



REGIONALE GEOMORFOLOGIE

Deel 1. België en omliggende gebieden

Prof. Dr. Jan Nyssen

2019-2020

Inhoud

Voorwoord	4
1. Inleiding: België en de omliggende gebieden.....	5
2. Kort overzicht van de geologie van België.....	7
2.1. De Paleozoïsche sokkel.....	7
2.2. Afzettingen van het Mesozoïcum en Tertiair.....	7
2.3. Afzettingen van de Quartaire mantel	7
3. De Paleozoïsche sokkel: reliëf in verband met structuur en lithologie.....	9
3.1. Tektonische eenheden	9
3.2. Stratigrafische eenheden	14
3.2.1. Het Vroeg-Paleozoïcum.....	14
3.2.2. Het Devoon	15
3.2.3. Het Carboon	19
3.2.4. Perm	22
3.3. Structurele en lithologische invloeden op het reliëf	22
3.3.1. De Ardennen	22
3.3.2. Het Synclinorium van Dinant	30
4. Lithologische invloeden in Mesozoïcum en Cenozoïcum	41
4.1. Mariene transgressies.....	41
4.1.0. (Perm)	41
4.1.1. Trias	41
4.1.2. Jura.....	42
4.1.3. Krijt.....	43
4.1.4. Tertiair.....	44
4.2. De erosievlakken in de Ardennen	46
4.2.1. Chronologie en datering van de erosievlakken in de Ardennen	47
4.2.2. Kort overzicht van de erosievlakken in de Ardennen.....	49
4.2.3. Herinsnijding tijdens het Laat-Tertiair en het Quartair.....	53
4.3. Cuesta's van Lotharingen	53
4.4. Het Bekken van Bergen	56
4.5. Cuesta's van laag België.....	57
4.5.1. De lithologische steile helling van het Lutetiaan (ex-Brusseliaan)	57
4.5.2. De Cuesta van Boom	58
4.5.3. De heuvels van Vlaanderen	59
4.5.4. De heuvels van het Hageland.....	59
5. Invloeden van Quartaire afzettingen op de Geomorfologie.....	62
5.1. Het Kempens plateau	62
5.2. Afzetting van dekzanden en vorming van landduinen in de Kempen	62
5.3. Het lössplateau van Brabant en Haspengouw	63
5.4. Periglaciaire invloed	63
5.5. Vlaamse Vallei en ontwikkeling van het rivierennetwerk in het Scheldebekken	65
5.6. Alluvium	67
5.7. Travertijnafzettingen.....	69
5.8. Holocene kustafzettingen.....	70

6. Antropogene landvormen.....	72
6.1. Onrechtstreekse menselijke impacten. Actuele erosie; Landgebruiksveranderingen en hun gevolgen	72
6.2. Directe antropogene landvormen. Voorbeeld: Terrils	72
Referenties	72

Voorwoord

Het objectief van de cursus Regionale Geomorfologie is de studenten inzicht te laten verwerven in de specifieke kenmerken van de geomorfologische streken in twee sterk gecontrasteerde gebieden: (1) België en het NW Europese vasteland, en (2) de Hoorn van Afrika. Hierbij wordt de nadruk gelegd op de lithologie en de geologie, het reliëf, het klimaat en de veranderingen daarin, de bodem, en de menselijke impact op het fysisch milieu. De endogene en exogene factoren die tot de genese en de ouderdom van de geomorfologische streken geleid hebben worden besproken.

De cursusnota's bij dit eerste deel zijn voornamelijk gebaseerd op wetenschappelijke werken (De Moor and Pissart, 1992; Demoulin, 1995; Demoulin, 2018; Goossens, 1984; Gysels, 1993; Pissart and Macar, 1976; Verstraeten et al., 2002), op cursusnota's bij onderwijs in de vakgroep Geografie van de Université de Liège (Professoren Albert Pissart, André Ozer, François Petit, Alain Demoulin, Camille Ek, Etienne Juvigné en Jacques Thorez), en op bijkomend recent wetenschappelijk werk.

Bij deze cursusnota's horen slides met figuren, waarvan het bijschrift in de cursusnota's staat.

Bijzondere dank gaat aan Dr. Amaury Frankl voor het kritisch nalezen van eerdere versies van deze cursusnota's.

Deze cursusnota's, het bijhorende visueel materiaal (PowerPoint®), de uitleg tijdens de les en de excursies, excursiegidsen en individuele nota's door de studenten vormen samen de inhoud van de cursus en logischerwijze van het examen.

1. Inleiding: België en de omliggende gebieden

Ondanks de beperkte afmetingen van het land komen er in België afzettingsgesteenten voor uit de meeste periodes tussen het Cambrium en het Holoceen. De structuur van het huidige drainage- en sedimentatiesysteem in NW Europa ontstond in het Mioceen (20 M jaar), met tektonische bewegingen verbonden aan de Alpiene orogenese. Hoewel later sterk gewijzigd, kunnen de voorlopers van de huidige rivieren worden geïdentificeerd. Men neemt aan dat de meeste aanwezig waren sinds het begin van het Tertiair. Tijdens het Mioceen en het Plioceen transporteerden de rivieren over het algemeen chemisch bestendige mineralen en gesteenten, zoals kwarts en silex, residu's van verwerking op lange termijn onder vochtige warm-gematigde klimaten. Betrekkelijk weinig mechanische verwerking werd geregistreerd behalve wanneer opheffing plaatsvond, wat leidde tot verjonging van rivieren zoals Maas en Rijn met afzetting van grind. Met de komst van echte koude klimaten in het Pleistoceen (Pretigliaan) kwam er ook een duidelijke verandering in afzettingsregime, met dikke afzettingen van grind en zand. Dit is de bron van vele Laat-Tertiaire en Quartaire formaties in NW Europa. De regionale geomorfologie in Nederland wordt bijna volledig in deze context geplaatst: opeenvolgende accumulaties in een delta, sinds het Neogeen.

In Frankrijk vormt het Bekken van Parijs de grote centrale geomorfologische eenheid.

Het geomorfologische beeld van België wordt bepaald door het massief van Brabant en het bekken (eerst) en massief (daarna) van de Ardennen. De grote geomorfologische eenheden van België sluiten aan bij die van de buurlanden:

- Het massief van Brabant sluit aan bij het Londenmassief;
- De Ardennen zijn verbonden aan het Rijnschistmassief door een landengte (de Eifel) waar zich een reeks synclinalen bevinden alsook een vernauwing ter hoogte van de graben van de Rijn (Golf¹ van Keulen);
- Belgisch Lotharingen sluit aan bij Frans Lotharingen en maakt deel uit van het bekken van Parijs (Golf van Luxemburg).

¹ Net zoals "Massief" en "Bekken", wijzen ook termen zoals "Baai" en "Golf" op het reliëf en het verloop van de kustlijn tijdens het geologische tijdperk wanneer bepaalde afzettingen plaatsvonden.

*FIGUREN**

Type	Onderwerp	Bron
Kaart	Sketch map of geology of western Europe and northwest Africa	(Downes, 2007)
Kaart	Tectonic map of sub-Tertiary surface	(Gibbard, 2007)
Kaart	Simplified geological map of the Rhenohercynian fold-and-thrust belt	(Vanbrabant et al., 2002)
Kaarten	De NW Europese rivieren in het Quartair	(Gibbard, 2007)
Kaart	Schematic geological map of Belgium and Luxembourg. BP Brabant parautochthon. AA Ardenne allochthon. F Midi-Eifel Fault. HSM Haine-Sambre-Meuse thrust sheets. 1B Brabant Lower Paleozoic (LP) inlier. 1C Condroz LP inlier. 1St Stavelot LP inlier. 1R Rocroi LP inlier. 1S Serpont LP inlier. 1G Givonne LP inlier. 2 Devonian-Carboniferous faulted and folded belt. 3 Homoclinal Triassic-Jurassic series. 4a Cretaceous subhorizontal cover. 4b Cenozoic subhorizontal cover. Thick black lines denote thrust faults	(Boulvain and Vandenberghe, 2018)
Kaart	Rhine-Meuse drainage area	(Berendsen, 2005)
Kaart	Thickness of the Quaternary in the Netherlands.	(Berendsen, 2005)
Kaart	De grote geologische eenheden van België	(Goossens, 1984)
Kaart	Top of palaeozoic basement in Belgium	(Verniers et al., 2001)
Kaart	De paleozoïsche sokkel in Midden België	(Atlas van België)

* Verwijzingen naar figuren staan in dezelfde volgorde als ze voorkomen op de slides (beschikbaar via Minerva). De oorspronkelijke legendes van de figuren werden meestal behouden.

2. Kort overzicht van de geologie van België

2.1. *De Paleozoïsche sokkel*

- 570 tot 290 M jaar oud
- Bestaat bijna enkel uit sedimentaire gesteenten, licht metamorfe gesteenten op bepaalde plaatsen, zeer sporadisch stollingsgesteenten.
- Over het algemeen van mariene oorsprong maar litorale en continentale afzettingen komen eveneens voor (schalie, puddingsteen).
- De lagen werden verstoord door orogene bewegingen zodat de oorspronkelijke horizontale stratificatie niet behouden is; aanwezigheid van veelvuldige plooingen en breuken.
- Dagzoomt in heel Hoog België (ten Zuiden van Samber en Maas) met uitzondering van Belgisch Lotharingen. In Midden België dagzoomt de Paleozoïsche sokkel slechts plaatselijk in de dalen van de (bovenlopen van) Schelde, van de Dender, van de Zenne en de Gete.

2.2. *Afzettingen van het Mesozoïcum en Tertiair*

- 225 tot 1,8 M jaar oud
- Mariene afzettingen; enkel verstoord door epirogene bewegingen (stijgende of dalende verticale bewegingen met een grote krommingsstraal). Bijgevolg is de horizontale stratificatie nagenoeg behouden (helling tussen 3 en 4° in Lotharingen) en komen deze afzettingen voornamelijk voor als zachte gesteenten (zand, klei, krijt).
- Bevatten min of meer samenhangende banken (meestal kalksteen of zandsteen met kalk- of silicacement) die vaak voorkomen in het Mesozoïcum, minder in het Tertiair.
- In Laag en Midden België neemt de dikte van de post-Paleozoïsche dekkingslagen geleidelijk naar het noorden toe (0 - 200 m in Midden België, 200 tot 500 m in Laag België, meer dan 1000 m in het noorden van het land). In het noordoosten van Limburg bereiken deze dekkingslagen waarschijnlijk de dikte van 2000 m, in een tektonische senk die wordt begrensd door subverticale breuken in NW-ZO richting.

2.3. *Afzettingen van de Quartaire mantel*

- Vanaf 1,8 M jaar (conventionele grens)

- De afzettingen zijn hoofdzakelijk van continentale oorsprong (behalve in het kustgebied met litorale en estuariumafzettingen).
- Dikte van enkele tientallen m (maximum 30 tot 40 m); zeer veranderlijk, zelfs over korte afstand.
- De dikste afzettingen bevinden zich op brede weinig geaccidenteerde plateaus, op zachte hellingen en in vlaktes.

Illustratie helling (Eng. <i>Dip</i> ; Fr. <i>Pendage</i>)	La Formation de Lustin à Tailfer (bord nord du Synclinorium de Dinant); l'exploitation a laissé ce que l'on appelle "la grande dalle de Tailfer", gigantesque surface de stratification à pendage sud	(Boulvain, 2008)
Kaart	Löss en dekzanden	(Pissart and Macar, 1976)

3. De Paleozoïsche sokkel: reliëf in verband met structuur en lithologie

De Ardennen werden tot drie maal toe verstoord door tektonische gebeurtenissen (plooingen en breuken). Bij het eind van het Ordovicium, werden onder invloed van de Caledonische orogenese Cambrische en Ordovicische afzettingen geplooid en opgeheven. Tijdens (en vooral naar het eind van) het Carboon, ondergingen alle reeds afgezette Paleozoïsche formaties een nieuwe opheffing die met plooingen en breuken gepaard ging (Hercynische orogenese).

Tijdens het Tertiair deed de Alpiene orogenese (paroxisme in het Mio-Plioceen) de hoogste bergketens van het zuiden van Europa ontstaan. In ons land werd geen enkel terrein geplooid, maar de Alpiene orogenese had wel een epirogene werking, voornamelijk de opheffing van het Ardeens massief met verschillende honderden meters.

Kaart en schets	Structural map showing the kinematics of the Meuse valley thrust belt. (b) and (c) A 3D model exemplifying the kinematics of deformation at the lateral boundaries of thrust sheets based on the Meuse Valley Recess development	(Lacquement et al., 2005)
-----------------	--	---------------------------

3.1. Tektonische eenheden

Binnen de sokkel is er een discordantie die een recenter complex (enkel geplooid tijdens de Hercynische orogenese) scheidt van een ouder complex dat twee maal werd geplooid (Caledonische orogenese en vervolgens Hercynische orogenese). Deze discordantie bepaalt de grote tektonische eenheden van de Paleozoïsche sokkel, bekend onder de termen van bekkens (of synclinoria) en massieven (anticlinoria).

Kaart	Plis majeurs de la tectonique hercynienne	(Pissart and Macar, 1976)
Kaart	Main paleozoic units	(Bron onbekend)
Foto	Mijnterrein Houthalen	(MijnErfgoed, 2008)
Doorsnede	Massief van Brabant	(Broothaers)

Doorsnede	Samenvattende schets van de Hercynische afzettingen	(Goossens, 1984)
Schets	Synclinatorium, anticlinorium	(Goossens, 1984)
Doorsnede	Het ontbreken van steenkool in de omgeving van Namen	(Goossens, 1984)
Kaart	Voorkomen van het steenkoolterrein in België	(Goossens, 1984) (de Béthune, 1954)

Het bekken van de Kempen strekt zich uit ten noorden van een lijn Antwerpen - Maastricht. Het wordt volledig bedekt door honderden meters post-Paleozoïsche lagen (en is dus slechts gekend door middel van peilingen). Het bestaat uit gesteenten uit het Devoon en voornamelijk uit het Carboon waarbij het Westfaliaan goed gekend is dank zij de mijnbouw.

Het massief van Brabant omvat heel het westen en het centrum van het land en is grotendeels bedekt door post-Paleozoïsche dekkingslagen. Het dagzoomt slechts langs haar zuidelijke rand (Orneau, Mehaigne) alsook in de diepste delen van bepaalde dalen van Midden België (Dender, Zenne, Dijle, Gete). Dit massief duikt weg naar het oosten.

Het Bekken (synclinatorium) van Namen is aan de noordzijde gelegen op het massief van Brabant; in het zuiden strekt het zich uit van Valenciennes tot Luik. In zuidelijk Limburg is het verbonden aan het bekken van de Kempen. Het bekken van Namen beschrijft een uitgebreide boog die zich zowel in het westen als in het oosten verbreedt; het is dus het nauwste in het centrale deel. Aan de uiteinden (west Henegouwen enerzijds, Land van Herve anderzijds), wordt het bekken van Namen nog grotendeels door post-Paleozoïsche dekkingslagen bedekt. In het centrale deel (tussen Charleroi en Luik), dagzoomt het bijna onafgebroken.

Het bekken bestaat uit gesteenten van het Devoon en het Carboon, met een kern uit het Westfaliaan waaruit intensief steenkool werd gewonnen. Tussen Namen en Andenne is er een dwarse opwelling (verhoging van de Samson) doorheen het bekken, waardoor het Westfaliaan en zelfs het Namuriaan ontbreken. Dit verklaart dat de Waalse steenkoolbekkens zich onderscheiden in een westelijke groep (Borinage, het Centrum,

Charleroi en Beneden-Samber) en een oostelijke groep (Luik, Herve). Een andere “hoogte”, in het oosten van het Land van Herve (Geuldal), scheidt het Luikse bekken van het bekken van Nederlands en Belgisch Limburg.

In N-Z dwarsdoorsnede, heeft het bekken van Namen een erg asymmetrische vorm in haar centraal deel: de noordelijke zijde is slechts licht verstoord, waarbij lagen een regelmatige helling van 10° hebben naar het zuiden. De zuidelijke zijde is echter sterk verstoord: de lagen zijn hellend, verticaal en zelfs overhellend; plooibreuken en overschuivingen zijn veelvuldig.

Schets	Types van plooingen en overschuivingen	(Goossens, 1984)
Foto	Plis déversés (massif de Rocroi)	(Boulvain, 2008)
Kaart	Voornaamste breuken in ZO België	(Goossens, 1984)
Schets	Midi overschuiving	(Goossens, 1984)
Foto	Un exemple de faille de chevauchement dans la région de Han-sur-Lesse: la klippe du Bois Niau. La colline située au centre de la photo est un "massif" de calcaire givétien, reposant par faille sur des schistes frasniens	(Boulvain, 2008)
Doorsnede	Geological cross-section of South Belgium. Thick black lines are for Variscan thrust faults	(Boulvain and Vandenberghe, 2018)
Kaart	Synclinorium van Dinant	(Atlas van België)
Schets	Main steps of the development of the karstic pockets of the Entre-Sambre-et-Meuse - Condroz area. Not to scale.	(Dupuis et al., 2003)
Foto	Ter illustratie: coupe door kleine geologische orgelpijp in Tertiair krijt (<i>dissolution pocket</i>)	(Vanschaikstichting, 2008)
Kaart	Carte géologique schématique des Massifs de Rocroi et de Stavelot	(Boulvain, 2008)

De Strook van Dave vormt een langgerekte (meer dan 70 km) maar nauwe zone (500 m tot 2 km) van het zuiden van Charleroi tot iets ten oosten van Hoi. De gesteenten zijn er van Ordovicische of Silurische ouderdom. Deze strook wordt in de lengte doorsneden door een belangrijke zuidwaarts hellende plooi-breuk (Faille du Midi = Eifelbreuk = Midi-overschuiving). Deze versleping vormt een belangrijke grens tussen:

- de noordelijke zone die licht door de Hercynische orogenese wordt beïnvloed, en die eigenlijk het autochtone voorland van de Hercynische keten vormt (bekken van de Kempen, Massief van Brabant en noordelijke zijde van het Bekken van Namen);
- en een zuidelijke zone, veel intensiever geplooid terrein, die naar het noorden werd verplaatst, langsheen de Faille du Midi (en die om deze reden allochtoon wordt genoemd).

