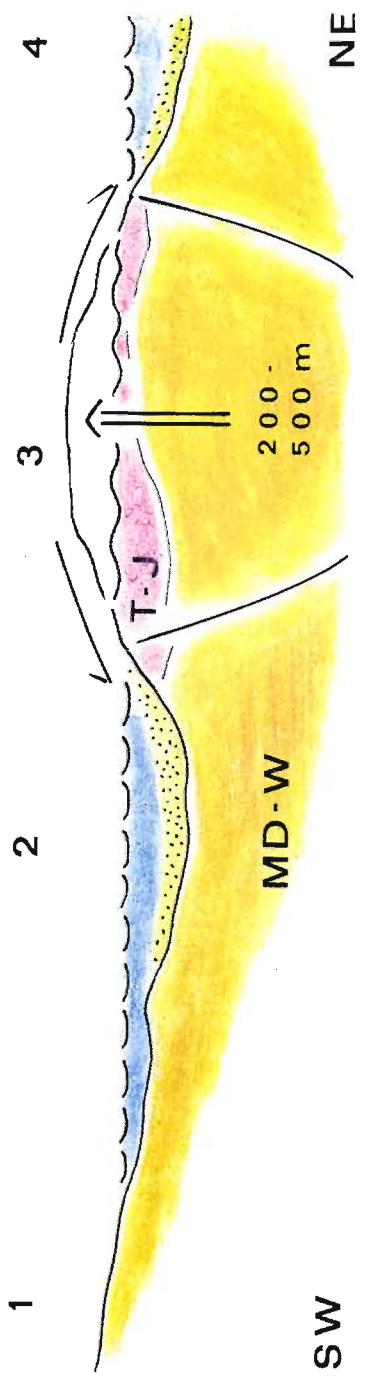


Figuur 29. Landschap ten oosten van Maastricht tijdens het vroeg-Krijt (Valanginien; 140 Ma). Aan het begin van het Krijt had zich hier een plateau gevormd als gevolg van de Laat-Kimmerische opwelling. Het werd door de erosie snel gereduceerd tot een vlakke met vlakke tafelbergen of mesa's en torenvormige rotsen of buttes, die waren opgebouwd uit de vlakliggende zandstenen en schalies van het laat-Carboon. De hoogste torenden enkele honderden meters boven de omringende vlakte. Dergelijke mesa's en buttes ontstonden in de Euregio tijdens het Perm, vroeg-Trias en midden- en laat-Jura. Ze kwamen hoofdzakelijk voor in het zuidelijk deel van het Massief van Brabant en in het midden en noorden van het Synclinorium van Liège, waar ze door de erosie werden uitgeprepareerd in de relatief vlak liggende zandstenen en schalies uit het laat-Carboon.

Figure 29. Landscape east of Maastricht during the early Cretaceous (Valanginian; 140 Ma). This area had been updomed by the Late Kimmerian movements at the onset of the Cretaceous. Subsequently, the erosion reduced this plateau into a plain with flat mesas and buttes, which consisted of late Carboniferous sandstones and shales. The highest rocks towered several hundred metres above the surrounding plains. Similar mesas and buttes have been formed in the Euregio during the Permian, early Triassic and middle and late Jurassic. They preferably developed in the southern part of the Brabant Massif and in the center and northern half of the Liège Synclinorium, where the erosion sculptured them in the relatively flat-lying, late-Carboniferous sandstones and shales.

Figure 29. Paysage à l'est de Maastricht pendant le Crétacé ancien (Valanginien; 140 Ma). Cette région avait été bombée par les derniers mouvements kimmeriens au début du Crétacé. Ensuite l'érosion a réduit ce plateau en une plaine avec des mesas aplatis et des buttes, constituées de grès et schistes du Carbonifère récent. Les roches les plus élevées culminent quelques centaines de mètres au dessus des plaines environnantes. Des mesas et des buttes semblables avaient été formées dans l'Euregio pendant le Permien, le Trias ancien et le Jurassique moyen et récent. Ils se sont développés de préférence dans la partie méridionale du Massif de Brabant et dans le centre et la moitié nord du Synclinorium de Liège où l'érosion les a sculptés dans les grès et les schistes tardi-carbonifères en plateaux.

Abbildung 29. Landschaft im östlich von Maastricht während der frühen Kreide (Valendis; 140 MA). Dieses Gebiet wurde durch die jungkimmerischen Bewegungen zu Beginn der Kreidezeit hochgehoben. Anschließend reduzierte die Erosion diese Hochfläche in eine Ebene mit flachen Tafelbergen und Hügeln, die aus Sandsteinen und Schiefen des späten Karbons bestanden. Die höchsten Felsen überragten die umliegenden Ebenen um einige hundert Meter. Ähnliche Tafelberge und Hügel wurden in der Euregio während des Perms, des frühen Trias und des mittleren und späten Juras gebildet. Sie entwickelten sich vorzugsweise im südlichen Teil des Brabanter Massivs und im Zentrum sowie in der nördlichen Hälfte des Lütticher Synclinoriums, wo die Erosion sie in relativ flach liegenden Sandsteinen und Schiefen des späten Karbons formte.



Figuur 30. Sterk geïdealiseerde dwarsdoorsnede van de Euregio tijdens het Santonien (niet op schaal; voor de geografische namen raadplege men Figuur 31). 1: Plaine de Landen (dit vlakke gebied zou zou verschillende keren overstroomd worden door de zee tijdens het laat-Krijt), 2: Estuaire de Hergenrath (waarin van het Roerland afkomstige erosieproducten werden afgezet), 3: Roerland (als gevolg van de tectonische inversie werd de Roerdaalslenk tijdens het laat-Krijt ongeveer 200 tot 500 m opgeheven; pas tegen het einde van het Maastrichtien zou dit gebied weer onder de golven verdwijnen), 4: Erkelenzer Mündung (met afwisselend mariene en niet-mariene sedimentatie). T-J: Trias en Jura, MD-W: midden-Devoon tot Westfalien.