Het bekken (synclinorium) van Dinant bevindt zich ten zuiden van de Strook van Dave en van het synclinorium van Namen. De oost- en zuidzijden zijn duidelijk zichtbaar op een geologische kaart: de grens tussen het Midden Devoon en het Vroeg Devoon, van Remouchamps via Givet tot Chimay. Dit synclinorium eindigt in het oosten ten gevolge van de verhoging van haar as. Naar het westen wordt het verlengd in Frankrijk waar het geleidelijk onder postpaleozoïsche afzettingen verdwijnt. In België komen postpaleozoïsche afzettingen in het Bekken van Dinant enkel voor als verspreide resten die voor het merendeel in oplossingsholtes (Fr. *Poches de dissolution*; Eng. *Karstic pockets*) van de kalksteen bewaard zijn gebleven.

Het Bekken van Dinant is een typevoorbeeld van een synclinorium. Het bestaat uit een bundel van plooïngen in W-O richting in het Tussen-Samber-en-Maas en in ZW-NO richting ten oosten daarvan. De gesteenten behoren tot het Devoon en het Carboon:

- aan de randen: Midden en Vroeg Devoon;
- in het centrum: een afwisseling van synclinalen met Carboon-kern (over het algemeen Dinantiaan, soms Namuriaan) en anticlinalen met een Devoon-kern (meestal Famenniaan);
- naar het midden toe wordt dit bekken door een belangrijke anticlinale zone doorkruist, die door kernen van Frasnianse kalksteen wordt afgebakend (soms Givetiaan), zowel in het westen (Massief van Philippeville) als in het oosten (ten Oosten van Ciney).

De anticline van de Ardennen: het Vroeg Devoon vormt het belangrijkste deel van deze eenheid; het rust discordant op gesteenten die door de Caledonische orogenese zijn vervormd. Deze laatste dagzomen in drie verschillende massieven:

- Het massief van Rocroi, gevormd in Cambrische gesteenten, omvat de zuidelijke rand van het Tussen-Samber-en-Maas en bevindt zich voornamelijk in Frankrijk waar de zuidzijde ervan onder de Jura-afzettingen van het bekken van Parijs verdwijnt;

- Meer naar het oosten dagzoomt een ander Caledonisch massief van kleinere omvang: het massief van Serpont, eveneens opgebouwd uit Cambrische gesteenten;
- De oriëntatie van de lagen buigt naar het noordoosten waar een derde Caledonisch massief dagzoomt, namelijk het Massief van Stavelot. Dit omvat gesteenten uit het Cambrium en Vroeg Ordovicium. Men vindt er verspreide resten van post-Paleozoïsche afzettingen (Oligoceen en Krijt). In een nauwe strook (tussen Basse-Bodeux en Malmédy) dagzomen continentale afzettingen uit het Perm (puddingsteen van Malmédy).

Het bekken (synclinatorium) van de Eifel bevindt zich ten zuiden van de Ardennen: de zuidflank van de anticline van de Ardennen vormt de noordflank van dit synclinatorium. Ten zuiden van het massief van Rocroi, is dit synclinatorium zeer smal, bestaat het uitsluitend uit Vroeg-Devoon en wordt het ook de Synclinale van Charleville genoemd. Het verbreedt naar het oosten toe waar het het bekken van Neufchâteau vormt, waarvan de kern bestaat uit het bovenste deel van het Vroeg-Devoon (Emsiaan). Nog meer naar het oosten (in het Groothertogdom Luxemburg en in de Eifel), breidt het bekken zich nog uit en bestaan bepaalde synclinale kernen uit Midden- en Laat-Devoon.

Een laatste Caledonisch massief dagzoomt ten zuiden van het bekken van Neufchâteau, namelijk het massief van Givonne. Het bestaat enkel uit Cambrische gesteenten die in België dagzomen in Munro; het verlengt zich in Frankrijk. Naar het zuiden toe, worden het bekken van de Eifel en het massief van Givonne afgedekt door de Mesozoïsche afzettingen van het Bekken van Parijs.

Alle hierboven besproken eenheden volgen elkaar op van noord naar zuid en strekken zich uit van oost naar west. Bovendien ligt er, in het oosten van het land, tussen het massief van Stavelot en het oostelijke einde van het bekken van Namen, het synclinatorium van Verviers. Deze ingewikkelde eenheid kan in drie subeenheden onderverdeeld worden:

- het massief van Herve (in het noordwesten). Hier dagzomen voornamelijk terreinen van het Westfaliaan en Namuriaan (en in mindere mate Dinantiaan en Famenniaan); het massief omvat het steenkoolbekken van Herve en is verbonden aan de zuidoostelijke rand van het bekken van Namen;

- het massief van de Vesder (in het centrum). Dit wordt, in het noordwesten, begrensd door de breuk van Soiron en, in het zuiden, door het venster van Theux. Het bestaat uit dezelfde gesteenten als het bekken van Dinant (Namuriaan tot Vroeg-Devoon) en vormt er als het ware de oostelijke verlenging van; het is ervan gescheiden door een anticline met een kern van uit Vroeg-Devoon;
- het venster van Theux (in het zuiden). Hier omvat de Eifelbreuk een secundaire koepelvormige vervorming. De kap van deze koepel werd weggeërodeerd en er vormde zich een “venster” in de versleepte gesteenten van het Cambro-Ordovicium en het Vroeg-Devoon. Het autochtone onderliggende materiaal is dus zichtbaar in het Venster van Theux. De gesteenten die er dagzomen zijn van het Namuriaan (in het noordwesten) tot Cambrium in het zuidoosten. Zij zijn langs alle zijden door oudere gesteenten omgeven (Vroeg-Devoon in het noorden, Ordovicium en Cambrium in het zuiden). Ten noorden van Theux duikt het Carboon onder het Vroeg-Devoon, volgens een breuk met geringe helling naar het noorden die er een tektonisch venster afbakent.

Kaart	Synclinorium van Verviers	(Atlas van België)
Blokdiagram	Croquis de la Fenêtre de Theux	(Demoulin, 1995)

3.2. *Stratigrafische eenheden*

3.2.1. Het Vroeg-Paleozoïcum

Het Vroeg-Paleozoïcum is betrekkelijk slecht gekend want de gesteenten ervan worden weinig uitgebaat; het is ook grotendeels verborgen onder post-Paleozoïsche lagen (in het Massief van Brabant) of onder Devoon afzettingen (Hoog-België). Het is tektonisch erg complex, heeft een tamelijk homogene lithologie en het economisch belang is gering. Het bevat nagenoeg geen fossielen.

Het Cambrium is onderverdeeld in Devilliaan en Reviniaan

- Devilliaan: in het axiale deel van het massief van Brabant, het massief van Rocroi en het massief van Stavelot. Het bestaat uit phyllade en kwartsiet.

- Het Reviniaan dagzoomt over grotere oppervlaktes. Buiten de drie bovenvermelde massieven, vormt het eveneens de massieven van Serpont en Givonne. Het bestaat uit phyllades en kwartsiet al komt dit laatste gesteente minder voor dan in het Devilliaan.

Het Ordovicium: schisten en leisteen zijn meest voorkomend; zandsteen eerder zelden. Het Ordovicium dagzoomt in het massief van Brabant, de Strook van Dave en het Massief van Stavelot (Salmiaan). In dit laatste massief wordt leisteen (“phyllades salmiennes”) uitgebaat in de dalen van de Lienne en de Salm.

Het Siluur komt voor op de noordelijke en zuidelijke zijden van het massief van Brabant en in de Strook van Dave.

Ter herinnering: Sedimentaire en metamorfe gesteenten bestaande uit kleimineralen

- Schalie (Engels: shale; Frans: schiste) is een fijn gelaagd sedimentair gesteente; bij kleisteen is de gelaagdheid minder uitgesproken
- Leisteen (E: slate; F: ardoise; Duits: Schiefer) is een licht metamorf gesteente dat veel als dakbedekking wordt gebruikt
- Schist (E.: schist; F.: schiste métamorphique) is een middelgradig metamorf gesteente met voorkomen van duidelijke foliaties, gevormd door de voorkeursoriëntatie van mica's (schistositeit).

Let op voor verwarring in de terminologiën, gezien ze niet altijd parallel zijn tussen de verschillende talen. De verwarring ontstond o.a. ten gevolge van het gebruik van verschillende terminologiën in de mijnbouw.

Voor een uitgebreide bespreking (met foto's) van deze gesteenten: zie (Sintubin, 2009)

Foto	Le Devillien. Massif de Rocroi. Quartzites de la Formation des Quatre Fils Aymon	(Boulvain, 2008)
Foto	Le Revinien. "Poudingue" de Fépin à la Roche à l'Appel, près de Muno, dans le Massif calédonien de Givonne	(Boulvain, 2008)

3.2.2. Het Devoon

Bij het begin van het Devoon vervormt een tektonische fase het massief van Brabant, en tegelijkertijd vindt de Caledonische orogenese plaats in gebieden die met het huidige

Schotland en Noorwegen overeenstemmen. Dit doet een noordelijk werelddeel ontstaan dat bestaat uit Caledonische ketens en dat de voornaamste leverancier zal zijn van sedimenten in het bekken "Rijn + Ardennen". Het Caledonische reliëf van de Ardennen (50 M jaar eerder opgebouwd) werd namelijk reeds afgevlakt en werd door opeenvolgende zeeën vanuit het zuiden overstroemd. De afzettingen zijn dus systematisch grover en minder dik naar het noorden van het bekken toe.

De transgressies gaan dus van zuid naar noord; dit is van groot belang voor de verdeling, de sedimentaire facies en de dikte van de Devoon-afzettingen. De oudste lagen werden slechts in het zuiden afgezet en men vindt ze enkel terug in de meest zuidelijke tektonische eenheden (anticlinoriale zone van de Ardennen en Bekken van de Eifel). Naar het noorden toe, begint de Devoonsequentie met steeds recentere afzettingen. Ook zijn in het noorden de afzettingen grover, minder dik en hebben eerder een kustfacies. In het zuiden bestaan de afzettingen van het Devoon uit fijner materiaal, ze zijn er dikker en met een duidelijk mariene facies.

In het Vroeg-Devoon zijn de afzettingen uiterst detritisch; het materiaal is immers afkomstig van de afbraak van de Caledonische ketens maar ook van een plooirug die opgedoken was tussen Bretagne en Zuid-Duitsland evenals van het Massief van Rocroi (gedeeltelijk opgedoken in het begin van het Gedinniaan).

De eerste afzettingen van het Vroeg-Devoon zijn conglomeraten en vervolgens arkoses¹ (Gedinniaan). De oudste lagen (Vroeg-Gedinniaan) komen slechts voor aan de periferie van de Caledonische massieven van Givonne, Rocroi en Serpont (conglomeraat en arkoses, en vervolgens schist). Vb La Roche à l'Appel te Muno.

De volgende afzettingen bestaan uit schisten (karakteristiek voor het Siegeniaan).

Het Emsiaan heeft opnieuw een regressieve facies: de aanvoer van grove afzettingsgesteenten afkomstig uit het noorden neemt opnieuw toe, want een Caledonische tektonische fase leidt tot een plooirug (ter hoogte van Samber-en-Maas). De zee schrijdt terug, zandsteen domineert in het noorden (waar het zelfs een conglomeraat-facies aanneemt).

¹ Arkose: hard sedimentair gesteente, bestaat voornamelijk uit kwarts en veldspaat. Meestal gaat het om een (gecementeerd) verweringsproduct van graniet of gneiss.

In het Midden-Devoon start de sedimentaire sequentie dus steeds later, van zuid naar noord. Dit verklaart, met de differentiële subsidentie, dat het Vroeg-Devoon 5000 m dik is in het synclinorium van de Eifel en minder dan 2000 m in het synclinorium van Dinant.

Vanaf het Midden-Devoon reiken de transgressies verder naar het noorden, in het bijzonder over het bekken van Namen. Maar de omstandigheden zijn aanzienlijk veranderd:

- de noordelijke massieven zijn sterk weggeërodeerd, de continentale aanvoer vermindert dus en de Midden-Devoonse sequentie is arm in grove detritische afzettingen;
- het aandeel van kalksteen stijgt logischerwijze;
- de tektonische daling (Eng. en Fr.: *subsidence*) van het Ardeense bekken vertraagt en dus vermindert de dikte van de afzettingen.

Het Couviniaan is eerst getypeerd door afzettingen van grauwackes¹, vervolgens door schalie en kalksteen, voornamelijk naar het zuiden toe, terwijl het eerder zandsteen bevat in het noorden van het Bekken van Dinant.

Tijdens het Givetiaan bestaat de sedimentatie bijna uitsluitend uit kalk. Dit gebeurde in een ondiepe epicontinentale zee waar plaatselijk de eerste evaporieten voorkomen.

¹ Grauwacke: gesteente gevormd door consolidatie van zand in een kleirijke matrix

Voorkomen van niet-sedimentaire gesteenten

Stollingsgesteenten (intrusieve en extrusieve, of diepte- en vulkanische gesteenten) bevinden zich grotendeels in het Cambrium en Siluur:

(a) in het Massief van Brabant vinden we vulkanische gesteenten in de dalen van de Dender (Lessen), van het Zenne en van de Mehaigne (Pitet). In Quenast dagzoomt een kleine intrusie van microdioriet;

(b) het Massief van Stavelot bevat eveneens stollingsgesteenten: onder meer een intrusie van dioriet in het dal van de Helle¹ (van Hercynische ouderdom, in tegenstelling tot de andere vermelde gesteenten die in verband gebracht worden met de Caledonische orogenese);

(c) in het Massief van Rocroi: microdioriet en diabaas (doleriet).

De gesteenten van het Cambrium, Ordovicium en Vroeg-Devoon hebben een (licht) metamorfisme ondergaan: voornamelijk de massieven van Rocroi, Serpont en Givonne evenals het zuidelijke deel van het Massief van Stavelot. Als metamorf gesteente kunnen we nog de *coticule* van Vielsalm vermelden, een fijnkorrelig granaathoudend gesteente².

¹ In de Hoge Venen, ten Z van Eupen; deze afzettingen mogen uiteraard niet verward worden met het quartair vulkanisch gesteente van de nabije Vulkaneifel

² Met 42 % granaatkorrels is het een natuurlijke slijpsteen

Tijdens het Laat-Devoon wordt eerst de kalksedimentatie verdergezet (Frasniaan) maar dit zal weldra door een pelitische (kleiachtige) afzetting afgelost worden. Het Frasnian is vooral het tijdperk van de ontwikkeling van biogene riffen: grote accumulaties die door verschillende ongewervelde dieren worden opgebouwd. Oorspronkelijk zacht, worden deze riffen versteend tot kalksteen. Deze biohermen nemen de vorm aan van 20 tot 80 m hoge koepels met een diameter van enkele honderden m; ze komen voor in een afzettingsmilieu waar ook kalk of klei wordt afgezet.

Met het Famennian komt de terugkeer van detritische afzettingen. Als voortzetting van het Frasnian, is het Vroeg-Famennian nog in de eerste plaats pelitisch (vooral in het zuiden). De afzettingen worden vervolgens grover (Laat-Famennian): de psammieten van

de Condroz (gevormd uit arkosische zanden met een sterk gehalte aan veldspaat en mica). Deze werden hoofdzakelijk in de noordelijke helft van het bekken van Dinant afgezet. Deze psammieten zijn het product van sedimentatie op een continentaal plat van geringe diepte (epicontinentale zee); men vindt trouwens evidentie van het opduiken van de zeebodem. Voorts getuigt de aanwezigheid van evaporieten, rode gesteenten en kalkkorsten van een semi-aride klimaat wat door de aard van de flora uit het Famenniaan wordt bevestigd.

Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Dévonien inférieur.	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Dévonien moyen.	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Schema	Formations et faciès du Dévonien Moyen au sud du Synclinorium de Dinant.	(Boulvain, 2008), naar (Bultynck and Dejonghe, 2001)
Foto	Formation de Trois-Fontaines, à Glageon (Bord sud du Synclinorium de Dinant). Au centre de l'image, le premier complexe récifal (biostrome) montre un aspect massif; il est surmonté des bancs stratifiés du faciès lagunaire. A gauche, on observe le sommet des calcaires argileux de la Formation d'Hanonet.	(Boulvain, 2008)
Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Dévonien supérieur. "RMG" signifie Ride médio-germanique	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Schema	Paléoenvironnements en bordure du Massif du Brabant au Famennien	(Boulvain, 2008)
Coupe	Afzettingen van het laat Devoon en de verschillende facies	(de Béthune, 1954)

3.2.3. Het Carboon

Bij het begin van het Carboon overspoelt een ondiepe zee het Massief van Brabant geleidelijk; deze veroorzaakt bijna uitsluitend kalksedimentatie. De terrigene detritische aanvoer is inderdaad sterk verminderd door het afgevlakte karakter van de Caledonische

ketens in het noorden enerzijds, en door de embryonale toestand van de Hercynische ketens in het zuiden anderzijds.

De geringe diepte van het sedimentaire milieu van het Dinantiaan kan worden aangetoond door het veelvuldige opduiken van het continentaal plat en ook door de aanwezigheid van evaporieten (anhydrieten¹ ontwikkelen zich in lagunes die van tijd tot tijd droogvallen); sporen van deze verdwenen afzettingen zijn te vinden in de bekkens van Namen en Dinant, onder de vorm van breccie uit het Viséaan, instortingsbreccie resulterend van de ontbinding van anhydrieten die tussen de kalksteen zaten. In het Dinantiaan verplaatste de as van het subsidente bekken zich geleidelijk van zuid naar noord; dat is het eerste teken (in het Ardeense bekken) van het begin van de Hercynische orogenese die veel zuidelijker begint. Het Namuriaan, gevormd uit zeeafzettingen (voornamelijk schalie), is het begin van het *houiller* (steenkolensysteem). Het komt weinig voor in het Bekken van Dinant (alleen in de kern van enkele hoog gezeten synclinalen) maar is kenmerkend voor het Bekken van Namen en zijn oostelijke verlengingen. In de Namuriaanschalie zijn tal van zandsteen- en conglomeraatniveaus, evenals dunne aders steenkool aan de top van de formatie. De conglomeraten (gevormd uit slecht gerolde elementen afkomstig uit het zuiden) getuigen van het opduiken en daarmee gepaard gaande erosie van het Ardeense anticlinorium en van het Eifel-synclinorium.

De afzettingen van het Westfaliaan zijn hoofdzakelijk van continentale oorsprong; ze werden geaccumuleerd in steenkoolbekkens in tektonische daling aan de rand van de Hercynische keten in vorming. Afgezet in het Noord-Duitse bekken, een overgangsgebied tussen een jong werelddeel in het zuiden en de zee in het noorden, bevatten ze hoofdzakelijk schalie, met zandsteenachtige invoegingen en steenkooladers. Studies van de Carboonflora van het Belgische *houiller* wijzen op een mangrovelandschap dat overeenkomt met de tropische positie van België in dat tijdperk.

Plooiingen uit de Hercynische orogenese hebben Europa beïnvloed vanaf het eind van het Devoon en voornamelijk gedurende het Carboon. De verschillende ketens waren ruwweg WZW-ONO georiënteerd. De Ardennen behoren tot de noordelijke grens van deze orogenese. De Variscische vervorming heeft de Devoon-Carboon dekkingslagen en haar Caledonische sokkel in zijn geheel beïnvloed. De vervorming van het Ardeens massief is

¹ CaSO₄, gedehydrateerde variant van gips, ontstaan ten gevolge van diagenese.

verlopen van ZO naar NW. De aanvang wordt vanaf het eind van het Famenniaan waargenomen: tijdelijk opduiken van het Massief van Stavelot en aanvoer van siliciklastisch sediment. De eerste echte tekens zijn zichtbaar bij de overgang Dinantiaan – Namuriaan: de Sudetische tektonische fase van de Hercynische orogenese (D: *sudetische Faltungsphase*) leidt tot het definitieve opduiken van het synclinatorium van Neufchâteau en het anticlinorium van de Ardennen. Maar de zeeafzetting gaat wel verder in het bekken van Namen; deze afzetting bevat conglomeraten die het droogvallen van de zuidelijkere gebieden bewijzen. Deze Sudetische fase is verantwoordelijk voor een regionaal metamorfisme dat aanwezig is aan de zuidelijke zijde van het Massief van Stavelot, in de massieven van Rocroi en Serpont evenals in de Vroeg-Devoonse zones gelegen tussen deze twee laatste massieven.

De hoofdfase in de Ardennen is de Asturische deformatie die het Massief beïnvloedt in het Laat Westfaliaan en in het Stephaniaan (bovenste etage in het Laat-Carboon).

De vervorming die uit deze Hercynische (of Variscische) orogenese volgde, drukte zich in de Ardennen uit op drie aanvullende wijzen:

- een interne vervorming van de gesteenten die, naargelang hun aard, een leispleiting of schistositeit (Fr. *clivage*; E. *schist cleavage*) verkregen of doorlopen werden met kwarts- of calcietaders;
- de ontwikkeling van plooïingen met ZW-NO hoofdas, die veelal naar het NW overhellen;
- plooïbreuken en verslepingen (parallel aan de plooïingsas).

Laat-hercynische tektonische gebeurtenissen zullen later enkel nog minder belangrijke wijzigingen brengen.

Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Dinantien. "RMG" = Ride médio-germanique	au	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Namurien.	au	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Kaart	Dinantian sedimentation areas		(Poty et al., 2001)
Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Westphalien.	au	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)

3.2.4. Perm

Het Perm vormt een extensie¹-periode: er ontstaan slenken parallel aan de Hercynische structuren (zuidelijke Eifel en Golf van Luxemburg, Graben van Malmédy).

Met de Hercynische orogenese eindigt het ontstaan van het Ardeens massief. Vanaf het Perm wordt dit reliëf snel geërodeerd maar het blijft permanent opgedoken tot vandaag, behalve gedurende korte episodes aan het einde van het Krijt en in het Paleogeen waarin het gedeeltelijk overspoeld wordt.

	Stratigrafische kolom van België	(Boulvain, 2008), naar (Dejonghe, 1998)
	Stratigraphic Column Dinant Basin	(Rondeel, 2008)
Kaart	The main geomorphic regions of Belgium and Luxembourg, delineated over the background SRTM 1" DEM	(Demoulin, 2018)
Kaart	Geomorfologische structuur van België + legende	(De Moor and Pissart, 1992)
Kaart	Tektonische kaart van de Ardennen	(Rondeel, 2008)
Kaart	Reliëfkaart	(Tweede atlas van België)

3.3. *Structurele en lithologische invloeden op het reliëf*

Het Ardeens massief bestaat uit een geheel van natuurlijke streken waarvan de fysische (en “dus” ook de culturele) landschappen zeer duidelijk gedifferentieerd zijn. De afbakening van deze regionale eenheden is afhankelijk van de geologische structuur en de lithologie van het substraat.

3.3.1. De Ardennen

3.3.1.1. *Grote reliëfeenheden: band met de structuur*

Er is een parallelisme tussen de geologische structuur en de reliëfeenheden. De twee assen van het anticlinorium van de Ardennen komen overeen met twee rijen hoogplateaus.

Een eerste rij plateaus ligt dicht bij de noordelijke rand van de Ardennen; de kamlijn van het plateau van Saint-Hubert en van het plateau van Tailles stemt overeen met de

¹ Wanneer de lithosfeer van de Aarde door een mechanische rekspanning uit elkaar beweegt.

noordelijke as van het anticlinorium van de Ardennen en wordt meer naar het oosten door het plateau van de Hoge Venen voortgezet. Door hun hoge ligging zijn de plateaus sterk onderhevig aan erosie zodat de dalen er diep zijn in ingesneden. Maar de regressieve erosie heeft de kammen van het massief nog niet bereikt zodat deze nog een relatief vlak reliëf hebben.

In deze noordelijke tak van het anticlinorium van de Ardennen (die met de N kamlijn overeenkomt) dagzomen de oudste gesteenten van het Cambrium en het Ordovicium op drie verschillende plaatsen:

- het Massief van Stavelot (het uitgestrektste) omvat het Plateau van Tailles en loopt door tot de Hoge Venen;
- het Massief van Serpont (kleiner) omvat het plateau van Saint-Hubert;
- ten westen van de doorbraak van de Maas vinden we het Massief van Rocroi terug, waaraan het Massief van Croix-Scaille verbonden is.

De noordelijke rand van dit plateau is een tussenniveau tussen de Famenne (250 m) en de rand van de hoogplateaus (550 m). De Ourthe, de Lesse en hun zijrivieren hebben dit tussenplatform diep versneden. Deze noordelijke rand van de Ardennen komt overeen met de zuidelijke zijde van het synclinorium van Dinant waar schalie- en zandsteenterreinen van het Vroeg-Devoon dagzomen.

De zuidelijke tak van de anticlinale van de Ardennen vormt de tweede kamlijn, de kam van Bastogne. Het is een breed massief dat nauwelijks is ingesneden door waterlopen. De maximumhoogte (rond 540 m) varieert erg weinig van oost naar west.

Tussen beide kammen heeft de driehoekige depressie van beide Ourthes zich ontwikkeld in de geologische bekkens van La Roche en Houffalize.

Een uitgesproken steile helling scheidt de noordelijke kam van de depressie van de beide Ourthes. Naar het zuiden stijgt deze depressie geleidelijk van 400 tot 500 m en gaat over in de kam van Bastogne.

Kaart	Simplified geological map of the Belgian Lower Paleozoic inliers (at the N, below the Meso-Cenozoic sedimentary cover)	(Boulvain and Vandenberghe, 2018)
Foto	Plateau van Tailles met Baraque Fraiture	Anon.
Kaart	Zuidwestelijke Ardennen met het dode dal van Gespunsart	Google Maps

De zuidwestelijke Ardennen omvatten de gehele synclinale van Neufchâteau, en naburige delen van de anticlinalen van de Ardennen en van Givonne. De depressie van de Sûre valt samen met de synclinale van Neufchâteau die in het zuiden op het massief van Givonne rust (waar het Cambrium opnieuw verschijnt). De structuur is dus betrekkelijk eenvoudig: een grote Vroeg-Devoonse synclinale scheidt de Cambrische massieven van Rocroi en Givonne. Van west naar oost komen hier volgende streken voor:

- Het westelijke uiteinde van de Ardennen, het plateau van Rocroi op de linkeroever van de Maas, heeft een lage reliëfamplitude op het plateau . Het gaat wel degelijk om een echt plateau dat in haar westelijk deel nauwelijks wordt ingesneden door de dalen van Oise, Artoise en Sormonne. Het stijgt geleidelijk naar het oosten om de hoogte van 402 m te bereiken vlakbij de Maas. Op deze plaats zijn er kleine, diep ingesneden zijrivieren van de Maas aanwezig².
- Ten oosten van de Maas (en ten noorden van de Semois) komt het massief van Croix Scaille een honderdtal m uit boven het plateau van Rocroi (505 m, aan de Franse grens).
- Ten zuiden van het massief van Croix Scaille is het Ardeense plateau sterk versneden. Buiten Maas en Semois is er ook het dode dal van Gespunsart (in Frankrijk).
- Ten oosten van Gespunsart is de flank van het Ardeens massief een wijds en vrij regelmatige hellend vlak (Fr. *glacis*, Eng. *incline*), afgetopt door een ander oppervlak op 430 meter. Verder in de cursus (sectie 4.2) zullen we zien dat het om twee erosievlakken

² Het deel van de Ardennen ten westen van de Maas heet ook wel Rièzes of Thiérache. Het gaat voornamelijk om een streek van Frankrijk nabij de westelijke grens van het zuidelijke Tussen-Samber-en-Maas. Het is een gebied met een zeer zacht reliëf op Cenozoïsche terreinen, op licht naar het westen hellende afzettingen van het Mesozoïcum en op flarden van het Tertiair die de oudere afzettingen bedekken.

gaat, het ene duidelijk hellend (de post-Hercynische schiervlakte) en het andere meer recent en subhorizontaal.

- Ten noorden van de Semois (van Croix Scaille tot aan het bekken van de Vierre (Bertrix, ...) is de topografie complexer; het N-Z georiënteerde rivierenstelsel, volgens de algemene helling van de oppervlakte georiënteerd, heeft meestal een dendritisch patroon en snijdt het plateau diep in. Meer ten oosten vindt men hetzelfde patroon in het rivierenstelsel van de Rulles. De insnijding van het plateau is er echter minder opvallend, gezien de grotere afstand tot het basisniveau.

Aan de zuidkant van het Ardeens massief, rust het Lias (deel van Belgische Lotharingen) in discordantie op het Paleozoïcum; de Liastransgressie vond plaats van oost naar west zodat dat de lagen die in contact zijn met het Paleozoïcum recenter worden naar het westen toe.

Nergens in het ZW van de Ardennen werd het contact tussen Krijt en Paleozoïcum teruggevonden. Er zijn echter Albiaanafzettingen enkele km ten zuiden van Rocroi, in het uiterste westen van de Ardennen.

Foto	Oesling	Anon.
Schematische geologische doorsnede	Van Noord naar Zuid: anticlinale van Bastogne, synclinale van Wiltz, anticlinale van Givonne en verschillende cuesta's: cuesta van de Muschelkalk, cuesta van de Zandsteen van Luxemburg, Midden-Lias cuesta en cuesta van het Dogger.	Anon.

Het deel van het Paleozoïsche massief dat zich in de Groothertogdom Luxemburg bevindt, draagt de naam Oesling, in tegenstelling tot Gutland, het zuidelijke deel van het land waar Trias en Jura gesteenten dagzomen. De toppen van de Oesling worden door subhorizontale oppervlakten gekenmerkt die de plooingen en gesteenten van het Vroeg-Devoon aftoppen (Emsiaan en Siegeniaan). Het synclinorium van Wiltz (Luxemburgs deel van het synclinorium van de Eifel) uit zich niet in de topografie (geen depressie). De zuidelijke kant van dit plateau eindigt met een kam van betrekkelijk constante hoogte (algemene richting: ZW-NO). Onmiddelijk ten zuiden van deze kamlijn, bevindt zich het overgangsgebied tussen Oesling en Gutland, waar het Devoon onder het Trias duikt.

3.3.1.2. Lithologische invloeden op het reliëf binnen de massieven van het Cambrium en het Ordovicium

Het Massief van Rocroi bestaat uit gesteenten van het Devilliaan en het Reviniaan en uit eruptieve gesteenten (intrusie van micro-graniet en diabaas of doleriet). Dit massief wordt plaatselijk door arkose en puddingsteen van het Vroeg-Gedinniaan afgezoomd die een steile helling hebben (*La Roche à Corpias* in het dal van de Semois).

Het Massief van Givonne, gevormd uit Reviniaan, dagzoomt hoofdzakelijk op Frans grondgebied waar het zuidelijk deel door lagen van de Jura wordt bedekt. In België is het zichtbaar vlakbij Muno. De puddingsteen van de basis van het Gedinniaan dagzoomt eveneens nabij dit dorp; harder dan de leisteen uit het Reviniaan, vormt dit conglomeraat een opmerkelijke rotspartij (*La Roche à l'Appel*).

Het Massief van Serpont is een bijna volledig gemetamorfiseerd Cambrisch massief, omringd door zachtere gesteenten uit het Devoon (Gedinniaan) in depressie. Het contact Cambrium-Devoon komt overeen met lithologisch bepaalde steile hellingen die het massief omringen. Het Massief van Serpont behoort tot het plateau van Saint-Hubert met een vlak oppervlak boven de 500 m (maximum van 589 m). Bij deze hogere oppervlakte behoort ook (meer naar het Noord-Oosten) het plateau van Tailles (580 tot 615 m), waarbij de top van de Baraque Fraiture (652 m) als een residueel reliëf wordt beschouwd (monadnock)

Het Massief van Stavelot, met dagzomend Devilliaan, Reviniaan en Salmiaan, strekt zich uit tot in Duitsland in de omgeving van Aken. Het massief omvat eveneens de puddingsteen van Malmédy (Perm) en is onderbroken door het venster van Theux. Het reliëf is er sterk bepaald door de lithologie. Van het plateau van Tailles tot aan de streek van Recht, heeft de geologie geleid tot:

1. Dalvorming waar de gesteenten van het Vroeg-Salmiaan dagzomen, en aanwezigheid van kammen en flarden van de Tertiaire schiervlakte die het Laat-Salmiaan, het Reviniaan (in het noorden) en het Gedinniaan (in het zuiden) aftopt.

Het Laat-Gedinniaan dat dit massief in het zuiden omgordt bestaat immers uit arkoses maar ook uit zeer harde puddingsteen, die leiden tot een steile helling bij het contact met de schisteuze gesteenten van het Vroeg-Salmiaan.

De arkoses uit het Gedinniaan, de kwartsachtige leisteen van het Laat-Salmiaan en het Reviniaan zijn harder dan de kwartsofyllades (mm- tot cm-afwisseling van siltige en kleiige laagjes) en metamorfe fyllades van het Vroeg-Salmiaan; dit leidt tot veranderingen in hellingsgraad op bepaalde hellingen. Het bodemgebruik bevestigt deze lithologische invloed: enkel de gebieden op Vroeg-Salmiaan werden bewoond en bewerkt; de andere gebieden, meestal hoger gelegen, zijn bebost.

Schets	Zuidelijke afzoming van het Massief van Rocroi	(Parmentier, 2004)
Foto	Roche à l'Appel	Anon
Schets	Het diepe V-dal van de Salm tussen Vielsalm en Salmchâteau	(Corin, 1968)
Foto	Le défilé [de la Salm].	http://www.salmchateau.be
Foto	Hoog gezeten syncline van Colanhan	Anon., eigen bewerking

Enkele voorbeelden:

- Vielsalm bevindt zich in een depressie die overeenkomt met het dagzomend Vroeg-Salmiaan, ten zuiden begrensd door het Laat-Salmiaan en ten noorden door het Reviniaan. Het dwarsprofiel door het dal van de Salm geeft goed deze lithologische veranderingen weer: tussen Salmchâteau en Vielsalm loopt de Salm immers in een meer dan 150 m diep V-dal, ingesneden in de metamorfe fyllades van het Laat-Salmiaan.
- De depressie van Lierneux, ontwikkeld in Vroeg-Salmiaan, is omringd door hellingsbreuken aan het contact met de gesteenten van het Laat-Salmiaan. De aanwezigheid van een hoog gezeten synclinale as in het Laat-Salmiaan, leidt tot de aanwezigheid van de door steile hellingen omringde heuvel van Colanhan (3 km ZO van Lierneux).
- Het dal van de Roannay (ten ZW van Francorchamps) vormt een diepe insnijding in het massief van Stavelot. Dit brede en diepe dal is buiten verhouding met de beek die erin loopt. Dit is een mooi voorbeeld van differentiële erosie tussen de schisten van het Vroeg-Salmiaan die hier dagzomen dank zij een ONO-WZW synclinale en de hardere gesteenten van het Reviniaan.

2. Depressies in verband met het Devilliaan. Temidden van het Massief van Stavelot, is er een zone waar het oudste gesteente (Devilliaan) dagzoomt; deze gesteenten zijn in het

algemeen zachter dan deze van het Reviniaan. De depressie van Grand-Halleux wordt door de Salm doorsneden die er een brede alluviale vlakte ontwikkelde (meer dan 300 m), terwijl ten zuiden en ten noorden daarvan de rivier nauwe dalen in het kwartsiet van het Reviniaan heeft uitgesneden. Het geheel van de depressie wordt in zeer verweerd kwartsiet van het Devilliaan uitgesneden die koepelvormig dagzoomt. De bodem van de kom wordt door een reeks afgeronde toppen bezet (hoogte tussen 350 en 435 m). Het contact Reviniaan - Devilliaan stemt dus overeen met een steile helling met een bochtig verloop dat bepaald wordt door de aanwezigheid van breuken. De *Rotsen van Hourt* bestaan uit wit kwartsiet van het Vroeg-Devilliaan, die harder zijn dan de phyllade- en zandsteenachtige gesteenten van het Laat-Devilliaan.

3. De depressie van Stavelot – Malmédy is meer dan 20 km lang, ZW-NO georiënteerd en doorkruist het massief van Stavelot. Het is een tektonische depressie (zie sectie 3.2.4) die door fluviatio-lacustriene afzettingen uit het Perm wordt gevuld, hoofdzakelijk bestaande uit conglomeraten (de Puddingsteen van Malmédy), die vervolgens grotendeels werden weggeërodeerd. De karakteristieken van dit gesteente verraden de nabije oorsprong van het materiaal; hun rode kleur getuigt dan weer van een warm en ariëd klimaat.