Figure 30. Strongly idealized cross section through the Euregio Meuse-Rhine during the Santonian (no scale; the reader is referred to Figure 31 for the location of the geographical names). 1: Landen Plains (several times covered by the sea during the late Cretaceous), 2: Hergenrath Estuary (with an infill of erosion products derived from the Rur Land), 3: Rur Land (the Rur Valley Graben has been uplifted some 200 to 500 m because of the late Cretaceous tectonic inversion; this area would be flooded again by the sea towards the end of the late Maastrichtian), 4: Erkelenz Delta (with alternation of marine and non-marine environments). T-J: Triassic and Jurassic, MD-W: middle Devonian to Westphalian. Based on tectonic models by Bless & Fernández Narvaiza (1994).

Figure 30. Section transversale fortement idéalisée de l'Euregio Meuse-Rhin pendant le Santonien (pas d'échelle; le lecteur est renvoyé à la figure 31 pour la localisation des noms géographiques). 1: Plaines de Landen (plusieurs fois envahies par la mer pendant le Crétacé récent), 2: Estuaire d' Hergenrath (avec un remplissage par les produits d'érosion dérivés du Pays de la Rur), 3: Pays de la Rur (le graben de la Vallée de la Rur a été soulevé de quelques 200 à 500 m par l'inversion tectonique du Crétacé récent; cette région sera envahie de nouveau par la mer vers la fin du Maastrichtien récent), 4: Delta d'Erkelenz (avec une alternance d' environnements marins et non-marins). T-J: Trias et Jurassique, MD-W: Dévonien moyen à Westphalien. D'après les données de Bless & Fernández Narvaiza (1994).

Abbildung 30. Stark idealisierter Querschnitt der Euregio Maas-Rhein im Santon (nicht maßstabsgetreu, der Leser wird für die Ortung der geographischen Lokalitäten auf die Abbildung 31 verwiesen). 1. Ebenen von Landen (während der späten Kreide mehrmals vom Meer überflutet), 2. Mündung von Hergenrath (mit einem Einfall von Erosionsprodukten aus dem Rurland), 3. Rurland (der Rurtaigraben wurde etwa 200 bis 500 m durch die tektonische Inversion der späten Kreide angehoben; dieses Gebiet wurde zum Ende des späten Maastricht wieder vom Meer überflutet), 4: Erkelenzer Mündung (mit einer Abwechslung an marinen und nicht marinen Milieus). T-J: Trias und Jura, MD-W: mittleres Devon bis Westfal. Nach tektonischen Modellen von Bless & Fernández Narvaiza (1994).

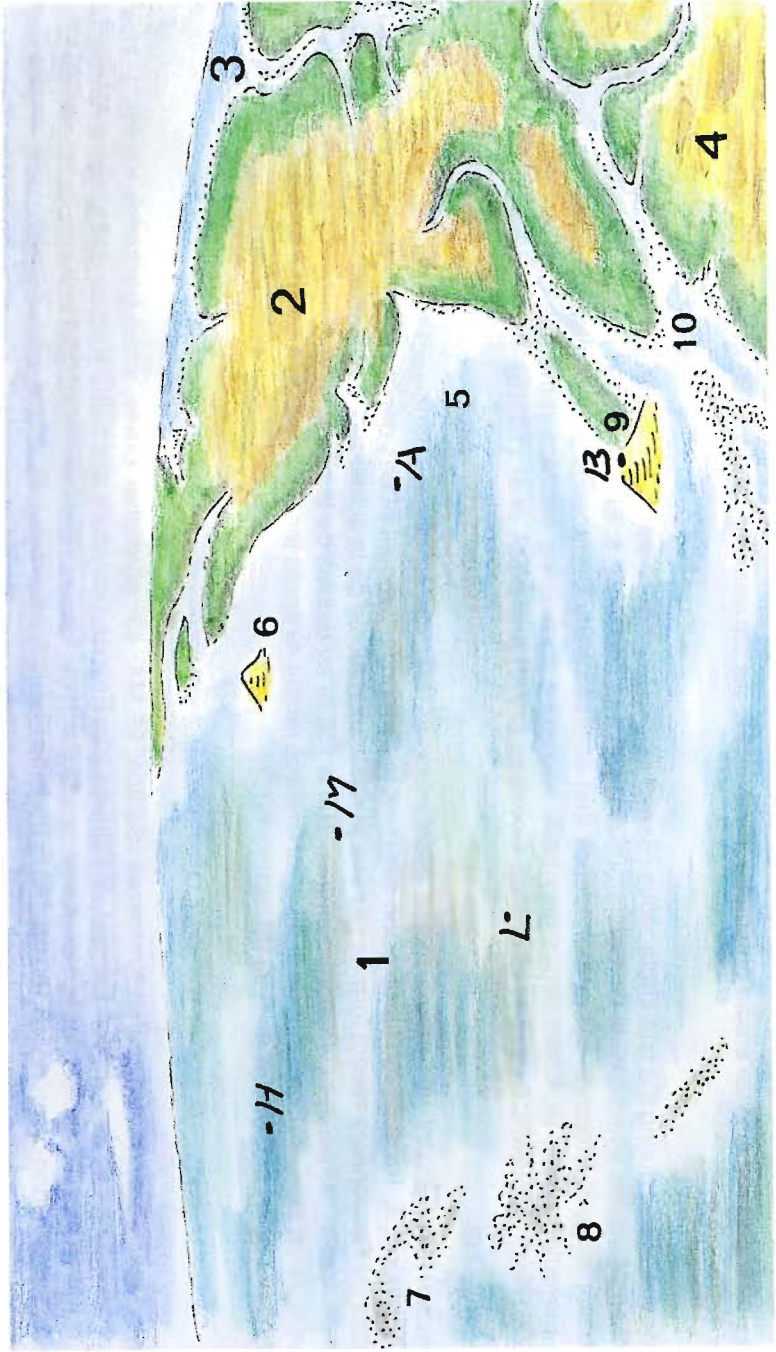


Figuur 31: De Euregio tijdens het laat-Krijt (Santonien; 85 Ma; 43° N. Br.; warm-droog klimaat). 1: Noordzee, 2: Estuaire d'Hergenthal, 3: Erkelenzer Mündung, 4: Plaine de Landen, 5: Roerland, 6: Eifeler Flachland, 7: Puthier Plaat (met rotsklif van gesteenten uit het laat-Carboon, dat gevormd werd door lokale opheffing van de ondergrond), 8: Mont de Botrange (een aan de erosie ontsnapte monadnock, die aanvankelijk 100 tot 150 m boven de omringende schiervlakte uitstak).

Figure 31. The Euregio Meuse-Rhine during the late-Cretaceous (Santonian; 85 Ma; 43° N; warm-dry climate). 1: North Sea, 2: Hergenthal Estuary, 3: Erkelenz Delta, 4: Landen Plains, 5: Rur Land (erosion affecting late Carboniferous and younger deposits), 6: Eifel Plains, 7: Puth Shoal (with cliff of late Carboniferous rocks formed by a local uplift of the subsurface), 8: Botrange Hill (a monadnock that escaped early Cretaceous peneplanation, originally rising about 100 to 150 m above the surrounding peneplain). Flowering plants or Angiosperms may have become a dominating element in the late Cretaceous floras. Based on data by Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1987), Kemper (1987), Batten *et al.* (1988), Collinson (1990) and Bless *et al.* (1991b).

Figure 31. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Crétacé récent (Santonien; 85 Ma; 43° N; climat chaud-sec). 1: Mer du Nord, 2: Estuaire d'Hergenthal, 3: Delta d'Erkelenz, 4: Plaines de Landen, 5: Pays de la Rur (érosion affectant le Carbonifère récent et des dépôts plus jeunes), 6: Plaines de l'Eifel, 7: Haut-fond de Puth (avec une falaise de roches du Carbonifère récent formée par une surrelévation locale de la subsurface), 8: Colline de Botrange (un monadnock qui a échappé à la pénéplanisation du Crétacé ancien, à l'origine culminant quelques 100 à 150 m au dessus de la pénéplaine environnante). Des plantes à fleurs, ou Angiospermes, pourraient bien être devenues un élément dominant de la flore au Crétacé récent. D'après les données de Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1978), Kemper (1987), Batten *et al.* (1988), Collinson (1990) et Bless *et al.* (1991b).

Abbildung 31. Die Euregio Maas-Rhein in der späten Kreidezeit (Santon; 85 MA; 43° nördlicher Breite; warm-trockenes Klima). 1: Nordsee, 2: Die Mündung von Hergenthal, 3: Erkelenzer Mündung, 4: Ebenen von Landen, 5: Rurland (die Erosion beeinflusst das späte Karbon und jüngere Ablagerungen), 6: Eifeler Flachland, 7: Sandbank von Puth (mit Kliffen aus Gesteinen des späten Karbons, die durch ein lokales Hochheben gebildet wurden), 8: Hügel von Botrange (ein Härting, der der Erosion in der frühen Kreide entging, und ursprünglich 100 bis 150 m über die Ebene herausragte). Blütentragende Pflanzen oder Angiospermen wurden wahrscheinlich zum dominanten Element der Flora in der späten Kreidezeit. Basierend auf Daten von Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1978), Kemper (1987), Batten *et al.* (1988), Collinson (1990) und Bless *et al.* (1991b).



Figuur 32. De Euregio tijdens het laat-Krijt (vroeg-Campanien; 80 Ma; 42° N. Br.; warm-droog klimaat). 1: Noordzee, 2: Roerland, 3: Erkelenzer Bucht, 4: Eifeler Flachland, 5: Aachener Bucht, 6: Puther Kliff, 7: Velmer Wad, 8: Hauts-fonds de Warnant, 9: Presqu'île de Botrange, 10: Petit Estuaire.

Figure 32. The Euregio Meuse-Rhine during the late Cretaceous (early Campanian; 80 Ma; 42° N: warm-dry climate). 1: North Sea (gradually covering coastal areas; compare also Figure 31), 2: Rur Land, 3: Bay of Erkelenz, 4: Eifel Plains, 5: Bay of Aachen (sedimentary succession more complete and more coarse-grained than further westwards), 6: Puth Cliff, 7: Velm Shoal, 8: Warnant Shoal, 9: Botrange Peninsula (gradually flooded by the advancing sea), 10: Small Estuary. Based on data by Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1987), Kemper (1987) and Bless *et al.* (1991b).

Figure 32. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Crétacé récent (Campanien ancien; 80 Ma; 42° N; climat chaud-sec). 1: Mer du nord (envahissant peu à peu les régions côtières; comparer aussi avec la figure 31), 2: Pays de la Rur, 3: Baie d'Erkelenz, 4: Plaines de l'Eifel, 5: Baie d'Aachen (succession sédimentaire plus complète, composée d'éléments plus grossiers que plus à l'ouest), 6: Falaise de Puth, 7: Haut-fond de Velm, 8: Haut-fond de Warnant, 9: Péninsule de Botrange (progressivement inondée par la mer en train d'avancer), 10: Petit Estuaire. D'après les données de Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1987), Kemper (1987) et Bless *et al.* (1991b).

Abbildung 32. Die Euregio Maas-Rhein in der späten Kreidezeit (frühes Campanien; 80 MA; 42° nördlicher Breite; warm-trockenes Klima). 1: Nordsee (zunehmend Küstengebiete bedeckend, siehe auch Abb. 31), 2: Rurland, 3: Erkelenzer Bucht, 4: Eifeler Flachland, 5: Aachener Bucht (Sedimentabfolge kompletter und grobkörniger als weiter westlich), 6: Puther Kliff, 7: Velmer Watt, 8: Sandbank von Warnant, 9: Halbinsel von Botrange (zunehmend durch das herankommende Meer überflutet), 10: Kleine Mündung. Basierend auf Daten von Arnold *et al.* (1978), Kimpe *et al.* (1987), Kemper (1987) und Bless *et al.* (1991b).