Deze conglomeratische afzettingen zouden aangevoerd zijn door een rivier waarvan het bekkenhoofd in de streek van Prüm lag, ongeveer 260 M jaar geleden. De centrale laag van de Puddingsteen van Malmédy bevat immers een hoog percentage kalksteenkeien die waarschijnlijk van de Devoon kalksteen van de Eifel afkomstig zijn. Er zijn dan ook karstverschijnselen aanwezig in de Puddingsteen van Malmédy, onder meer de “Trou Ozer”. Het is waarschijnlijk dat er toen een subtropisch klimaat was waarop de rode kleur van de afzettingen wijst. Er zou tevens een semi-ariëd klimaat zijn geweest, gezien het hoge percentage kalksteenkeien in de afzettingszone die zich op meer dan 60 km van het moedergesteente bevond. Studies van de huidige Ourthe wijzen op snelle verdwijning van de kalksteen bij transport door een rivier (na enkele tientallen km), ten gevolge van vertering en oplossing. Alleen transport door plotse watervloeden (*flash floods*, zoals in wadis bijvoorbeeld) kan de aanwezigheid van tot 60 cm grote kalksteenkeien in het

conglomeraat verklaren¹. De lithologische verschillen hebben gecontrasteerde landvormen doen ontstaan. Na de gedeeltelijke ablatie van de puddingsteen zijn de zijden van de graben waarin het conglomeraat terecht was gekomen weer opmerkelijk steil in de topografie zichtbaar (helling van de Haute Levée in het Reviniaan). Ook hebben lithologische verschillen binnen de puddingsteen verschillende vormen tot gevolg: enkel de tweede laag bevat kalksteenkeien en cement van neergeslagen kalk, waardoor ze een hogere weerstand heeft dan de twee andere lagen. Deze laatste bevatten enkel stenen van plaatselijke oorsprong in een kleiachtige matrix. Zo is de helling ten zuiden van Malmédy ontwikkeld in de eerste laag erg concaaf terwijl de noordelijke helling, die in de tweede laag is gesneden, subverticale steilwanden heeft.

Op de steile hellingen langs de Warche heeft erosie plaatsgevonden langs diaklazen in de tweede laag; hoge en nauwe kolommen (50 tot 60 m hoog) werden van de helling losgemaakt die zich naar beneden toe uitbreiden (kegels –*pinacles*- van Bévercé). De hoogste hebben een subhorizontale top, veroorzaakt door de aanwezigheid van psammiet (een interne variatie binnen de conglomeraatformatie).

Foto	Ville de Malmédy au fond de son graben (on voit un des flancs juste derrière la cathédrale).	(Boulvain, 2008)
Foto	Conglomeraat : Puddingsteen van Malmédy	Ardennesmagazine.be
Foto	Kegels van Bévercé	eastbelgium.com

3.3.1.3. Reliëf ontwikkeld in een breukenstructuur: het Venster van Theux

In het noorden van het Venster (waar de Eifelbreuk dagzoomt), bestaat het autochtone materiaal uit Vroeg- en Midden-Devoon- en uit Carboongesteenten, die minder hard zijn dan de verslepte gesteenten (schalie en zandsteen van het Vroeg-Devoon, Ardeense kwartsiet). Het venster lijkt daardoor een semi-circulaire depressie, door steile hellingen omringd, die duidelijk in verband staan met de lithologie.

Naar het zuiden is deze grens minder duidelijk omdat de gesteenten die ermee in contact komen bijna van dezelfde aard zijn. Binnen het venster hebben de autochtone gesteenten

¹ Plotse debietstijgingen in wadis, na lange droge periodes, maken het mogelijk dat de keien zo ver getransporteerd werden zonder dissolutie.

O-W gerichte plooiingen ondergaan en vormen ze door differentiële erosie een opeenvolging van kammen en structurele depressies in O-W richting.

Foto	Relief in het Venster van Theux	(Anon.)
Blokdiagram	Concept van een geologisch venster	(Anon.)

3.3.2. Het Synclinorium van Dinant

3.3.2.1. *Condruzische Ardennen en Marlagne*

De Condruzische Ardennen vormen een langgerekte streek langs de noordelijke rand van het synclinorium van Dinant. Er dazomen harde gesteenten uit het Vroeg-Devoon met subverticale neiging. Het gaat hier om een relatief smalle opduiking van formaties die ook in de Ardennen voorkomen; het gebied ligt parallel aan de Ardennen, zo'n 45 km ten noorden ervan.

Aan de noordzijde is er een depressie in schalie uit het Siluur die de Eifelbreuk nauw volgt. Ten zuiden van deze Vroeg-Devoonse kam is er ook een depressie ontwikkeld in schalie van het Couviniaan (Midden-Devoon). Het gebied sluit vervolgens aan bij de Condroz. Het betrekkelijk vlakke oppervlak van de Condruzische Ardennen komt overeen (ten oosten van Namen) met het pre-Tongriaans erosievlak (zie sectie 4.2).

Aan het oostelijke uiteinde van het synclinorium van Dinant (ten oosten van de Ourthe, ten noorden van Esneux), zijn de *Condruzische Ardennen* van de Condroz gescheiden door een lithologische helling die over het algemeen niet erg hoog is (15 tot 20 m) maar wel goed herkenbaar: deze markeert de overgang van de Givetiaan kalksteen naar zandsteen van het Couviniaan en het Emsiaan. In de streek van Gomzé-Andoumont (Côte des Forges) bereikt het hoogteverschil van deze helling 40 tot 60 m.

Ten westen van de Maas van Dinant worden de Condruzische Ardennen verdergezet door de Marlagne. De voornaamste kenmerken van dit gebied zijn analoog aan die van de Condruzische Ardennen. De hoofdkam (Haute Marlagne) bestaat uit zandsteen van het Vroeg-Devoon en overheerst, naar het zuiden toe, de voor-condruzische depressie en de noordelijke rand van de Condroz.

Voor de volledigheid: uitlopers van de Condruzische Ardennen

1. Net ten zuiden van Namen ligt er aan de noordzijde van de Condruzische Ardennen een reeks kleine geomorfologische eenheden, het *Pays meusien*. Deze zijn over het algemeen goed geïndividualiseerd ten opzichte van elkaar en komen voor als depressies of als lange O-W kammen, die wel vaak onderbroken zijn en lager dan de hoofdkam. Het onderscheid tussen de verschillende gebieden komt door de weerstand van de gesteenten tegen erosie en ook door de locatie van de breuken. Men onderscheidt achtereenvolgens van Z naar N:
 - een depressie die ingesneden is in de schalie van het Siluur (het *Pays sambrien*, eveneens de depressie van Marlagne genaamd);
 - een psammitische *tige* (kam in het Famenniaan), de *tige* van de Marlagne;
 - een zoom van kalksteen uit het Carboon in geringe depressie (de oostelijke kalkhoudende Basse Marlagne);
 - een nauwe kam in het deel van het *Houiller* dat bestaat uit zeer harde zandsteen en phtanniet (Samber-kam).
2. Ten westen van de Ruisseau d'Acoz (bijrivier van de Samber die uitmondt in Châtelet) en tot aan het Eau d'Heure ligt het Pays d'Acoz: een uitloper van de *Condruzische Ardennen* (Marlagne). De Cenozoïsche lagen van de Marlagne worden hier door Tertiair zand en grind bedekt, dat is afgedekt met löss. Door het zandige substraat is de löss slechts matig vochtig en dus gunstig voor landbouw. Deze streek (hoogte: 200 tot 240 m) wordt versneden door de zijrivieren van Samber en Eau d'Heure.
3. Over het Eau d'Heure naar de Franse grens is de ondergrond samengesteld uit Ardeense gesteenten en Tertiaire zanden en bedekt met löss. Dit gebied heet de zuidelijke Thudinie. Het eolisch silt is er een tiental m dik en bedekt Paleozoïsche doorlatende kalksteen. Men vindt er dan ook een landschap met uitgebreide landbouwgronden, die relatief zwaar zijn door de menging met kleirijke resten van de dekkingslaag van krijt uit het Mesozoïcum.
4. Deze kam duikt uiteindelijk, naar het westen toe, een laatste keer op in het Haut-Pays (ten zuidwesten van Bergen); definitief duikt deze kam onder de zachte terreinen van het Krijt en het Eoceen in de omgeving van de Franse grens.

Kaart Geomorfologische streken van de Condruzische Ardennen Eigen werk
Coupe; foto Gomzé-Andoumont © Panoramio

3.3.2.2. Condroz

De Condroz ligt in het centrale deel van het synclitorium van Dinant. De lithologische en fysiografische eigenschappen zijn duidelijk verschillend van die van de Condruzische Ardennen. Ook is de Condroz veel uitgestrekter: hij omvat meer dan 10 % van het land, zijn breedte (N-Z) bedraagt 25 km en de lengte 150 km (O-W).

De Condroz wordt duidelijk begrensd door:

- ten noorden: de Condruzische Ardennen en de Marlagne, maar de Condroz strekt zich westelijker uit dan de Marlagne (die, zoals vermeld, ophoudt aan het Land van Acoz), en wel tot aan de Franse grens
- ten zuiden: de zuidelijke flank van de laatste *tige* van de Condroz (de laatste kamlijn voor de depressie van Fagne en Famenne). De Condroz is hier van de Famenne gescheiden met een hoogteverschil tot 150 m (40 - 100 m in het oostelijke deel); dit uit zich in een lithologische helling, soms ononderbroken over meer dan 10 km
- ten westen: de staatsgrens met Frankrijk, die overeenkomt met een versmalling van de Condroz tussen de zuidelijke Thudinie en de Fagne in de streek van Beaumont
- ten oosten: de Condroz wordt eveneens smaller naar de erg duidelijke N-Z grens die overeenstemt met de laatste kamlijn; het gaat om de pre-Condroz depressie met kalksteen van het Midden-Devoon (karstgebied met verdwijngaten of *chantoires*, dat, zuidwaarts tot aan de Amblève in Remouchamps leidt).

De Condroz is dus omgeven door depressies; enkel in het westen gaat het eerder om een wegduiken onder Mesozoïsche terreinen, en niet echt om een depressie.

Coupe	Coupe géologique dans la région d'Achêne, montrant la succession d'anticlinaux et de synclinaux droits dans le Condroz. Les anticlinaux amenant à l'affleurement des grès famenniens relativement résistants à l'érosion et les synclinaux étant constitués de calcaires dinantiens moins résistants, cette disposition se marque dans le paysage par une succession de crêtes ("tiges") et de dépressions ("châvées"), bien visibles sur la coupe du bas, où les hauteurs sont exagérées.	(Boulvain, 2008)
Foto	Condroz-reliëf, gezien van bij de kerk van Grand Marchin. Op de voorgrond een <i>chavée</i> in kalksteen (zie	Eigen foto

	bouwmateriaal van de hoeve) en op de achtergrond een <i>tige</i> in zandsteen.	
Coupe	Hoog gezeten synclinale	Anon.
Kaart	Geomorfologische streken van de Condroz	Eigen werk
Foto	A stream flowing over shales of the Upper Devonian and disappearing in the karst of the Middle Devonian limestones (Chantoire de Grandchamp, north of Deigné)	(Rondeel, 2008)
Foto	Vertically dipping carbonate beds with pronounced differences in resistance to erosion. (looking eastwards over the village of Dieupart)	(Rondeel, 2008)
Dwarsdoorsnede	Coupe de Hony, dans la vallée de l'Ourthe (NE du Synclinorium de Dinant), montrant l'allure simple et le style droit à déjeté des plis.	(Boulvain, 2008)

De afwisseling van kammen en uitgestrekte depressies die het reliëf kenmerken staat in rechtstreeks verband met de geplooiden structuur van de lagen. Zo vormen de harde gesteenten van het Laat-Devoon (zandsteen en psammiet) ruggen en komen overeen met anticlinalen. De hoogte van deze kammen neemt toe van Noord (280 m) naar Zuid (350 m).

De depressies (plaatselijk *chavées* genaamd op een hoogte tussen 200 tot 250 m) komen overeen met synclinalen van kalksteen (Tournaisiaan en Viséaan). Binnen deze depressies kan hardere zandsteen in reliëf blijven bestaan en hoog gezeten synclinalen vormen.

Plaatselijk dagzomen ook de oudste lagen van het Midden-Devoon en soms van het Vroeg-Devoon in het centrum van bepaalde anticlinalen ten gevolge van dwarse plooingen doorheen de geplooiden structuur.

De kammen hebben subhorizontale toppen waarvan de oppervlakte de verschillende lagen van de anticline afsnijdt. Dit is het gevolg van een erosieoppervlak dat de geplooiden structuur heeft geëffend. Lager gelegen, kleinere schiervlaktes, die in het bijzonder op de zachte gesteenten werden ontwikkeld, houden waarschijnlijk verband met de Oligocene transgressie.

Het reliëf van de Condroz heeft dus de kenmerken van een Appalachisch reliëf maar gezien het minder uitgesproken karakter (hoogteverschillen tussen kammen en depressies belopen zelden 50 m en zijn zelfs vaak minder dan 20 m), gebruikt men de term “Condroz-reliëf”.

De psammieten vormen dus kammen ten opzichte van depressies die zich in kalksteen en schalie ontwikkelden; de gebieden op schalie hebben duidelijk meer afgeronde vormen dan de dagzomende kalksteen maar de grotere weerstand tegen chemische verwerking en de grote samenhang van het gesteente maakt dat het beter weerstand biedt dan de naburige kalksteen en dus in reliëf blijft. Als de kalksteenlagen dwars doorgesneden worden vormt de kalksteen echter vaak abrupte wanden: de Rocher Bayard in Dinant, de dalen van Lesse, Ourthe (Sy) en Hoyoux (Modave). Soms is de stratificatie verticaal en geeft aanleiding tot subverticale wanden, die door erosie geïsoleerd zijn van andere lagen (vb. de *tartines* van Comblain in het dal van de Ourthe).

Foto	Vertical bedding resulting in the "Tartines" of Comblain au Pont eroded along the incised Ourthe river. The beds are upwards cut off by the Tertiary peneplane of the Ardennes.	(Rondeel, 2008)
Tekening	Le Tournaisien au site du Rocher Bayard à Dinant	(Boulvain, 2008)

De Condroz kan in drie sub-regio's verdeeld worden:

1. Westelijke Condroz :

- De kalksteenbanken uit het Carboon zijn breder
- De oriëntatie van de plooingen is W-O
- Er zijn vier hoofdtiges
- De gemiddelde hoogte van de tiges is 260 m en 300 m op de tige van Philippeville, de zuidelijke grens van dit gebied dat over de Fagne uitkijkt
- De noordelijke grens is een geringe depressie die de Condroz van de Marlagne scheidt
- De Molinee is de voornaamste rivier in een kalksteendepressie

In het westelijke deel van de Condroz is er weinig hoogteverschil tussen de toppen van de kamlijnen en de depressies. De depressies kunnen in schalie ingesneden zijn en sommige kamlijnen bestaan uit kalksteen. Deze zone werd overspoeld door een transgressie in het Eoceen: er komen vrij grote flarden mariene afzettingen voor op de tiges die o.a. karstdepressies in Paleozoïsche kalksteen vullen. Ondanks de dekkingslagen uit het Krijt en het Eoceen is de westelijke uitloper van de Condroz eveneens zichtbaar in Frankrijk (Bavay en ten noorden van Maubeuge). Ten ZW van Maubeuge is het Carboon van het

synclinatorium van Dinant minder dik dan in haar Belgisch deel (al omvat het alle lagen). Deze gesteenten vormen een deel van de Franse streek van de Avesnois.

2. De “ware” Condroz bevindt zich tussen de Maas (van Dinant) en de Ourthe; het is in het bijzonder tussen de Maas en de Hoyoux dat de banken van psammieten en kalksteen elkaar met de grootste regelmaat afwisselen. De plooïingen hebben een ZW-NO oriëntatie.

- De kamlijnen zijn hoger dan 300 m
- Aan de zuidzijde is de kamlijn erg duidelijk; ze begint ten oosten van de Lesse (340 m), wordt breder en buigt (Barvaux-en-Condroz, Maffe), maar wordt ingesneden door het dal van de Somme; ze domineert duidelijk de Famenne
- Ten noorden culmineert de eerste *tige* op 280 m en loopt van Lustin tot Strée
- Daar tussenin is er een reeks kamlijnen (5 tot 6), met talrijke dorpen erop. De kammen worden gescheiden door depressies in kalksteen. Ten oosten van de Hoyoux, wordt een regelmatige zone gelegen op 260 m hoogte door drie kleine kammen onderbroken waar zandsteen uit het *Houiller* dagzoomt (hoog gezeten synclinalen).

3. De Oostelijke Condroz is een sterk versneden plateau, gezien de nabijheid van de dalen van Ourthe en Amblève. De hoogteverschillen zijn er groot (de alluviale vlakte van de Ourthe ligt op 80 m, de toppen op 320 m). In dit deel, gelegen op het einde van het synclinatorium van Dinant, hebben de psammietbanken en de laaggeheden (van Vroeg-Devoon tot Laat-Devoon) een Noord-Zuidkromming die de zuidelijke en noordelijke dagzomen verbindt.

Het rivierenstelsel van de Condroz is rastervormig: de kleine zijrivieren met een subsequeante oriëntatie (O-W) hebben zich voornamelijk in de zachte gesteenten ontwikkeld terwijl de belangrijkste rivieren (met N-Z oriëntatie) de zachte en harde gesteenten dwars versnijden. Deze consequente drainage werd van een oorspronkelijk netwerk geërfd dat zich vormde toen de dekkingslagen uit het Tertiair nog aanwezig waren. De rivieren volgden de steilste helling en liepen loodrecht op de O-W georiënteerde kusten. Bij de denudatie van de dekkingsterreinen hebben deze consequente rivieren zich ter plaatse ingesneden volgens hun bestaande loop in de onderliggende lagen. Deze rivieren

hebben zich dus niet aangepast aan de structuur, op enkele kleine verleggingen na. Daarentegen hebben de kleinere rivieren, bij de veralgemeende insnijding tijdens het Quartair, zich goed aan de structuur aangepast, die geleidelijk bij de denudatie van de dekkingsterreinen ontstond.

In de synclines in kalksteen verdwijnen rivieren vaak in verdwijngaten (F. België: *chantoire*; Frankrijk: *aven*; E. *streamsink*) en stromen ze ondergronds verder. Deze verschijnselen krijgen slechts een belangrijke omvang bij kalksteen met een groot kalkgehalte. In kalksteen met bijmenging van terrigeen sediment zullen onoplosbare residuen de spleten verstoppen van zodra ze zich ontwikkelen, waardoor de ontwikkeling van karstverschijnselen wordt belemmerd. In kalksteen uit het Midden-Devoon die hoofdzakelijk aan de rand van de Condroz dagzoomt, zijn karstverschijnselen goed ontwikkeld, terwijl in het Viséaan, de karstvormen weliswaar talrijk maar van beperkte omvang zijn. Dit verschil is te wijten aan verschillen in zuurtegraad van het water van de rivieren die in dagzomende kalksteen van de Condroz stromen. Gezien hun topografische positie, over het algemeen "aan de voet" van de zure Ardeense gesteenten van het Vroeg-Devoon, ontvangt de kalksteen van het Midden-Devoon zuurder water, dat een betere ontwikkeling van de karstverschijnselen toelaat. Daarentegen ontvangt de kalksteen uit het Viséaan water dat kalkrijker is gezien de ligging onderaan de psammieten van het Famenniaan die een zekere hoeveelheid kalk bevatten.