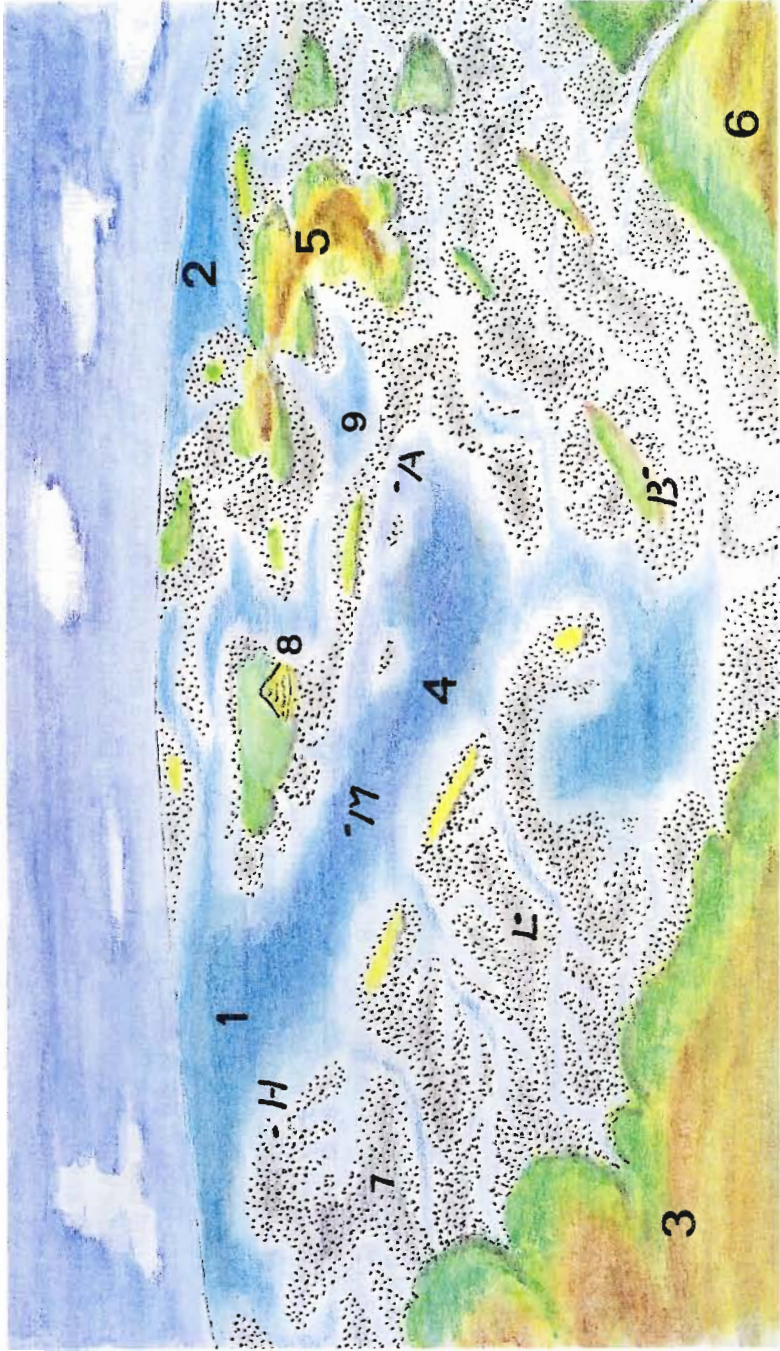


Figuur 33. De Euregio tijdens het laat-Krijt (laat-Campanien; 75 Ma; 42° N. Br.; warm-droog klimaat). 1: Noordzee, 2: Roerland, 3: Erkelenzer Bucht, 4: Eifeler Flachland, 5: Puther Kliff, 6: Kunrader Diep, 7: Mamelisser Wad, 8: Ile de Botrange.

Figure 33. The Euregio Meuse-Rhine during the late Cretaceous (late Campanian; 75 Ma; 42° N; warm-dry climate). 1: North Sea (gradually covering coastal areas of the Rur Land and Eifel Plains; compare also Figures 31 and 32), 2: Rur Land, 3: Bay of Erkelenz, 4: Eifel Plains, 5: Puth Deep, 6: Kunrade Deep, 7: Mamelis Shoal, 8: Botrange Island (gradually covered by the advancing sea). The marine deposits largely consisted of fragments of calcareous nannoplankton. This might point to either repeated (annual?) «red tide» conditions or repeatedly occurring (annual?) eutrophic conditions, both possibly triggered by large amounts of nannoplankton. Based on data by Kemper (1987), Bless (1991a, 1991b), Bless & Fernández Narvaiza (1994) and Streel *et al.* (1994).

Figure 33. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Crétacé récent (Campanien récent; 75 Ma; 42° N; climat chaud-sec). 1: Mer du Nord (envahissant peu à peu les régions côtières du Pays de la Rur et des Plaines de l'Eifel; comparer aussi avec les figures 31 et 32), 2: Pays de la Rur, 3: Baie d'Erkelenz, 4: Plaine de l'Eifel, 5: Falaise de Puth, 6: Fosse de Kunrade, 7: Haut-fond de Mamelis, 8: Ile de Botrange (progressivement inondée par la mer en train d'avancer). Les dépôts marins étaient constitués essentiellement de fragments de nannoplancton calcaire. Ceci permet de penser soit à des conditions répétées (annuelles?) de «marée rouge», soit à des conditions répétées (annuelles?) eutrophiques, les deux pouvant être enrayées par de grandes quantités de nannoplancton. D'après les données de Kemper (1987), Bless (1991a, 1991b), Bless *et al.* (1991a, 1991b, 1992), Bless & Fernández Narvaiza (1994) et Streel *et al.* (1994).

Abbildung 33. Die Euregio Maas-Rhein in der späten Kreidezeit (spätes Campanien; 75 Ma; 42° nördlicher Breite; warm-trockenes Klima). 1: Nordsee (zunehmend Küstengebiete des Rurlandes und des Eifeler Flachlandes bedeckend, siehe auch Abb. 31 und 32), 2: Rurland, 3: Erkelenzer Bucht, 4: Eifeler Flachland, 5: Puther Kliff, 6: Kunrader Tief, 7: Mamelisser Watt, 8: Halbinsel von Botrange (zunehmend durch das herankommende Meer überflutet). Die marinen Ablagerungen bestanden grösstenteils aus Fragmenten von kalkigem Nannoplankton. Dies mag entweder auf ein wiederholtes (? jährliches) Auftreten von «red tide» Bedingungen oder auf ein wiederholtes (? jährliches) Auftreten von eutrophischen Bedingungen schliessen, beides kann möglicherweise grosse Mengen von Nannoplankton mit sich bringen. Basierend auf Daten von Kemper (1987), Bless (1991a, 1991b), Bless *et al.* (1991a, 1991b, 1992), Bless & Fernández Narvaiza (1994) und Streel *et al.* (1994).



Figuur 34. De Euregio tijdens het laat-Krijt (vroeg-Maastrichtien; 70 Ma; 40° N. Br.; warm, «Mediterraan» klimaat). 1: Noordzee, 2: Erkelenzer Bucht, 3: Plaine de Landen, 4: Vijlener Diep, 5: Roerland, 6: Eifeler Flachland, 7: Velmer Wad, 8: Puthier Klif, 9: Kunrader Zwin.

Figure 34. The Euregio Meuse-Rhine during the late Cretaceous (early Maastrichtian, 70 Ma; 40° N; warm, «Mediterranean» climate). 1: North Sea (after a short-lived withdrawal at the transition from the Campanian to the Maastrichtian, the sea was advancing again in the early Maastrichtian), 2: Bay of Erkelenz, 3: Landen Plains, 4: Vijlen Deep (note that the Vijlen Deep occupied about the same area as the Hergenrath Estuary in the Santonian), 5: Rur Land, 6: Eifel Plains, 7: Velm Shoal (this and other shoals around the Vijlen Deep formed the ideal spawning grounds for belemnites. Their rostra are concentrated in so-called belemnite battlefields at the borders of the Vijlen Deep), 8: Puth Cliff, 9: Kunrade Swale. Based on data by Arnold *et al.* (1978), Kemper (1987), Felder & Bless (1989), Bless *et al.* (1991b), Doyle & Macdonald (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) and Felder & Bless (1994).

Figure 34. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Crétacé récent (Maastrichtien ancien; 70 Ma; 40° N; climat chaud, méditerranéen). 1: Mer du Nord (après un retrait éphémère à la transition Campanien - Maastrichtien, la mer s'est avancée de nouveau pendant le Maastrichtien ancien), 2: Baie d'Erkelenz, 3: Plaines de Landen, 4: Golfe de Vijlen (Noter que le Golfe de Vijlen occupait à peu près la même région que l'Estuaire d'Hergenrath pendant le Santonien), 5: Pays de la Rur, 6: Plaines de l'Eifel, 7: Haut-fond de Velm (celui-ci et d'autres régions d'épandages de marées autour du Golfe de Vijlen formaient des frayères idéales pour les bélemnites; leurs rostrés sont accumulés dans ce qu'on appelle des «champs de bataille» de bélemnites en périphérie du Golfe de Vijlen), 8: Falaise de Puth, 9: Anse de Kunrade. D'après les données de Arnold *et al.* (1978), Kemper (1987), Felder & Bless (1989), Bless *et al.* (1991b), Doyle & Macdonald (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) et Felder & Bless (1994).

Abbildung 34. Die Euregio Maas-Rhein in der späten Kreidezeit (frühes Maastrichtium; 70 MA; 40° nördlicher Breite; warmes «mediterranes» Klima). 1: Nordsee (nach einem kurzzeitigen Rückzug zwischen Campanien und Maastrichtium rückte das Meer im frühen Maastrichtium wieder vor), 2: Erkelenzer Bucht, 3: Ebene von Landen, 4: Vijlener Tief (es ist zu beachten, dass das Vijlener Tief die gleiche Fläche einnahm wie die Hergenrather Mündung im Santon), 5: Rurland, 6: Eifeler Flachland, 7: Velmer Watt (dieses und andere Wattgebiete um das Vijlener Tief bildeten die idealen Verbreitungsräume der Belemniten, deren Rostren in sogenannten «Belemniten Schlachtfeldern» an den Rändern des Vijlener Tiefs konzentriert sind), 8: Puthier Kliff, 9: Kunrader Priel. Basierend auf Daten von Arnold *et al.* (1978), Kemper (1987), Felder & Bless (1989), Bless *et al.* (1991b), Doyle & Macdonald (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) und Felder & Bless (1994).



Figuur 35. De Euregio tijdens het laat-Krijt (laat-Maastrichtien; 67 Ma; 44° N. Br.; warm, subtropisch klimaat, mogelijk zelfs tropisch tegen het einde van het Maastrichtien). 1: Noordzee, 2: Roerplaat, 3: Banc de Botrange, 4: Eifeler Watt.

Figure 35. The Euregio Meuse-Rhine during the late Cretaceous (late Maastrichtian; 67 Ma; 44° N; warm, subtropical climate, perhaps even tropical by the end of the Maastrichtian). 1: North Sea, 2: Rur Shoal, 3: Botrange Shoal, 4: Eifel Shoal. The entire Euregio was flooded at the climax of the Maastrichtian sea level rise. Some former land masses may have formed shoals during this highstand period. Note that the long axes of the southeastern shoals already prelude the Cenozoic tilt of the Ardennes. The warm subtropical climate favoured the presence of large reptiles such as the Mosasurs, Plesiosaurs and giant sea turtles. Based on data by Roos (1965), Arnold *et al.* (1978), Liebau (1978), Demoulin (1987), Bless (1991a), Normand (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) and Streeel *et al.* (1994).

Figure 35. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Crétacé récent (Maastrichtien récent; 67 Ma; 44° N; climat subtropical, chaud, peut-être même tropical à la fin du Maastrichtien). 1: Mer du Nord, 2: Haut-fond de la Rur, 3: Haut-fond de Botrange, 4: Haut-fond de l'Eifel. L'entièreté de l'Eurégio a été inondée au plus haut niveau de la mer maastrichtienne. Quelques masses précédemment émergées peuvent avoir formé des haut-fonds pendant cette période de haut niveau marin. Noter que les grands axes des haut-fonds au sud-est annoncent déjà l'inclinaison de l'Ardenne au Cénozoïque. Le climat subtropical, chaud, a favorisé la présence de grands reptiles comme les Mosasaures, les Plésiosaures et les tortues de mer, géantes. D'après les données de Roos (1965), Arnold *et al.* (1978), Liebau (1978), Demoulin (1987), Bless (1991a), Normand (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) et Streeel *et al.* (1994).

Abbildung 35. Die Euregio Maas-Rhein in der späten Kreidezeit (spätes Maastrichtium; 67 MA; 44° nördlicher Breite; warmes, subtropisches, möglicherweise gegen Ende des Maastrichtiums sogar tropisches Klima). 1: Nordsee, 2: Sandbank der Rur, 3: Sandbank von Botrange, 4: Eifeler Sandbank. Die gesamte Euregio wurde zum Höhepunkt des Meeresspiegelanstiegs im Maastrichtium überflutet. Einige frühere Landmassen bildeten möglicherweise Sandbänke während dieses Höchststandes. Es ist zu beachten, daß die langen Axen der südöstlichen Sandbänke bereites die kanozoische Neigung der Ardennen ankündigen. Das warme, subtropische Klima förderte die Anwesenheit von grossen Reptilien, wie Mosasaurus, Plesiosaurus und Riesenmeeresschildkröten. Basierend auf Daten von Roos (1965), Arnold *et al.* (1978), Liebau (1978), Demoulin (1987), Bless (1991a), Normand (1993), Bless & Fernández Narvaiza (1994) und Streeel *et al.* (1994).