Kaart	Hydrografie van de Condroz	(MRW, 2002)
Coupe	Karststelsel van Rouge-Thier	(Pissart and Macar, 1976)
Foto	Grot van Remouchamps.	Anon.
Coupe	Karststelsel met verschillende niveaus	(Pissart and Macar, 1976)
Kaart	Swallow hole dynamics in the Sprimont Syncline	(Peeters and Ek, 2018)
Kaart	Ligging Midden Devoon vs Viséaan	(Atlas van België)

3.3.2.3. Famenne, Fagne en Kalkzoom

Dit gebied strekt zich uit van Chimay en Beaumont ten westen van de Maas tot Bomal ten zuiden van Luik over ongeveer 120 km lengte en een maximale breedte van 25 km. Het

komt grosso modo overeen met de dagzomende schalie en psammieten van het Famenniaan en het Frasniaan, en met de kalksteen van het Midden-Devoon.

De Famenne is gelegen ten zuiden van de laatste Condruzische kam en vormt een depressie die altijd lager ligt dan 200 m (meestal rond 160 m). Deze depressie wordt aan zuidelijke zijde door de kalkzoom van het Midden-Devoon begrensd. De Famenne wordt ten westen van de Maas van Dinant verlengd door de Fagne die dezelfde algemene fysische eigenschappen heeft.

De afwisseling tussen zeer harde kalksteen, iets minder harde psammieten en zachte schalie heeft drie fysische hoofdeenheden doen ontstaan die te wijten zijn aan differentiële erosie door rivieren. Deze zijn, van N naar Z:

1. De geaccidenteerde noordelijke rand bestaat uit een afwisseling van schalie van het Vroeg-Famenniaan en in mindere mate psammieten uit het Laat-Famenniaan. Het heeft een reliëf dat opvalt door een reeks heuvels hoger dan 250 m (Haute-Fagne en Haute-Famenne).

In de Famenne vormt de noordelijke rand een nauwe zoom van ongeveer 2 tot 3 km breed, aan het contact tussen de psammieten van het Laat-Famenniaan (met Condroz-kenmerken) en de schalie van het Vroeg-Famenniaan en het Frasniaan. Deze lithologische afwisseling leidde tot differentiële erosie die de positie van de loop van de zijrivieren van de Lesse en de Ourthe mede bepaalt.

In de Fagne is er van W naar O:

- Het Land van Beaumont; versneden door de zijrivieren van de Hante en van het Eau d'Heure in een reeks brede flarden (hoogte tot 250 m). Schalie en de kalksteen van het Frasniaan dagzomen er ten gevolge van anticlinale bewegingen. Voorts geven löss *placages* goede mogelijkheden voor landbouw op de meest noordelijke vervlakkingen. Dit gebied vormt een overgang tussen het zeer arme Fagne en het löss-rijke plateau van de Thudinie.

Tussen het Eau d'Heure en de Maas, is deze noordelijke rand eveneens erg ingesneden met toppen > 260 m, onder invloed van een dicht rivierenstelsel en een grote veranderlijkheid

in lithologie als gevolg van de grote anticlinale die voorkomt in het grootste deel van deze zone (schalie en kalksteen uit het Frasniaan en kalksteen uit het Givetiaan).

2. De centrale depressie is het meest typisch voor Famenne en Fagne. Het is een relatief vlak gebied (met een minimum hoogte van 140 m), licht heuvelachtig ten gevolge van de erosie door het rivierenstelsel. De depressie van de Famenne wordt gevormd door weinig harde schalie uit het Laat-Devoon (Famenniaan Fa1 en Laat-Frasniaan). Het subhorizontale karakter wordt verstoord door de aanwezigheid van (1) kalknodules als tussenlagen of intercalaties (E. *interbedded*; F. *interstratifié*) tussen de schalie (met een betere weerstand tegen erosie), (2) dagzomende biohermen (vb. het koraalmassief van het Midden-Frasniaan, nabij Frasnes) die leiden tot kleine maar duidelijke heuvels in de topografie (de *tiennes*) en (3) anticlines uit kalksteen zoals “Le Roptai” in Ave-et-Auffe.

In de Fagne is dat vlakke deel tamelijk smal in het westen (tot aan de Etangs de Virelles), maar wordt het wijder in het oosten. Maar haar oppervlakte is onregelmatig ten gevolge van de aanwezigheid van verlaagde interfluvia.

In de Famenne is de depressie goed te onderscheiden tussen Maas en Lesse (ter hoogte van Beauraing); hetzelfde geldt meer naar het oosten, in de buurt van de samenvloeiing van Ourthe en Aisne. Daar tussenin, bij Marche-en-Famenne, is er een drempel op de waterscheiding tussen Lesse en Ourthe. Het feit dat de Famenne behoort tot bekkens van drie verschillende rivierenstelsels (Ourthe, Lesse en Maas van Dinant) verklaart tevens de algemene hoogte van deze depressies. Zo is het deel dat door de Lesse wordt gedraineerd minder hoog dan dat van de Ourthe. Deze drie onderverdelingen zijn gescheiden door duidelijke drempels. De rivieren hebben talrijke flarden van terrassen in inversie-reliëf achtergelaten.

Geologische kaart	Famenne en Fagne	(Atlas van België)
Topografische kaart	Geomorfologische streken van Famenne Fagne Kalkzoom	Eigen werk
Coupe	Example of a naturally determined ensemble: cross section of a land catena Le Roptai, Famenne, Belgium. Numbers 1-7: land facets	(Antrop, 1997)

	formed by a unique combination of topography, land use and soils
Foto	The “Fondry des Chiens” at Nismes, Viroin valley, an emptied up to 20-m-deep mega-lapiez developed in the Middle Devonian limestones under the cover of Oligocene sand probably in the Miocene and exhumed as a consequence of regional uplift in the Plio-Pleistocene and limonite ore exploitation (Ozer and Dusar, 2018)

3. Ten zuiden van de Famenne is er over de hele lengte de kalkzoom van het Midden-Devoon, de *Calestienne*. Deze tussenliggende trede (op een hoogte tussen 250 en 300 m) tussen de Ardennen en de eigenlijke Famenne, is plaatselijk nog eens van de Ardennen gescheiden door een kleine depressie te wijten aan de geringere weerstand van schalie uit het Couviniaan die de basis van het Midden-Devoon vormen.

De Calestienne vormt een horizontaal plateau van max. 2 km breed, gelegen op een hoogte van 250 tot 300 m (meer dan 100 m hoger dan de Famenne). In de Famenne blijft de kalksteen uit het Givetiaan nauw; een dwarse anticlinale structuur leidt plaatselijk tot een grotere uitbreiding, zoals op het plateau van Gerny (ten zuiden van Marche), dat 4 km breed is. In de Fagne is dit plateau van Givetiaan kalksteen uitzonderlijk breed.

De voet van de helling die dit plateau met de depressie verbindt is gekenmerkt door een bronniveau. In de kalkzoom bevinden zich opmerkelijke karstverschijnselen zoals paleo-oplossingsholtes of kryptokarst (de Abannets of oplossingsholtes van Nismes) of grotten (Han-sur-Lesse, Rochefort, Remouchamps).

Aan de zuidzijde bestaat de grens tussen het kalkplateau en de Ardennen over het algemeen uit de voor-ardeense depressie (een kleine depressie in schalie uit het Couviniaan die zich tussen de Calestienne en de Ardennen bevindt) en een belangrijke helling. De depressie wordt vaak gevolgd door rivieren.

Bij het noordoostelijke uiteinde van de Famenne, over de Ourthe te Durbuy, is het niet meer mogelijk de drie beschreven entiteiten te onderscheiden. Dit gebied heeft een complex reliëf ten gevolge van een ingewikkelde geologische structuur waar de verschillende gesteenten in geplooiden stroken dagzomen en onderbroken worden door talrijke breuken.

Foto-interpretatie	Un exemple de paysage caractéristique du bord sud du Synclinorium de Dinant. La photo est prise depuis le versant nord de la Calestienne au lieu-dit "Rond du Roi", près de Rochefort (la zone photographiée est matérialisée par l'aire plus claire sur le modèle topographique). On distingue, vers le nord, la vaste dépression schisteuse de la Famenne, entourant le plateau calcaire du Gerny et bordée au nord par les reliefs du Condroz.	(Boulvain, 2008)
Kaart	Massief van de Vesder op reliëfkaart	Eigen werk
Kaart	Samenvatting: geomorfologische streken van de Paleozoïsche sokkel	Eigen werk

3.3.2.4. *Het Massief van de Vesder*

Het Massief van de Vesder (Namuriaan tot Vroeg-Devoon) is het zuidelijke (dagzomende) deel van het synclinorium van Verviers. Het wordt in het noorden begrensd door de breuk van Soiron aan het contact met het Land van Herve waar gesteenten uit het *Houiller* en in mindere mate uit het Laat-Devoon dagzomen.

Aan de zuidelijke zijde is het massief van de Vesder in contact met het massief van Stavelot. Het bestaat uit dezelfde gesteenten als het synclinorium van Dinant. Bijgevolg uit zich hier een structurele invloed op het landschap die analoog is aan die van de Condroz, zij het op minder duidelijke wijze.

In het gebied ten westen van Aken noteert men de aanwezigheid van kalksteen en zandsteen van het Carboon (Viséaan en *Houiller*) en het Devoon (Famenniaan). Er is hier een geplooid structureel type van het Condroz-type (Famenniaan-tige van Eupen - Kettenis - Raeren).

4. Lithologische invloeden in Mesozoïcum en Cenozoïcum

4.1. Mariene transgressies

4.1.0. (Perm)

Ten zuiden van het Rijnse schistmassief vullen de afzettingen van het Vroeg-Perm het bekken van de Saar (grenzend aan de Hunsrück) en de graben van Wittlich. De westelijke uitlopers van deze Perm afzettingen (ten zuiden van de Ardennen) zijn slecht gekend. Ze zouden Rossignol bereikt hebben (in het dal van de Semois) aangezien men tot daar conglomeraten uit het Perm terugvindt in ongelijkheden van het reliëf, die onder Trias accumulaties bewaard zijn gebleven.

Ten noorden bereikte de transgressie van het Laat-Perm slechts de Noorderkempen en Nederlands Limburg, waar haar afzettingen uiteraard niet dagzomen.

Voorts komen er op het Ardeens massief verschillende continentale afzettingen voor uit het Perm, in het bijzonder de puddingsteen van Malmédy.

4.1.1. Trias

In het Trias begint er een reeks transgressies die het sterk geëffende massief (van de Ardennen) zullen binnendringen. De oorzaken van deze transgressies liggen in het wegzakken van randgebieden van de Ardennen zoals Lotharingen maar vooral in de tektonische daling die een deel van de Eifel beïnvloedt. Het gaat om een N-Z strook van Luxemburg naar Mechernich (in het noorden van het Ardennenmassief), zodat de Trias bekkens van Noord- en Zuid-Duitsland in verbinding werden gebracht.

Het transgressies van het Trias uitten zich in de Ardennen door de geleidelijke verplaatsing van opeenvolgende kustlijnen naar het westen. Met uitzondering van de mergel (*F. marnes*) van het Keuper en enkele afzettingen van Bundsandstein aan de bovenloop van de Attert, dagzoomt het Trias nergens op Belgisch grondgebied.

Gezien de transgressies eerder plaatsvonden in het Oosten komen Bundsandstein, Muschelkalk en Keuper (in die volgorde) wel voor in het noorden en oosten van het Gutland in het GHL. Deze formaties lopen door in het ZW van de Eifel (streek van Bitburg).

4.1.2. Jura

Tijdens het Lias waren er belangrijkere transgressies dan tijdens het Trias, zowel ten noorden als ten zuiden van het Ardeens massief:

In het noorden wijst de grote dikte van de Lias kalksteen (gevonden in peilingen in de Kempen) op een belangrijke tektonische daling die in relatie staat met de Nederlandse centrale graben en de graben van de Roer.

In het zuiden (zuidoosten) is dezelfde Lias kalksteen aanwezig in de Baai van Mechernich, maar wordt over het algemeen verborgen onder Tertiaire en Quartaire accumulaties van de Baai van de Beneden-Rijn. Vanaf het eind van het Vroeg-Lias is de depressie van de Eifel niet meer aanwezig. In het Bekken van Parijs zullen de zeeën van het Jura uit het zuiden aan de ZO zijde van de Ardennen komen, ten gevolge van subsidentie van het bekken. Verschillende mariene transgressies (tijdens het Lias en tot het Midden-Jura) zullen mergel en klei afzetten, kalksteen en zandsteen, in lagen die elkaar gestadig opvolgen van O naar W op de rand van de Ardennen.

Tijdens de Late Jura duiken de Ardennen – Eifel en hun marges op, zodat ze deel uitmaken van een breed werelddeel dat ook het Massief van Brabant en de Harz omvat. Het centrum van de subsidentie van het Bekken van Parijs is naar het ZW getrokken, zodanig dat de kusten van het Laat-Jura ver weg zijn van de zuidelijke rand van de Ardennen.

Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe à l'Aptien-Albien.	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Kaart	Schéma paléogéographique du NW de l'Europe au Crétacé supérieur.	(Boulvain, 2008), naar (Ziegler, 1982)
Coupe	Stratigraphie des dépôts crétacés du Pays de Herve et de la Hesbaye.	(Boulvain, 2008)
Foto	Les Sables d'Aachen à Neu-Moresnet (photo O. Bolle).	(Boulvain, 2008)
Foto	A: entrée des exploitations souterraines dans la craie de la Formation de Gulpen (Maastrichtien), à Lanaye, au nord de Visé. B: vue d'une des galeries des carrières souterraines. Le bloc au plafond est un silex. Photo L. Willems.	(Boulvain, 2008)
Kaart	Dikte van het Krijt in Laag en Midden België	(De Moor and Pissart, 1992)

4.1.3. Krijt

Tijdens het Krijt vond de belangrijkste transgressie van de post-Paleozoïsche periode plaats. In het Vroeg-Krijt, komt de Alpenzee (vanuit het zuiden) geleidelijkaan naar het NW in de richting van Seine en Marne (waar zich dan het centrum van de subsidentie van het Bekken van Parijs bevindt). In het noorden ligt de kustlijn van de Noordelijke Zee vlakbij Londen. Tussen deze twee zeeën ligt een lage zone aan de westkant rondom het massief van de Ardennen en dat van Brabant. Hier zal dan ook de verbinding van deze twee zeeën plaatsvinden, waarna ze uitdeint naar het bekken van Bergen en het plateau van Rocroi (zanden en grind uit het Albiaan). Het Krijt-bekken van Henegouwen is dus ouder dan dat van NO België. De kalksteen uit het Cenomatiaan is al in ruime mate afgezet in het bekken van Bergen wanneer het bekken van Munster (vanwaar later de Krijt-zeeën naar het Land van Herve en Haspengouw zullen komen) nog maar begint overspoeld te worden door de oprukkende Noordelijke Zee.

De westlijke zijde van het Ardeens massief zal voortdurend overspoeld blijven tot in het Maastrichtiaan.

De belangrijkste afzettingen uit het Krijt in NO België komen voor in het Land van Herve, en dan in Haspengouw. Ze omvatten in chronologische/ stratigrafische volgorde:

- de zwarte klei van Hergenrath (lagunair milieu);
- de kustzanden van Aken;
- vervolgens, in het Vroeg-Campaniaan, is er transgressie over het geheel van het Land van Herve, met glauconiet -houdende (Eng. *glauconitic*; Fr. *glauconifère*)² zanden en mergel (smectiet van Herve);
- tot in het Laat-Maastrichtiaan, verschillende krijt-afzettingen.

Het Maastrichtiaan is duidelijk transgressief en zal het westen en het noorden van de Ardennen in ruime mate overspoelen. Het lijkt echter dat er geen aansluiting is geweest tussen beide bekkens (een zone van 30 km is zonder enig spoor uit het Krijt). De maximale uitbreiding van de Maastrichtiaan-zee over de Ardennen is slecht gekend (minstens tot

² Glauconiet is een blauw-groen micamineraal dat meestal wordt gevormd door verwerking van biotiet in ondiep zeewater, in sedimentaire milieus bij gereduceerde omstandigheden.

Rocherath) maar vanaf het Vroeg-Campaniaan komt de zee aan de voet van de Hoge Venen, die in het Laat-Maastrichtiaan volledig overspoeld worden. Plaatselijke aanwezigheid van residuele silex getuigt hiervan.

Bij de latere denudatie van de Ardennen zal dit krijt grotendeels verdwijnen terwijl de residuele silex ver van het massief als rolkeien in Tertiaire formaties voorkomt. Gelijkaardige afbraak van de Krijt-afzettingen gaat nu nog steeds voort aan de Cap Blanc Nez.

4.1.4. Tertiair

De parallel-gelaagde, naar het noorden neigende afzettingen van het Tertiair in Laag- en Midden-België bevatten voornamelijk marien detritisch materiaal afkomstig van het opgedoken Ardeens massief. De afzettingen in het Bekken van Parijs (Belgisch Lotharingen) worden ook besproken in deze sectie.

4.1.4.1. Vroeg-Tertiair

De sedimentatie van het Krijt wordt in het begin van het Tertiair (Daniaan, ex-Montiaan) voortgezet maar wel op zekere afstand van het Ardeens massief. Vanaf het Daniaan maken de krijtafzettingen plaats voor de typische Tertiaire afzettingen van de Parijse en Engels-Belgische bekkens.

Het centrum van de subsidentie van het Bekken van Parijs heeft zich nog naar het westen verplaatst zodat de Tertiaire zeeën uit dit bekken nooit meer de zuid-oostelijke rand van de Ardennen zullen bereiken. Vanaf dan worden het bekken van Parijs en het Engels-Belgisch bekken gescheiden.

De eerste Tertiaire transgressie die tot aan de Ardeense randen komt wordt gedateerd in het Thanetiaan (ex-Landeniaan; Laat-Paleoceen). Komende van het noorden en het ZW, zette de zee van het Thanetiaan (vaak glauconiet-houdend) zand af ten zuiden van de Samber, op het westelijke einde van Tussen-Samber-en-Maas, in de Thiérache. Nadat de zee zich terugtrok, volgde continentale sedimentatie (lagunaire en fluviatiele facies) in Midden België maar ook in het Tussen-Samber-en-Maas en op de westelijke helft van het plateau van Rocroi.

Kaart	Limite des formations daniennes, de Heers et Thanétiennes couvrant le Massif du Brabant.	(Boulvain, 2008), naar (Steurbaut, 1998)
Kaart	Disused palaeogene regional stages	(De Geyter et al., 2006)
Foto	Calcaire de Mons à turritelles.	(Boulvain, 2008)

4.1.4.2. Eoceen

Het Eoceen wordt gekenmerkt door twee belangrijke transgressies vanuit het noorden (Belgisch bekken); ze reikten het uiterste westen van de Ardennen. De eerste (in het Ieperiaan) en de tweede (in het Lutetiaan = ex-Brusseliaan) overschreden de Samber naar het Zuiden. Het Laat-Eoceen kende beperkte transgressies die erg ver van de Ardennen bleven.

Kaart	Limite du dépôt des formations yprésiennes, bruxelliennes, tongriennes et rupéliennes couvrant le Massif du Brabant.	(Boulvain, 2008) naar (Steurbaut, 1998)
Coupe	Post-Paleozoïsche deklagen in Laag en Midden België	(De Moor and Pissart, 1992)

4.1.4.3. Oligoceen

In het Oligoceen, bij het begin van het Tongriaan, vond de recentste en ook wijdeste transgressie over het Ardeens massief plaats. Het wegzakken van de oostelijke gebieden van de Ardennen - Eifel leidde tot een transgressie van W naar O, over de Eocene afzettingen van het Belgisch bekken en tot de vorming van een golf die het zuiden van de Hoge Venen waarschijnlijk bereikte. Dit zijn voornamelijk afzettingen van fijne zanden.

Na het Laat-Tongriaan, is de zee van het Rupeliaan (die de klei van Boom afzette) naar het ZO toe waarschijnlijk niet verder geweest dan Leuven en Tongeren.

Tot slot vindt tijdens het Laat-Oligoceen de regressie plaats uit het Bekken van Parijs en, in het Belgische bekken, tot het noorden van de Kempen. Het wegzakken van de Baai van de Beneden-Rijn wordt versneld en de zee dringt er ver door en accumuleert zand over verschillende honderden meters dikte.

4.1.4.4. Mioceen en Plioceen

De trends die aan het einde van Oligoceen is begonnen wordt voortgezet in het Mioceen en het Plioceen. Het bekken van Parijs is minder en minder een sedimentatiebekken, en de transgressies uit het noorden van België bereiken het Ardeens massief niet meer, dat nu versneld opgeheven wordt.

Enkel de Diestiaan-zee (Laat-Mioceen) zal nog gedeeltelijk Midden-België overspoelen en er glauconiet-houdende zanden afzetten, die nog uitgesproken aanwezig zijn op de toppen van de heuvels van Vlaanderen en het Hageland.

De Golf van Keulen wordt langzaam smaller en het gebied van Aken en Heerlen valt droog. Vanaf het Midden-Mioceen zal de kustlijn geleidelijk naar het noorden van de Baai van de Rijn terugschijden; deze laatste is nog steeds in subsidentie en er worden houtrijke moerasformaties afgezet in het hinterland¹ (tegenwoordig uitgebaat als bruinkool in de streek Aken-Keulen), alsook delta-afzettingen door voorlopers van Rijn en Maas. Dit oudste en hoogste maasterras, ook *Trainée mosane* genaamd, is aanwezig tussen Luik en Ubagsberg (Ned. Limburg) op resten van de Tertiaire schiervlakte. Het bevat onder andere gesilicifiëerde oölieten (kiezeloölieten).

Kaart Transgressies van Mioceen en Plioceen (Pissart and Macar, 1976)

Kaart Laat-Plioceen kustlijn (Gibbard, 2007)

4.2. De erosievlakken in de Ardennen

De topografie van het Ardeens massief (en meer bepaald de echte Ardennen uit het Vroeg-Devoon) worden gekenmerkt door een tweeledig aspect: enerzijds tamelijk regelmatige plateaus met een licht golvend reliëf, en anderzijds diep ingesneden dalen met steile hellingen.

Bij het einde van Hercynische orogenese (290 M jaar), overschreed het reliëf van de Ardennen niet de omvang van een laag gebergte. Vanaf het Trias was dit massief reeds ruimschoots afgevlakt, al bleven er nog enkele onregelmatigheden bestaan. Tot aan het

¹ Fr. *dépôts d'arrière-pays*. Sequentie van niet-mariene afzettingen in een kustgebied maar waarvan de afzettingsmechanismen niet gecontroleerd worden door het zeeniveau (Moureau en Brace, 2000).

begin van het Paleoceen bleven de morfogenetische omstandigheden stabiel: permanent warm klimaat, vochtigheid (minstens tot het Krijt) en geringe tektonische activiteit met een relatieve opheffing van de Ardennen ten opzichte van de wegzakkende marges.

Dit leidde tot een landschap van uitgebreide regelmatige oppervlaktes met weinig reliëf. Deze oppervlaktes waren allereerst het resultaat van een lange continentale erosie maar het vlakke karakter van deze oppervlaktes werd nog versterkt door mariene transgressies die ze bedekten met een sedimentaire deklaag. Men spreekt ook over transgressie-oppervlaktes wanneer de dekkingsafzettingen van deze oppervlakte later werden ontruimd.

Na de Hercynische orogenese, werd het geheel van het Ardennen-Rijn-Massief tijdens het gehele Midden-Cenozoïcum een uitgebreid opgedoken gebied; de belangrijkste transgressies beïnvloedden over het algemeen slechts de randen ervan.

De erosievlakken van de Ardennen hebben eigenschappen die gelijkaardig zijn aan de huidige erosievlakken in tropische gebieden, gevormd onder warme en vochtige klimaten. De permanente vochtigheid van de bodem en de hoge temperatuur leiden daar tot een ononderbroken chemische verwerking van de gesteenten van het substraat. Deze verwerking vindt plaats voor alle gesteenten; ze is echter slechts homogeen over grote gebieden in streken met een zacht regionaal reliëf. In de Ardennen kan de mantel, ontstaan door verwerking onder vroegere tropische klimaatsomstandigheden een dikte tot 65 m bereiken, die echter slechts op de hoogste plateaus bewaard is gebleven.

De tektonische bewegingen van het massief zorgden er dan voor dat die erosievlakken op verschillende niveaus voorkomen.

4.2.1. Chronologie en datering van de erosievlakken in de Ardennen

De analyse van het reliëf toont het bestaan van die oude erosievlakken aan in de Ardennen. De geometrische verhoudingen tussen de topografische elementen van het huidige reliëf wijzen op banden tussen (horizontale of lichthellende) oppervlaktes die samen de “enveloppe” van het Ardeens massief vormen.

De datering van de verschillende erosievlakken die elkaar versnijden is gebaseerd op een combinatie van methodes:

De geometrische verhoudingen tussen de opeenvolgende erosievlakken wijzen vaak op een logische orde van ontstaan en staan dus een relatieve datering van de erosievlakken toe.

Men analyseerde ook de verhouding tussen de opeenvolgende erosievlakken op het plateau, en de verlenging ervan in de vorm van transgressiesoppervlaktes die nog steeds in het voorland van het massief aanwezig zijn, meestal onder een sedimentaire dekkingslaag.

De datering van een oud oppervlak dat ontbloot werd, gebeurt aan de hand van de identificatie van correlatieve afzettingen, die toelaten dit erosievlak te verbinden aan oppervlaktes die in het voorland onder jonger sediment zitten. Deze afzettingen kunnen slechts gebruikt worden indien ze een geschikt dateringselement bevatten (paleontologisch, radio-isotopisch, lithologisch). Dit is niet eenduidig omdat:

- de sedimentaire dekkingslaag van het erosievlak van veranderlijke leeftijd kan zijn;
- het soms moeilijk is om de band te leggen tussen de twee delen van eenzelfde oorspronkelijk oppervlak: terwijl het ene deel werd begraven onder afzettingen die door een transgressie worden aangebracht, zette het andere deel de continentale evolutie verder (diachronisme van de erosievlakken).

Analyse van de afzettingen in kryptokarst depressies binnen de erosievlakken laat ook dateringen toe.

De resultaten die op bovenstaande manier bereikt werden, zijn recent verder verfijnd en/of verbeterd door studies van paleobodems (diepe verwerking) die zich op deze erosieoppervlaktes ontwikkelden. Zulke verwerking wijst op een periode van stabiliteit tijdens welke diepe pedogenese zich kon ontwikkelen. In de verweringsmantel vond neofomatie van mineralen plaats. Diverse dateringsmethodes worden gebruikt, zoals K-Ar en Ar-Ar op Hollandiet mineraal, Pb-Pb op uraniumhoudende fosfaten, paleomagnetisme op ijzer(hydr)oxydes en isotopische geochemie op kaolinit en (hydr)oxydes. Als er in zulke diepe profielen een sequentie van verschillende ouderdommen (van boven naar beneden) wordt gevonden wijst dit op de aanwezigheid van verschillende erosievlakken die elkaar opvolgden, telkens een aantal tientallen m lager gelegen. Het meest recente verweringsproces wordt gedateerd op mineralen uit materiaal dat onderaan aan het verweringsfront zit.

Schets	Hoogte van de Baraque Michel boven de zeespiegel, sinds het Krijt	(Pissart and Macar, 1976)
Kaart	Surfaces d'aplanissement tertiaires et dépôts corrélatifs	(Pissart and Macar, 1976)
Foto	Kaoliniet verweringsmantel op het Ardeens plateau	(Demoulin, 1995)
Foto	Groeve van Libin (kaoliniet)	(Boulvain, 2008)
Foto	Diepe verwerking in Zuid Amerika	IAG, 2008
Schets	Altération, pédogenèse, érosion (aplanissement)	(Demoulin, 1995)
Kaart	Map of the erosion surfaces of the Ardenne and its margins, draped on a hillshade of the SRTM 3" digital elevation model. 'PH'S Post-Hercynian surface; PSS Pre-Senonian surface; DS Danian surface; SS Selandian surface; POS Pre-Oligocene surface; EMP Early Miocene planation level. Thin hatching denotes erosional scarps between surfaces. In the west, the scarps between the Selandian and pre-Oligocene surfaces are progressively less conspicuous, finally giving way to a regradational type transition between the two surfaces (widely spaced black lines). Bold hatching (in top right corner of the map) is for fault scarps. BF Baraque Fature. WS Weisser Stein. Sc Schneifel	(Demoulin et al., 2018a)
Coupe	Surfaces d'aplanissement tertiaires sur le versant méridional de l'Ardenne et en Gaume	(Pissart and Macar, 1976)
Schets	Post-Paleozoïsch planatievlak	(Goossens, 1984)

4.2.2. Kort overzicht van de erosievlakken in de Ardennen

Het Vroeg-Paleocene erosievlak van het Daniaan¹ omvat de resten van het erosievlak van het Mesozoïcum. Het heeft slechts over 5 tot 7 M jaar beschikt om zich te differentiëren van het pre-Senoniaans erosievlak waarvan het is afgeleid. Dit verklaart de talrijke residuele (overblijvende) reliëfeenheden die er nog boven uitsteken ten gevolge van de weerstand van hun substraat (Schneifel), of door hun centrale positie (Weisser Stein).

¹ Verouderde benamingen: Montiaan, Dano-Montiaan

In het Midden-Paleoceen vindt een eerste tektonische gebeurtenis plaats met een kanteling naar het westen tot gevolg, hetgeen de ontwikkeling van het Eoceen erosievlak in de westelijke Ardennen veroorzaakt.

Vervolgens doet zich een algemene opheffing voor, een weerslag van de Alpenorogeenese. In de Ardennen gaat het niet om een bloksgewijze opheffing maar om opeenvolgende kantelingen in verschillende richtingen. Dus volgen verschillende erosievlakken met verschillende leeftijd elkaar zijdelings op in een onafgebroken krans rond het massief (cyclisch regime).

Dit cyclisch regime leidt tot korte periodes gedurende dewelke de verschillende Tertiaire erosievlakken van het massief tot stand kunnen komen:

- Het Eoceen erosievlak (gedurende 10 M jaar, 58 - 48 M jaar BP) is regelmatig in het westen waar het twee transgressies onderging; meer ten oosten is het echter onregelmatig.
- Het pre-Tongriaan erosievlak (gedurende 10 M jaar, 45 - 34 M jaar BP) heeft veel meer contrasten ten gevolge van lithologische variabiliteit en tevens omdat de klimatologische omstandigheden minder gunstig waren dan deze van het Eoceen.

De korte periode waarin deze erosievlaktes gevormd werden, liet enkel de ontwikkeling van zachte hellingen van hun randtalus toe. Deze hellingen getuigen van een snelle tektonische evolutie van het massief, een evolutie die slechts weinig tijd liet aan een erosievlak om afgevlakt te worden en aan zijhellingen om steiler te worden ten gevolge van terugschijdende erosie.

Vanaf het Midden-Oligoceen versnelt de tektonische opheffing en laat enkel nog de ontwikkeling van kleinere trapvormige (E. *stepped*; Fr. *étagées*) erosievlakken toe. De omstandigheden in de kern van het massief zijn niet meer gunstig voor het ontwikkelen van erosievlakken en slechts enkele beperkte bekkens kunnen zich nog ontwikkelen (in relatie met plaatselijke basisniveau's).

Tot het begin van het Oligoceen nam de opheffing van het massief de vorm aan van een welving, wat de convexiteit van het erosievlak van het Daniaan verklaart. Daarna werd het

massief als een blok opgetild, met inbegrip van het NO van het bekken van Parijs; deze opheffing is ten noorden begrensd door de flexuur van het pre-Senoniaans erosievlak (kam van de Vecquée) en het pre-Tongriaans erosievlak (ter hoogte van de Bocq).

In het Neogeen (Mioceen-Plioceen) komen er klimaatsveranderingen bovenop: de temperatuur neemt af en het voorkomen van droge episodes neemt toe, voornamelijk in het Plioceen. De talrijke verschijnselen van silicificatie zijn kenmerkend voor het Neogeen; zulke silicificaties die verschillende types afzettingen verharden (zand, silt, kalksteen omgezet in molensteen) vinden plaats in een semi-arid klimaat.

Tijdens het Neogeen is er dus geen evenwicht tussen de (langzamere) chemische verwerking van het substraat en het grote potentiële aan erosie ten gevolge van de droogte. Deze wanverhouding heeft tot gevolg dat in de plaatselijke erosiebekkens die in het Neogeen ontstaan, het erosievlak met het onderliggende verweringsfront overeenkwam en de onregelmatigheden ervan ontbloot heeft, die derhalve als reliëf in het bekken voorkomen (bv. heuvels rond 450 - 460 m die het erosievlak van 420 m beheersen in het bekken van La Roche).

In het Plioceen, gaat de opheffing van het massief nog sneller en is er geen chemische verwerking meer van het substraat. Afhankelijk van de ariditeit zal de diffuse afvloeiing aan de voet van de reliëfeenheden en de laterale erosie van de rivieren pedimenten doen ontstaan (gelijkmatige oppervlaktes met geringe uitbreiding in de Ardennen).

Naam van erosievlak		Voorkomen	Morfologie	Verlenging van	
Pre-Trias	begin van Mesozoïcum (225 M jaar)	Z helling van Ardennen naar Bekken van Parijs		Basisoppervlak van Buntsandstein	
Post-Hercynische	Vroeg-Mesozoïcum	Z zijde van de Ardennen	2-3 km brede strook, helling van 1-3 % naar het Z	Keuper- tot eind-Liasafzettingen in Bekken van Parijs	Polygenetisch oppervlak, gevormd tijdens een transgressie
Pre-Senoniaan	Laat-Krijt	Verschillende plaatsen; best bewaard in O Land van Herve			Op verschillende plaatsen resten vuursteeneluvium (silex en “kleefarde” = verweerd krijt)
Daniaan	Vroeg-Paleoceen	Midden van de Ardennen	Hoogte ong. 500 m, met talus aan alle zijden	Geen correlatieve afzettingen gekend; ouderdom door correlatie met andere erosievlakken die haar versnijden	“Surface supérieure” (P. Macar)
Eoceen		W Ardennen: Thiérache, Thudinie, het Plateau van Rocroi, Boven-Lesse	Gewelfd oppervlak; begrensd door duidelijke N-Z talus (naar het Daniaan erosievlak), tussen St. Hubert en Neufchâteau	Afzettingen van Ieperiaan en Thanetiaan tussen Samber en Maas.	
Pre-Tongriaan		Condroz, Luikse Ardennen (Vecquée), Condruzische Ardennen	Helling < 1% naar NNW; talus van 50 à 200 m hoog (naar het Daniaan erosievlak)	Basis van het Tongriaan in Haspengouw	Afzettingen in kryptokarstische depressies. Tamelijk korte duur (10 M jaar) en dus bevat het erosievlak heel wat onregelmatigheden
Oligoceen en Mioceen		Bekken van Parijs; toppen van Jura cuesta's in B. Lotharingen	Tot aan voet van Ardeens massief: post-Hercynisch erosievlak = talus van O-M erosievlak		

Naam van erosievlak	Voorkomen	Morfologie	Verlenging van	
Gedeeltelijke vervlakkingen	Neogeen	1. Malmédy 2. Twee Ourthes 3. Z van kam van Bastogne (Wiltz) 4. Eifel	Geen perfecte vlakken, want geen tropisch klimaat meer; herwerking van het Daniaan erosievlak	Enkel continentale processen

4.2.3. Herinsnijding tijdens het Laat-Tertiair en het Quartair

De diepe dalen in de Ardennen zijn een gevolg van de recente en plotse insnijding van de rivieren in respons op twee belangrijke veranderingen sinds het eind van het Tertiair: een tektonische crisis, met plotse opheffing van het massief, versneld sinds het Pliocéen, en een klimaatscrisis ten gevolge van de Quartaire afkoeling.

Bijkomend heeft de Quartaire versnijding van het massief vaak de oude oppervlaktes als minder ruime vervlakkingen op interfluvia laten overblijven, meestal zonder correlatieve afzettingen die het mogelijk zouden maken om ze te dateren.

4.3. *Cuesta's van Lotharingen*

De terreinen van het Mesozoïcum in Belgisch Lotharingen dagzomen ten zuiden van de Ardennen. Ze hellen licht naar het zuiden ten gevolge van latere tektonische bewegingen en komen voor in de vorm van niet geplooid regelmatige lagen met afwisselend zachte gesteenten (voornamelijk mergel en “schistes carton”¹) en hardere gesteenten zoals kalkzandsteen en oolithische kalksteen.