Figuur 36. De Euregio tijdens het laat-Paleoceen (Landenien; 55 Ma; 43° N. Br.; gematigd-warm tot warm klimaat). 1: Noordzee, 2: Kustmoerassen (Marais maritimes, Küstenmoore), 3: Plaine du Sud, 4: Antweiler Moor.

Figure 36. The Euregio Meuse-Rhine during the late Paleocene (Landenian; 55 Ma; 43° N; warm-temperate to warm climate). 1: North Sea, 2: Coastal marshes, 3: Southern Plains (dissolution of late Cretaceous Chalk deposits resulted in thick «terra rossa» soils of partly bleached loam with flint), 4: Antweiler Marsh (marsh lands in the north-east prelude renewed downwarp of Rur Valley Graben in the Oligocene). The flora contained many Modern elements, such as Oak, Laurel, Cypress, Willow and Chestnut. Based on data by De Saporta & Marion (1873, 1877), Streel *et al.* (1977), Albers & Felder (1981), Richter (1985) and Bless *et al.* (1991a).

Figure 36. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Paléocène ancien (Landénien; 55 Ma; 43° N; climat chaud à tempéré-chaud). 1: Mer du Nord, 2: Marais côtiers, 3: Plaines méridionales (la dissolution des dépôts de craie du Crétacé récent a entraîné la formation de sols épais de type «terra rossa» constitués d'une glaise décolorée avec des silex), 4: Marais d'Antweiler (les pays marécageux du nord-est annoncent le retour de l'approfondissement du graben de la Vallée de la Rur à l'Oligocène). La flore contenait beaucoup d'éléments modernes comme le Chêne, le Laurier, le Cyprès, le Saule et le Châtaigner. D'après les données de De Saporta & Marion (1873, 1877), Streel *et al.* (1977), Albers & Felder (1981), Richter (1985) and Bless *et al.* (1991a).

Abbildung 36. Die Euregio Maas-Rhein im späten Paläozän (Landen; 55 MA; 43° nördlicher Breite; warm-gemäßigtes bis warmes Klima). 1: Nordsee, 2: Küstenmoore, 3: Südliche Ebenen (das Auflösen der Kreide der späten Kreidezeit resultierte in dicken «terra rossa» Böden mit teilweise gebleichtem Lehm mit Feuersteinen), 4: Antweiler Sumpf (das sumpfige Land im Nord-Osten kündigte ein erneutes Absinken des Rurtales an). Die Flora enthielt viele moderne Elemente, wie Eiche, Lorbeerbaum, Zypresse, Weide und Kastanie. Basierend auf Daten von De Saporta & Marion (1873, 1877), Streel *et al.* (1977), Albers & Felder (1981), Richter (1985) and Bless *et al.* (1991a).

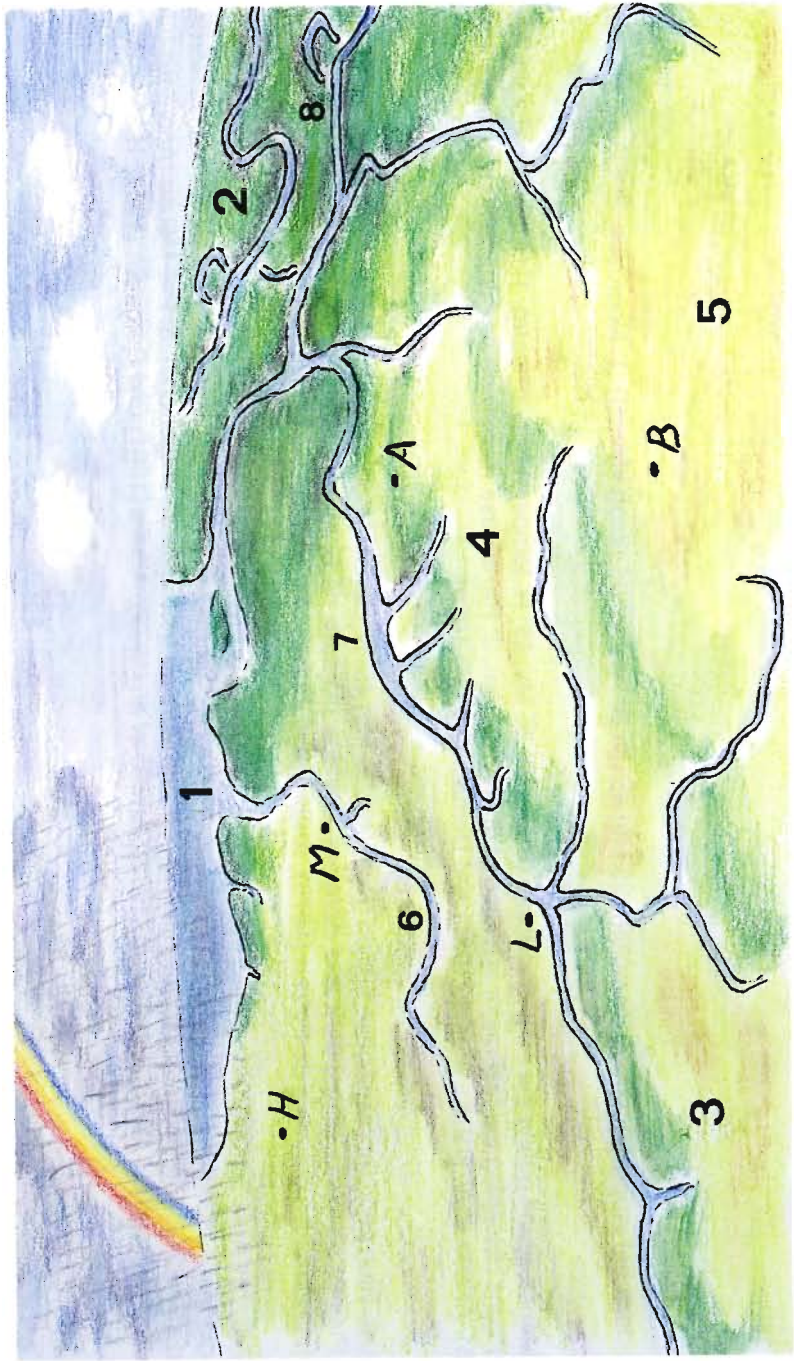


Figuur 37. De Euregio tijdens het vroeg-Oligoceen (Rupelien; 35 Ma; 45° N. Br.; gematigd-droog klimaat). 1: Noordzee, 2: Eifeler Flachland, 3: Pré-Meuse.