Deze structuur leidde tot de vorming van een monoclinaal reliëf (cuesta's). De O-W georiënteerde kammen zijn asymmetrisch. Ze hebben een steil front (naar het noorden gericht) en een rug die zacht hellend naar het zuiden afloopt. Het cuestafront is gevormd door een hard gesteente; aan de voet van cuesta, in zacht gesteente, ligt een depressie die aansluit bij de rug van de vorige cuesta.

¹ Schalie-afzetting uit het Vroeg-Toarciaan (eind Lias) in het Bekken van Parijs; de structuur in mm-dikke laagjes doet denken aan gestapeld karton.

Een subsequente depressie scheidt de Ardennen van de eerste cuesta; zij bevindt zich op 300 m hoogte in de mergels van het Sinemuriaan en Hettangiaan. In het O wordt ze verdergezet door mergels van het Hettangiaan en de Keuper (dal van de Attert en in het Groothertogdom Luxemburg). Op deze mergels ontwikkelde zich een kleiachtige bodem, geschikt voor akkers en grasland. Deze depressie met een breedte tot 7 km aan de Luxemburgse grens, wordt ingesneden door subsequente rivieren zoals de Attert, de Semois en de Rulles.

1) In de eerste van drie cuesta's in Belgisch Lotharingen, de cuesta van het Sinemuriaan, dagzoomt kalkzandsteen (Sinemuriaanse kalksteen van Florenville). Het front van deze cuesta is duidelijk (70 tot 80 m hoogteverschil) nabij Florenville (de Semois vloeit er aan de voet van de cuesta en onderlijnt het reliëf), en in de streek van Aarlen (erosieve activiteit van de Attert ten gevolge van de steilere en reeds ingesneden helling van de Sûre).

De cuestarug is erg lang naar het zuiden omdat de zandige kalksteen is bedekt met zandsteen van Virton die zich uitstrekt tot de volgende depressie waar de Ton vloeit, aan de voet van de tweede cuesta. Op de zandige kalksteen van Florenville en de zandsteen van Virton, zijn de bodems logischerwijs voornamelijk zandig en van mindere kwaliteit. Er groeit dus voornamelijk bos op het Virtoniaan, met enkele open plekken waar vroeger arme gewassen geteeld werden (met name aardappels). Consequente rivieren versnijden de cuestarug.

Een hoog gezeten watertafel resulterend van een plaatselijk niveau van mergel van Buzenol, voedt eveneens bronnen op de hellingen. Karstverschijnselen zijn echter beperkt want het zand dat door de ontbinding van het kalkcement vrij komt, sluit de initiële barsten af. Dit onoplosbare zandige residu waarborgt bovendien een voortreffelijke natuurlijke filtrering van het bronwater.

Precipitatie van kalk uit het bronwater geeft aanleiding tot de vorming van brontravertijn of kalktuf ("cron" van Buzenol, van Chassepierre). In deze afzettingen is weinig detritisch materiaal aanwezig en komen wel (secundaire) karstverschijnselen voor (grotten, speleothemen).

2) De Ton loopt aan de voet van de tweede cuesta, hoofdzakelijk bestaande uit “macigno van Aubange” (ijzerhoudende, zandige kalksteen). Deze cuesta, de cuesta van het Midden Lias, is van mindere omvang zowel in de hoogte als in de lengte. De cuesta verdwijnt namelijk ten westen van Virton en aan de andere zijde gaat ze tot aan de Alzette in het Groothertogdom Luxemburg. Deze cuesta is zeer zichtbaar vlakbij Sélange (Messancy) waar de voorzijde door de Messancy wordt vrijgemaakt, maar in het algemeen heeft de cuesta een grillig aspect en is sterk ingesneden door het rivierenstelsel; verschillende valleien hebben het front versneden terwijl de rug door de zijrivieren van de Vire wordt versneden. De bodems van dit geheel zijn van goede kwaliteit, zowel op schalie als op de macigno zandsteen.

3) Het dal van de Vire en van de Beneden-Ton (op een hoogte van 200 m) maakte de mergel van het Toarciaan vrij aan de voet van de derde cuesta (cuesta van het Bajociaan). De voorzijde is erg duidelijk en het hoogteverschil overschrijdt vrij algemeen 100 m. De bodems op mergel en op de onderzijde van de hellingen zijn van goede kwaliteit: ze liggen onder weiden en akkers (op de hellingen). Op de hogere kant van de hellingen zijn de ondiepe en stenige bodems enkel geschikt voor bos. Deze cuesta bestaat uit kristallijne kalksteen met schelpen (en met conglomeraatniveau's) en, aan de top, uit kalksteen met koralen en oolieten (Bajociaan); daaronder bevindt zich de ijzerhoudende formatie van Mont-Saint-Martin (Vroeg-Aaleniaan), die hier in haar noordelijkste positie dagzoomt als een horizon midden in de cuesta. Een geheel van lagen van 5 m dik werd door ondergrondse galerijen uitgebaat. Het gehalte aan ijzer in het erts (35 tot 40 %) leidde tot het ontstaan van de staalindustrie in het zuiden van het land.

Reliëf en hydrografie van het gebied zijn gekenmerkt door een systeem van cuesta's en depressies (Semois, Ton, Vire); dit (grootste) Westelijk deel heet ook wel *La Gaume*. Dit is anders in het oostelijk deel van Belgisch Lotharingen (Arelerland) waar het reliëf mede is gevormd door de (mindere) activiteit van de rivieren van het bekken van de Rijn. Dagzomende mergel van het Sinemuriaan, van het Toarciaan en schalie van Ethe leiden plaatselijk tot goede landbouwgebieden.

Als bouwmaterialen zijn de harde gesteenten hier nooit ver weg. In het uiterste noorden van het gebied werden gesteenten van de Ardennen gebruikt, samen met plaatselijke materialen zoals puddingsteen en Mesozoïsche zandsteen. In het algemeen is kalkzandsteen poreus en vochtdoorlatend; het moet bepleisterd worden hetgeen het regionale "cachet" aan de gebouwen geeft.

Kaart	Geomorphological map of the cuesta landscape	(Petit et al., 2018)
Foto	Panorama, en direction du sud, pris depuis les environs d'Ethe. Les premiers reliefs, assez irréguliers, correspondent à la Formation d'Aubange. Dans le lointain, la deuxième cuesta, plus élevée et plus régulière, est liée à la Formation de Longwy ("cuesta bajocienne"). La frontière franco-belge suit cette cuesta sur près d'une dizaine de km.	(Boulvain, 2008)
Foto	Cuesta formée par la les grès de la Formation de Luxembourg en Lorraine belge. La dépression en front de cuesta est développée dans les Marnes de Jamoigne	(Boulvain, 2008)

4.4. *Het Bekken van Bergen*

Het bekken van Bergen is een verlenging van het synclinorium van Namen. De depressie van de Hene stemt overeen met een brede post-Hercynische synclinale waarin afzettingen uit het Krijt en het Tertiair geleidelijk aan accumuleerden in een gebied dat subsident was sinds het eind van het Paleozoïcum; deze afzettingen zijn tot 400 m dik.

De subsidentie van het Bekken van Bergen zou het gevolg kunnen zijn van de ontbinding van evaporieten in de Devoon-Carboon ondergrond. Peilingen tonen namelijk het voorkomen aan van anhydriet op grote diepte in Saint-Ghislain. Deze dikke laag anhydriet is gesitueerd in de kalksteen van het Carboon, onder het Steenkoolterrein en is ontstaan ten gevolge van de verdamping van paleo-zoutmeren. Onder het gewicht van de bovenliggende lagen is de anhydrietafzetting ingeklinkt. Anderzijds wordt soms gesteld dat de grote dikte van het Devoon en Carboon er zou aantonen dat deze zone reeds subsident was lang vóór de afzetting van het anhydriet. Bijkomend wordt gewezen op mogelijke inzinking ten gevolge van oplossing van (Mesozoïsche) krijtlagen.

Het brede dal gevormd door het bekken van Bergen is een tiental km breed en 40 km lang met een O-W oriëntatie. Het dal ligt over het algemeen op een hoogte van minder dan 30 m. Het is een synclitorium hetgeen wordt aangetoond door de helling van de Tertiaire en Mesozoïsche afzettingen die aan de randen van het bekken dagzomen, en voorkomen als min of meer versneden ruggen van cuesta's met een front dat van de vallei is weggekeerd: de cuesta van Harmignies gevormd in het Laat-Krijt (op de zuidelijke kant van het Bekken van Bergen), de cuesta van Saint-Denis in de noordelijke rand. Deze synclinale aard wordt bevestigd door de hoog gezeten syncline van de Mont Panisel (vlak bij Bergen op een hoogte tussen 85 en 105 m) die zich in de as van dit dal bevindt. Deze en andere heuvels in de buurt van Bergen zijn symmetrisch en getooid met zand en verharde zandsteen van het Paniseliaan; ze worden onderscheiden van de heuvels met asymmetrische hellingen aan de zijkanten van het bekken, aangezien deze laatste het resultaat zijn van het versnijden door rivieren van een oorspronkelijk onafgebroken krijtheuvel (de cuesta van Harmignies).

Kaart	Bekken van Bergen	(De Moor and Pissart, 1992)
Coupes	Bekken van Bergen	(Boulvain, 2008)
Foto	Zicht op de Mont Panisel vanuit het PASS, Mons	Anon.

Ten zuiden van de depressie is er een zachte overgang naar het Haut-Pays, vaak zichtbaar als een erg regelmatig glacis (ten zuiden van Binche).

Het Haut-Pays, ter herinnering, is de Eodevoon kam die ten zuidwesten van Bergen terug opduikt; deze duikt definitief onder de terreinen van Krijt en Eoceen bij de Franse grens.

4.5. *Cuesta's van laag België*

4.5.1. De lithologische steile helling van het Lutetiaan (ex-Brusseliaan)
 Deze belangrijke lithologische steile helling (tussen 25 en 40 m hoog) werd in een horizontale structuur ontwikkeld. Ze heeft een NNO-ZZW oriëntatie en loopt ongeveer rechtlijnig over 50 km, tussen Le Roeulx (ten O van Bergen) en Schaarbeek. Deze helling vormt de grens tussen de plateaus van Brabant en van Henegouwen en de heuvels van Vlaanderen; zij komt overeen met de overgang van de zanden van het Brusseliaan (sensu

stricto) en de klei van (de basis van) het Paniseliaan. Tussen Tubeke en Schaarbeek, vormt zij de rechtse helling van het dal van het Zenne.

Deze steile helling werd al in het Tertiair gevormd en werd in het Quartair geaccentueerd door differentiële erosie tussen de zandige gesteenten van het Lutetiaan (ex-Brusseliaan) en de kleiachtige afzettingen meer ten westen. Op vele plaatsen is het zand geconsolideerd tot zandsteen, door diagenese of door oppervlakkige verandering (vorming van concreties aan de oppervlakte onder tropisch klimaat). In sommige groeven van het Lutetiaan moet men met dynamiet werken gezien er ongeveer 1 t zandsteen is voor 5 t zand. steen van Gobertange: Bovendien komen er banken van kalkzandsteen voor die tot 10 m dik zijn in het oosten van Waals Brabant. Deze “Steen van Gobertange” heeft overigens gediend voor de bouw van monumenten zoals de Sint-Michielskathedraal in Brussel.

4.5.2. De Cuesta van Boom

Ten noorden van Schelde en Rupel komt het Rupeliaan (Midden-Oligoceen) voor als Boomse klei. Deze sterk erosiebestendige klei deed de cuesta van Boom ontstaan, die de noordelijke grens vormt van de Vlaamse Vallei. Op de rechteroever van de Rupel loopt het front van deze cuesta op van 4 m in Reet tot 32 m in Waarloos. De Boomse klei zelf dagzoomt niet maar wordt bedekt met een nivo-eolisch zandlemig dek. Grote delen van de cuesta werden afgegraven voor de baksteennijverheid.

Foto	Brussel: lithologisch steile helling van het Lutetiaan	Anon.
Coupe	N-Z profiel doorheen de post-Paleozoïsche deklagen van de noordflank van het Massief van Brabant	(De Moor and Pissart, 1992)
Schema	Lithostratigrafisch profiel van de Boomse Klei en lithologische variaties	www.nirond.be
Foto	The Rupelian Boom clay Formation in the Argex clay pit at Kruikeke-Burcht, near Antwerp. The layering in the clay represents cycles of varying water depth. The upper darker clays contain more land-derived organic particles than the paler lower clays. Thin white horizons are septaria layers, which have given the name ‘Septarien Ton’ to this clay in Germany. The inset shows a vertical and a horizontal section across a septaria	(Boulvain and Vandenberghe, 2018)
Coupe	Cuesta van de Boomse Klei ter hoogte van Hamme	(Goossens, 1984)

4.5.3. De heuvels van Vlaanderen

Het Tertiair plateau van Midden-België stond gedurende het Pleistoceen bloot aan belangrijke erosie. De harde limonietzandsteenbanken van Diestiaanouderdom¹ boden het langst weerstand aan deze erosie en beschermden lokaal de onderliggende oudere Tertiaire lagen tegen erosie, waardoor getuigeheuvels ontstonden. De minder erosiebestendige gedeelten van deze limonietzanden van het Diestiaan werden weggeërodeerd samen met onderliggende oudere lagen (Bartoniaan, Lediaan en Paniseliaan) tot op het dagzomend kleiig facies van het Ieperiaan. De getuigenheuvels vindt men van de streek van Cassel (Frankrijk, Département du Nord) tot West-Brabant (Galmaarden) met de belangrijkste heuvels van W naar O: Mont Cassel (173 m), Kemmelberg (158 m), Rodeberg (143 m), Spinnessenberg (150 m), Pottelberg (157 m), Mont de Rode (150 m), Oudenberg (119 m).

Coupe	Geologische doorsnede van Gentbrugge naar Opbrakel-Neerbrakel	(Maréchal and Vermeire, 1962)
Coupe	Monts de Flandre: coupe géologique	flandre-interieure.proscot.fr
Blok-diagram	Scherpenberg	(Anon., 1994)
Foto	Sable à galets de silex de la Formation de Diest; Muziekberg, Ronse.	(Boulvain, 2008)
Kaart	Zuidelijke grenzen van de Tertiaire en Quartaire zeeën	(Pissart and Macar, 1976)
Foto	Panorama van de Kemmelberg met Dranouter	(Gysels, 1993)

4.5.4. De heuvels van het Hageland

De heuvels van het Hageland vormen een opmerkelijk lithologisch reliëf. Sinds meer dan honderd jaar geldt de hypothese dat deze heuvels het resultaat zijn van het behoud van zandbanken, vergelijkbaar met de huidige onderzeese zandbanken vlakbij onze kust. De zandbanken zijn ontstaan onder het niveau van de Diestiaan-zee en werden beschermd tegen latere erosie door dikke lagen ijzerhoudende zandsteen gevormd aan het eind van het Tertiair.

¹ Zandige Diestiaanafzettingen die ter plaatse verhardden na het terugtrekken van de Diestiaan-zee.

De zanden van de formatie van Diest worden geïnterpreteerd als afzettingen van sterke getijdestromingen die banken opbouwden, in ZW-NO richting parallel met de kust. Coupes, o.a. bij Leuven waar het Diestiaan een nauwe (2 km) en diepe (60 m) voor vult die uitgesneden is in het Oligoceen, roepen het beeld op van machtige getijdestromen parallel met de kust, die eerst diepe geulen uitspoelen ze daarna vullen met een reeks zandbanken. De huidige heuvels zijn een erfenis van deze paleotopografie; zij getuigen van het bestaan tijdens het Diestiaan van het pre-Kanaal zonder dewelke de getijden de vereiste kracht niet zouden gehad hebben om zulke structuren te bouwen. Deze enorme geulen zijn gedeeltelijk ingesneden in de klei van Boom en gevuld met grof zand. Een snelle daling van het zeeniveau t.g.v. de *Zanclean flood* zou dan hebben geleid tot de opduiking van deze zandbanken boven het zeeniveau. Onder de heersende tropische omstandigheden kon dan precipitatie van ijzer plaatsvinden.

Recente meetgegevens uit diepe boorputten en K/Ar dateringen toonden echter aan dat het gebied van het Hageland tijdens het Diestiaan geen open zee was, maar eerder een baai, een eerdere insnijding in de topografie die werd opgevuld met zand van het Diestiaan. Bij het droogvallen van deze afzettingen ontwikkelden zich ferricretes in lager gelegen plaatsen in het landschap. Latere differentiële erosie leidde dan tot het ontstaan van een reliëfinversie waarbij ijzerzandsteen de onderliggende afzettingen beschermde tegen erosie.

Coupe	Coupe schématique du Tongrien et du Rupélien de Hesbaye.	(Boulvain, 2008)
Kaart	Heuvels van het Hageland en zandbanken langs de Belgische kust	Van Veen
Foto's	Ijzerzandsteen – Wijngaardberg - Wezemaal	Anon.
Kaart	De Boomse Klei dagzoomt ten noorden van de Durme, de Rupel en de Dijle, alsook ten noorden van de lijn Leuven-Tongerren. Dit dagzoomgebied vormt een gordel van 5 tot 15 km breed, die in het Hageland wordt onderbroken door een diepe erosiegeul, die is opgevuld door de Zanden van Diest	www.nirond.be
Schets	Messinian Salinity Crisis, Zanclean Flood, en invloed op het niveau van de oceanen	(Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011)

Kaart	De baai van het Hageland tijdens de transgressie van het Tortoniaan	(Vandenberghe et al., 2014)
Coupe	In het Hageland vullen de Zanden van Diest een depressie op; bovendien vormen ze een uitgesproken relief dank zij de bescherming van de ruggen door ijzerzandsteen; meer noordelijk en westelijk vormen de Diestiaanzanden mariene afzettingen die perfect passen in de stratigrafie van het Tertiair.	(Vandenberghe et al., 2014)
Schema	Reliëfinversie in een landschap waar ferricretes zich konden vormen in toenmalige valleibodems	(Ollier and Sheth, 2008)

5. Invloeden van Quartaire afzettingen op de Geomorfologie

5.1. Het Kempens plateau

In het midden van het Pleistoceen werd de Maas afgeleid naar het noordwesten en zette ze een grote puinkegel af op het Kempens plateau. Deze afzettingen bestaan voornamelijk uit fluvio-glaciaal grind met “ijsvlotblokken” (E. ice-raft; F. radeau de glace). Deze “debris fans” beschermden het gebied tegen erosie, zodat er een nauwe, relatief diep uitgesleten vallei ontstond, waar de Grensmaas zich een weg zocht door haar eigen puin.