Figure 37. The Euregio Meuse-Rhine during the early Oligocene (Rupelian; 35 Ma; 45° N; temperate-dry climate). 1: North Sea (for the last time covering a large part of the Euregio), 2: Eifel Plains (escaping the last major advance of the North Sea), 3: Pré-Meuse (supplying andalusite-bearing sediments from the Vosges). Based on data by Pissart (1975), Arnold *et al.* (1978), Albers (1981) and Demoulin (1987, 1989).

Figure 37. L'Euregio Meuse-Rhin pendant l'Oligocène ancien (Rupélien; 35 Ma; 45° N; climat tempéré-sec). 1: Mer du Nord (couvrant pour la dernière fois une grande partie de l'Euregio), 2: Plaines de l'Eifel (échappant à la dernière avancée majeure de la Mer du Nord), 3: Pré-Meuse (apportant des sédiments contenant de l'andalusite des Vosges). D'après les données de Pissart (1975), Arnold *et al.* (1978), Albers (1981) et Demoulin (1987, 1989).

Abbildung 37. Die Euregio Maas-Rhein im frühen Oligozän (Rupel; 35 MA; 45° nördlicher Breite; gemässigt-trockenes Klima). 1: Nordsee (zum letzten Mal einen Großteil der Euregio bedeckend), 2: Eifeler Flachland (dem letzten großen Vorstoß der Nordsee entgehend), 3: Prä-Meuse (Andalusit-führende Sedimente aus den Vogesen transportierend). Basierend auf Daten von Pissart (1975), Arnold *et al.* (1978), Albers (1981) und Demoulin (1987, 1989).

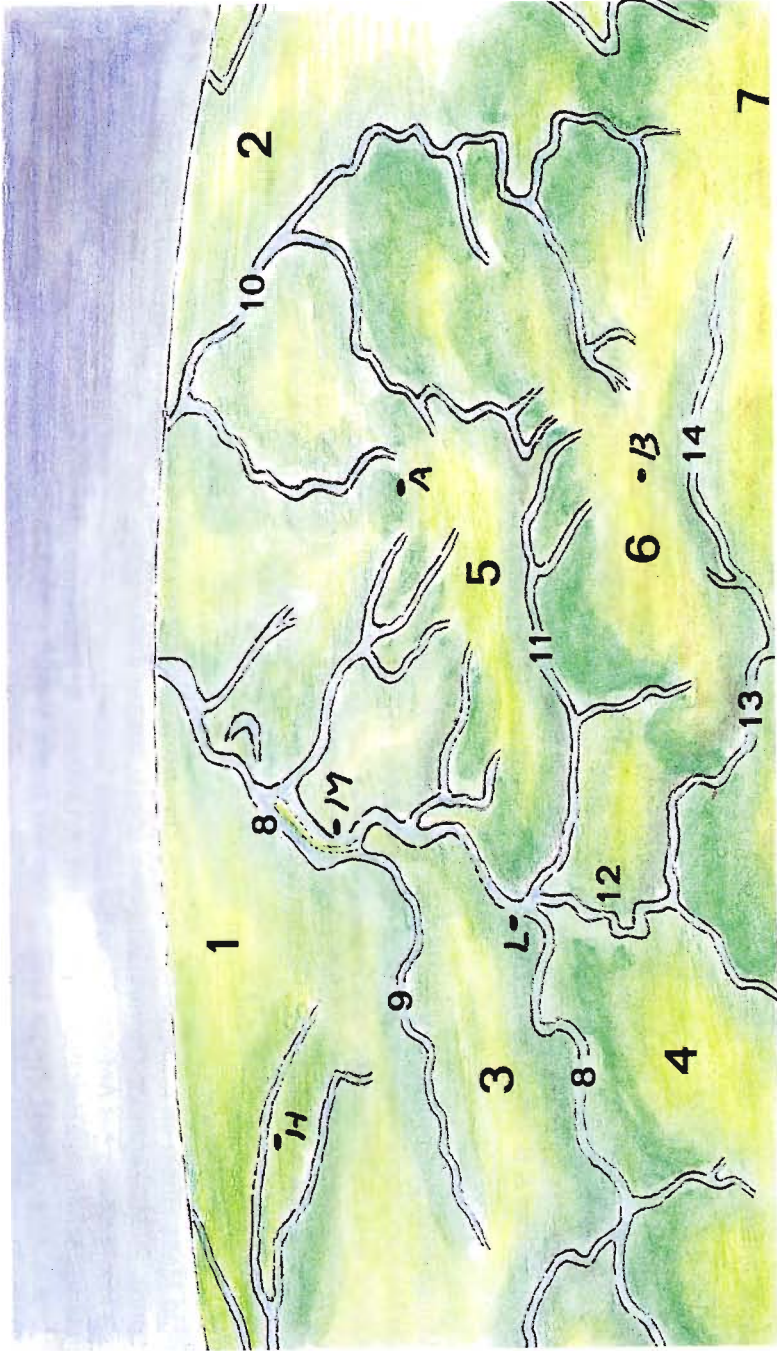


Figuur 38. De Euregio tijdens het midden-Mioceen (15 Ma; 46° N. Br.; gematigd tot warm-vochtig klimaat). 1: Noordzee, 2: Morken Moor, 3: Prairies du Condroz, 4: Prairies d'Herve, 5: Plateau ardennais, 6: Geer (Jeker), 7: Oer-Maas, 8: Prä-Rhein.

Figure 38. The Euregio Meuse-Rhine during the middle Miocene (15 Ma; 46° N; temperate to warm-humid climate). 1: North Sea (gradually withdrawing to the north-west), 2: Morken Marsh (peat accumulation exceeding 100 m in places), 3: Condroz Prairies, 4: Herve Prairies, 5: Ardennan Plateau (incipient uplift of the Ardennes and the rapid spread of Gramineans since the late Oligocene possibly favoured the development of extensive grasslands and heath moors), 6: Geer (Jeker), 7: Old Meuse, 8: Pre-Rhine. Based on data by Pissart (1975), Gliese & Hager (1978), Boenigk (1981), Kuyll (1980), Boersma *et al.* (1981), Hager (1981), Von der Brellie & Wolf (1981), Richter (1985), Felder & Bosch (1989), Thomasson & Voorhies (1990), Juvigné & Renard (1992) and Demoulin (1994).

Figure 38. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Miocène moyen (15 Ma; 46° N; climat chaud-humide à tempéré). 1: Mer du Nord (se retirant progressivement vers le nord-ouest), 2: Marais de Morken (accumulation de tourbe dépassant 100 m par places), 3: Prairies du Condroz, 4: Prairies de Herve, 5: Plateau ardennais (l'amorce du soulèvement de l'Ardenne et la dissémination rapide des graminées depuis l'Oligocène récent pouraient avoir favorisé le développement de prairies et de landes étendues), 6: Geer (Jeker), 7: Vieille Meuse, 8: Pré-Rhin. D'après les données de Pissart (1975), Gliese & Hager (1978), Boenigk (1981), Kuyll (1980), Boersma *et al.* (1981), Hager (1981), Von der Brellie & Wolf (1981), Richter (1985), Felder & Bosch (1989), Thomasson & Voorhies (1990), Juvigné & Renard (1992) et Demoulin (1994).

Abbildung 38. Die Euregio Maas-Rhein im mittleren Miozän (15 Ma; 46° nördlicher Breite; gemässigt bis warm-feuchtes Klima). 1: Nordsee (sich allmählich nach Nordwesten zurückziehend), 2: Morkenmoor (Torfanhäufungen überschreiten stellenweise 100 m), 3: Prärien des Condroz, 4: Prärien von Herve, 5: Ardenner Hochland (der Beginn der Hochhebung der Ardennen und die schnelle Verbreitung von Gräsern seit dem späten Oligozän förderten möglicherweise die Bildung von großräumig verbreiteten Grasflächen und Heidemoores), 6: Geer, 7: Ur-Maas, 8: Prä-Rhein. Basierend auf Daten von Pissart (1975), Gliese & Hager (1978), Boenigk (1981), Kuyll (1980), Boersma *et al.* (1981), Hager (1981), Richter (1985), Felder & Bosch (1989), Thomasson & Voorhies (1990), Juvigné & Renard (1992) und Demoulin (1994).



Figuur 39. De Euregio tijdens het midden-Pleistoceen (250 ka; 50° N. Br.; gematigd tot warm-vochtig interglaciaal klimaat tussen de koude perioden van het Holsteinien en Saalien). 1: Kempen, 2: Niederrhein, 3: Hesbaye (Hespengouw), 4: Condroz, 5: Herve, 6: Hautes Fagnes (Hoge Venen, Hohes Venn), 7: Nord-Eifel, 8: Maas (Meuse), 9: Geer (Jeker), 10: Rur (Roer), 11: Vesdre (Weser, Vesder), 12: Ourthe, 13: Amblève, 14: Warche.

Figure 39. The Euregio Meuse-Rhine during the middle Pleistocene (250 ka; 50° N; temperate to warm-humid climate in between the cold glacial periods of the Holsteinian and the Saalian). 1: Campine, 2: Lower Rhine, 3: Hesbaye, 4: Condroz, 5: Herve, 6: Hautes Fagnes, 7: Northern Eifel, 8: Meuse, 9: Geer (Jeker), 10: Rur, 11: Vesdre, 12: Ourthe, 13: Amblève, 14: Warche. The landscape already closely resembled the present-day situation by the end of the middle Pleistocene. *Homo erectus* or *Homo sapiens neanderthalensis*, the ancestors of Modern Man, camped on the banks of the Meuse during the hunting season. Based on data by Meijer (1985), Roebroeks (1985), Vandenberghé *et al.* (1985), Van Kolfschoten & Roebroeks (1985), Felder & Bosch (1989) and Juvigné & Renard (1992).

Figure 39. L'Euregio Meuse-Rhin pendant le Pleistocène moyen (250 ka; 50° N; climat tempéré à chaud-humide entre les périodes froides, glaciaires de l'Holsteinien et du Saalien). 1: Campine, 2: Bas-Rhin, 3: Hesbaye, 4: Condroz, 5: Herve, 6: Hautes-Fagnes, 7: Eifel septentrional, 8: Meuse, 9: Geer (Jeker), 10: Rur, 11: Vesdre, 12: Ourthe, 13, Amblève, 14: Warche. Le paysage ressemble déjà fortement à la situation actuelle dès la fin du Pleistocène moyen. *Homo erectus* ou *Homo sapiens neanderthalensis*, les ancêtres de l'Homme Moderne, campaient sur les rives de la Meuse pendant la saison de la chasse. D'après les données de Meijer (1985), Roebroeks (1985), Vandenberghé *et al.* (1985), Van Kolfschoten & Roebroeks (1985), Felder & Bosch (1989) et Juvigné & Renard (1992).

Abbildung 39. Die Euregio Maas-Rhein im mittleren Pleistozän (15 Ta; 50° nördlicher Breite; gemässigt bis warm-feuchtes Klima zwischen den kalten Eiszeitperioden des Holsteins und des Saals). 1: Kempenland, 2: Niederrhein, 3: Hesbay, 4: Condroz, 5: Herverland, 6: Hohes Venn, 7: Nordeifel, 8: Meuse, 9: Geer, 10: Rur, 11: Weser, 12: Ourthe, 13: Amel, 14: Warche. Die Landschaft glich zum Ende des mittleren Pleistozäns bereits sehr der heutigen Situation. *Homo erectus* oder *Homo sapiens neanderthalensis*, die Vorfürer des Modernen Menschens, zelteten während der Jagdsaison an den Ufern der Maas. Basierend auf Daten von Meijer (1985), Roebroeks (1985), Vandenberghé *et al.* (1985), Van Kolfschoten & Roebroeks (1985), Felder & Bosch (1989) und Juvigné & Renard (1992).