Kaarten	Ontstaan en evolutie van het Kempens Plateau	(Goossens, 1984)
Schets	Reliëfinversie bij het Kempens Plateau	(Goossens, 1984)
Kaart	Lithostratigraphic map of the Meuse deposits downstream of Maastricht. Arrows indicate flow direction of the Rhine and Meuse at the time of deposition of the different stratigraphical units. Numbers indicate the relative chronology of the various units (from oldest 1 to youngest 4). The entire depositional history is thought to have taken place in the timeframe between ca. 1 and 0.5 Ma. The Winterslag Sands and Zutendaal Gravels are grouped into the Zutendaal Formation (informally referred to as Main Terrace deposits from the Meuse), while the Lommel and Bocholt Sands belong to the Sterksel Formation. The Sterksel Formation consists of Rhine deposits with uptake of material from the river Meuse	(Beerten et al., 2018)

5.2. Afzetting van dekzanden en vorming van landduinen in de Kempen

Deze eolische zanden werden van het Midden-Pleistoceen (Saale ijstijd) tot begin Holoceen opgewaaid uit rivierdelta-afzettingen op de Noordzeebodem in periodes wanneer deze grotendeels droog was en bedekken grote delen van de noordelijke vlaktes in België.

Deze dekzanden werden tijdens het laat-Pleistoceen plaatselijk herwerkt zodat er binnenduinen gevormd werden. Verdere eolische herwerking heeft soms plaatsgevonden vanaf het midden van het Holoceen ten gevolge van menselijke activiteiten (stuifzand).

Kaart	Limons et sables de couverture	(Pissart and Macar, 1976)
-------	--------------------------------	---------------------------

5.3. Het lössplateau van Brabant en Haspengouw

In de leemstreek, ten noorden van Samber en Maas, worden de oppervlakkige formaties hoofdzakelijk vertegenwoordigd door een siltdek van een tiental m dik: de löss. Löss is een windafzetting, wat de grote laterale homogeniteit verklaart. De löss van de leemstreek is samengesteld uit kwarts en een veranderlijk aandeel kalk (0-15%). De textuur is erg goed gesorteerd, met een korrelgrootte rond 20 tot 40 µm. De samenstelling in zware mineralen van de Belgische löss (in het bijzonder hun relatieve rijkdom in groene hornblende) duidt aan dat het door winddeflatie op alluvium van de Noordzeebodem (droog gedurende de ijstijden) afkomstig is. Dit alluvium was aangevoerd door de grote rivieren van NW Europa en door de Scandinavische gletsjers.

Kaart Extension des loess (en jaune) et des calottes glaciaires (en blanc) au cours du Quaternaire; les aires émergées sont en brun. (Boulvain, 2008)

5.4. Periglaciaire invloed

De gletsjers van de Pleistocene ijstijden bereikten België niet. De meest nabije glaciaire afzettingen zijn stuwwallen, morenen en spoelzanden in Midden- en Noord-Nederland en morenen van kaargletsjers in de Vogezen en het Zwarte Woud.

Naast een duidelijke impact op bodems in de vorm van vorstbarsten en ijswiggen, was er wel sterke periglaciaire invloed op de geomorfologie, die onder andere leidde tot:

- Lithalsa's of minerale palsa's:

gesloten depressies die voorkomen op de Hoge Venen. Ze zijn rond of ovaal met een diameter tot 150-200 m, met een 1 à 2 m hoge rand er om heen. De depressies bevatten veen, soms tot 8 m dik. Vaak staat er ook water in, vandaar de naam "vivier". Deze cryogene heuvels zijn ontstaan door het afglijden van bodem van grote kernen segregatie-ijs die aanwezig waren in permafrost tijdens de ijstijden – ijslenzen die groeien in bodems met fijne textuur. Segregatie wijst op het feit dat het water werd gescheiden van de bodem die het oorspronkelijk bevatte.

Men mag lithalsa's niet verwarren met pingo's die groter zijn en gevormd worden door injectie-ijs.

- Gelifluctie:

In Hoog België komt er, zoals in de meeste lage gebergten van centraal Europa, op vele plaatsen colluviaal gelifluctiemateriaal voor. De latere Holocene bodems ontwikkelden er zich dus niet op de rots, maar in deze “periglacial cover beds”. Er worden meestal vier verschillende lagen onderkend: de onderste laag met herwerkt in situ gesteente, de twee middelste die naast herwerkte rotsen ook (vaak veel) löss bevatten, en een Holocene bos- of akkerbodem. De gelifluctielagen bevatten verdere sporen van periglaciaire impact zoals aanwezigheid van fragipan en cryoturbatie. Dateringen van deze afzettingen gebeuren vaak door middel van de analyse van zware mineralen in de löss en in de (Laacher See) tefra.

- Gesorteerde puinkegels (Fr. grèzes litées, E. sorted scree) aan de voet van rotspartijen, ten gevolge van vorstverwering. De gelaagdheid wordt verklaard door een seizoenaal effect: intensiteit van de vorst, sneeuwval en sneeuwmelt.

- Asymmetrische dalen:

Sinds de jaren 1930 werd de hypothese gelanceerd (Büdel, overgenomen door Maarleveld) dat de aanwezigheid van gelifluctie tijdens de ijstijden heeft geleid tot het ontstaan van asymmetrische dalen, waarbij de hellingen met een westelijk en zuidelijk aspect (die meer bestraling door de zon ontvingen) beduidend steiler zijn, terwijl de andere (“koudere”) dalwanden vervlakt zijn ten gevolge van gelifluctie. Het effect zou nog versterkt zijn geworden door het feit dat de gelifluctie-afzettingen de rivieren naar de voet van de steile helling geduwd hebben. De hypothese is wijd overgenomen, maar nooit ter dege bewezen, zeker voor wat de grotere dalen aangaat, die dieper zijn ingesneden dan de dikte van het lössdek¹.

Foto	Oblique aerial view of PRDs in the Brackvenn showing circular forms on a quasi-horizontal surface.	(Demoulin et al., 2018b)
------	--	--------------------------

¹ Het thema vergt verder onderzoek. Volgende argumenten doen twifelen aan de theorie van periglaciaire oorsprong van asymmetrische valleien: (1) de oriëntatie van de asymmetrie van vele valleien komt niet overeen met wat het model voorschrijft, soms is er zelfs weinig asymmetrie te bespeuren, (2) op verschillende plaatsen (Boulonnais, Land van Herve vb) is de asymmetrie duidelijk beïnvloed door de algemene helling van de geologische lagen, (3) een gelijkaardig proces is niet bekend in de huidige subarctische gebieden, of is op zijn minst veel complexer (o.a. de veranderlijkheid in begroeiingstypes moet mee in rekening genomen worden), en (4) in voorkomend geval zouden grote massa's solifluctie-materiaal moeten teruggevonden worden in de valleibodems.

Coupe	Section of a rampart made of piled-up solifluction lobes.	(Pissart, 2003)
Schema	Reconstruction of the formation of a lithalsa rampart. (a) Profile before the lithalsa appeared; it shows the Alleröd peat layer—(g) present-time profile. The rampart is mainly constituted by materials having slid down the slopes of the periglacial mound.	(Pissart, 2003)
Schets	Schematic representation of how segregation ice lenses are fed by water migrating through the soil capillaries.	(Pissart, 2003)
Schets	Voorkomen van gelifluctie-afzettingen – periglacial cover beds	(Semmel and Terhorst, 2010)
Coupe	Profiel van Wéris: Pleistocene gelifluctie	(Deckers, 1966)
Foto	Gelifluctie-afzettingen herkent men gemakkelijk aan hun rommelige aspect. (hellingen van de Chevral te Wibrin)	Eigen foto
Kaart	The Flemish Valley in the Scheldt basin. The modern basin is shaded in light olive green; depths of the base of the Flemish Valley are indicated in light (0 to –15 m TAW) and dark (<–15 m TAW) purple. RVG Roer Valley Graben; FH Flemish hills	(Heyse and Demoulin, 2018)
Coupe	Adegem—Sint Margriet cross-section of the FV filling (see location in previous Fig.)	(Heyse and Demoulin, 2018)
Kaart	Evolutie van het rivierennet in de Vlaamse Vallei sinds de laatste ijstijd	(Kiden, 1989)
Kaart	Afwatering van de Schelde tijdens het Holoceen	(Kiden, 2006)

5.5. *Vlaamse Vallei en ontwikkeling van het rivierennetwerk in het Scheldebekken*

(naar Coen, 2008; Kiden, 1989; Kiden, 2006; Van Strydonck and de Mulder, 2000)

Door een geleidelijke daling van de zeespiegel en een ophoging van het land aan het einde van het Tertiair trok de zee zich terug in noordnoordoostelijke (NNE) richting. Op het drooggevalen landoppervlak ontstond het rivierennet van het Scheldebekken, met rivieren die in NNE richting naar de toenmalige kustlijn in Nederland stroomden. Deze NNE richting is nu nog steeds herkenbaar in de lopen van de Leie, de Schelde, de Dender, de Zenne, de Dijle en de Gete. Tijdens de glacialen van het Quartair zakte de zeespiegel verder, het verval van de rivieren nam toe, en insnijdingen in de Tertiaire lagen vonden plaats. Grote hoeveelheden van het door de rivieren meegevoerde

erosiepuin werd in de meer stroomafwaarts gelegen delen van de valleien afgezet. De rivierdalen werden zo, na een eerste insnijding, dikwijls weer opgevuld met een dik pakket zandig materiaal. Ongeveer 400 000 tot 800 000 jaar geleden, tijdens het Vroeg- en Midden-Pleistoceen werd een dergelijke glaciële erosievallei uitgeschuurd tot een diepte van 20 à 30 meter in het tertiaire substraat. Deze uitschuring vormde de Vlaamse Vallei, zich ten noorden van Gent uitstrekt tussen Zomergem en Stekene en die diepe uitlopers heeft tot ver in de huidige rivierdalen van het Scheldebekken (Leie, Schelde, Dender, Zenne, Rupel, Dijle en Demer). De laatste fase van het Pleniglaciaal, van 30 000 tot 15 500 jaar geleden, was zeer koud en droog. Door wind en via rivieren werden grote hoeveelheden zand en leem aangevoerd die in de Vlaamse Vallei terechtkwamen en ze opvulde. Tijdens de laatste periode van de laatste ijstijd (13 000 tot 8 000 BCE) heersten er droge klimaatomstandigheden, en het dekzand uit de riviergeulen werd tot stuifzand omgewerkt. De wind creëerde dwarsrichels van stuifzandduinen en de nog bestaande geulen van de oer-Schelde werden versperd. Hierdoor werd het brede dal van de Vlaamse Vallei ten noorden van Gent geleidelijk afgedamd en de rivieren in het Scheldebekken ondergingen enkele grote wijzigingen. De afdamming door de dekzandrug Maldegem – Stekene dwong de rivieren in het Scheldebekken tot de uitschuring van een nieuw dal doorheen de cuesta van het Waasland. Het was waarschijnlijk de Rupel die als eerste gebruik ging maken van het doorbraakdal van Hoboken doorheen de cuesta tussen Hoboken en Kruibeke-Rupelmonde. Net ten zuiden van dit doorbraakdal voegden Kale-Durme, Leie, Schelde en Dender zich bij de Rupel, waardoor het huidige rivierennet grotendeels werd vastgelegd.

Bij het begin van het Holoceen, rond 11500 BP, stond de zeespiegel nog te laag om enige invloed te hebben op de evolutie van de Beneden-Schelde in Zeeland en België. Er was nog geen sprake van de Wester- en Oosterschelde en de Schelde vervolgde vanaf Antwerpen haar weg in noordelijke richting. Ze mondde uit in het gemeenschappelijk dal van de Maas en de Rijn en de getijdewerking in de Schelde bleef beperkt tot haar Nederlands deel. De zeespiegelstijging van het Holoceen had al snel invloed op het stroomafwaartse deel van de Schelde in Nederland en naarmate de zeespiegel steeg drong deze invloed verder stroomopwaarts door. Rond 8 000 jaar geleden was brak water, en waarschijnlijk ook een zwakke getijdenwerking, aanwezig in de Schelde tot de

Nederlands-Belgische grens, maar de benedenloop liep nog steeds in noordelijke richting doorheen veengebied in Nederland. Onder invloed van de zeespiegelstijging ontstond de voorloper van de huidige Oosterschelde rond 7400 en 6300 BP. Een getijdengeul ontwikkelde zich en maakte contact met de noordwaarts stromende Schelde. De rivier ging gebruik maken van deze kortere verbinding met de zee in westelijke richting. Hierdoor geraakte de noordelijke loop in onbruik en werd deze opgevuld met klei en overdekt met veen. Vanaf ongeveer 5700 BP nam de snelheid van de zeespiegelstijging weer af waardoor een kustbarrière werd opgebouwd met zeegaten die zich geleidelijk sloten. De getijdenwerking landinwaarts werd gedempt en het slikken- en schorregebied achter de kustbarrière in Zeeland verlandde en veranderde in een groot veengebied. De Schelde had nu een zeer klein verval en stroomde langzaam in een anastomoserend patroon.

De monding met de Westerschelde is jonger en kent haar oorsprong vermoedelijk rond de vierde eeuw. Voordien was dit deel van de kustlijn afgesloten door een vrij goed aaneengesloten duingordel. Tussen de elfde en twaalfde eeuw komt de Westerschelde volledig tot ontwikkeling over de volledige lengte van west naar oost. De Oosterschelde blijft na het ontstaan van de Westerschelde een hele tijd lang de belangrijkste verbinding van de Schelde met de zee. De Westerschelde won geleidelijk aan belang ten opzichte van de Oosterschelde, maar pas rond de vijftiende eeuw was deze diep genoeg om goed toegankelijk te zijn voor de toenmalige scheepsvaart naar Antwerpen. Hierna begon de verbinding tussen de Schelde en de Oosterschelde snel te verzanden en ze verdween definitief in 1867 toen bij de aanleg van een spoorwegdijk de verbinding tussen beide Scheldearmen werd verbroken.

5.6. *Alluvium*

De quartaire alluviale afzettingen kunnen ingedeeld worden in twee grote groepen: Pleistocene rivierterrassen en Holocene opvulling van vroegere diepere valleibodems. Doorheen het Pleistoceen werden de Tertiaire afzettingen en het verweringsmateriaal van Paleozoïsche en Mesozoïsche formaties diep ingesneden door sterk seizoensrivieren. Deze insnijding verliep redelijk snel omwille van (a) opheffing van het Ardeens massief,

en (b) aanwezigheid van ofwel zachte Tertiaire afzettingen, ofwel een diepe verweringsmantel die ontstond in tropische omstandigheden.

Naarmate de rivier zich insneed bleven op de flanken van de valleien flarden rivierafzetting aanwezig. Zo vindt men op de Blandijnberg in Gent resten van vroeg Pleistocene terrassen van de Schelde.

De meest uitgebreide terrassen in ons land zijn die van de Maas. Stroomafwaarts van Luik is er een brede waaier van terrasafzettingen, waarbij de Maas zich van Oost naar West verlegde, naarmate het Ardens massief verder opgeheven werd. Het hoofdterras (Fr. *terrace principale*) strekt zich breed uit over de Sint-Pietersberg tot 's Gravenvoeren en Pontisse bij Luik. Stroomopwaarts strekt dit terras zich uit langsheen de Maas en haar zijrivieren. De lager gelegen terrasniveaus en de huidige bedding komen overeen met een verdere insnijding van het *terrace principale*, een regressieve insnijding die nog steeds actief is. Stroomopwaarts van *knickpoints* liggen de bovenlopen van alle Ardeense zijrivieren nog steeds op het niveau van dat hoofdterras.

Tijdens het Holoceen, met een gematigd klimaat, zijn alle valleibodems opgevuld geworden met afzettingen, in het vroeg Holoceen voornamelijk veen (moerassen en anastomoserende rivieren in een bosrijk milieu), en daarna leem ten gevolge van ontbossing en landbouw op de hellingen.

Kaart	Maasterrassen	(Pissart and Macar, 1976)
Coupe	Terrace long profiles of the Meuse in N France and Belgium. Note the profile deformations between Namur and Liege and, for the high terraces, in the Givet area, and the upstream gradual decrease in relative elevation of the profiles	(Rixhon and Demoulin, 2018)
Foto	Typical valley cross section of Ardennian tributaries of the Meuse as exemplified by the Vesdre valley downstream of Verviers showing the position of the younger main terrace (YMT) just above the steep-sided lower part of the valley section. The YMT systematically marks the transition from a broad upper part of the valleys to their deeply incised narrow lower part. The CRN age of the abandonment time of the YMT in the lower Ourthe valley is approx. 390 ka.	(Rixhon and Demoulin, 2018)
Coupe	YMT profile of the Salm River plotted against the current river profile. The knickpoint indicates the present-day position	(Rixhon and Demoulin, 2018)

	reached by the post-YMT erosion wave, which is also the point where the YMT profile merges upstream with the modern profile	
Foto	View of the upper reach of the Amblève valley upstream of the knickzone (flow direction as blue arrow). The relict landscape evolves very slowly, with a river developing free meanders in a broad floodplain barely incised into Neogene planation surfaces (red arrow)	(Rixhon and Demoulin, 2018)
Foto	Waterfall in the Bayehon stream (person for scale), materializing the present-day position reached by the post-YMT erosion wave in the Ardennian network. Incision occurs here in resistant quartzites of the Cambro-Ordovician Stavelot massif	(Rixhon and Demoulin, 2018)
Coupe	Cross-section through one of the Late Glacial meander forms in the Dijle floodplain near Rotselaar based on coring data, with indication of the different lithostratigraphical units. Small vertical bars at the top indicate coring positions. After formation of the large meander, it was filled in with silty deposits followed by peat accumulation between 10 504 cal a BP and 2742 cal a BP. On top of the peat layer, a combination of overbank silty deposits and colluvial sandy deposits is found	(Verstraeten et al., 2018)
Figuur	Conceptual model of the response of the floodplain morphology to increasing human impact. The model shows how the natural landscape (a, 6000 cal a BP) is gradually replaced by a cultural landscape inducing changes in the floodplain morphology. Initial local erosion results in a limited sediment supply and sedimentation is first limited to an area near the river channel (b). With increasing deforestation, sediment supply increases and larger parts of the floodplain are covered with sediment (c), until the entire floodplain is covered with a thick sediment layer in the last 1000 years (d). Meanwhile, also floodplain vegetation changed from an alder forest to a more open landscape	(Verstraeten et al., 2018)

5.7. *Travertijnafzettingen*

Bij bepaalde bronnen in kalksteengebieden, en soms ook in rivieren, worden calcietafzettingen gevormd. Deze accumulaties kunnen uit dichte en regelmatige laagjes bestaan (travertijn) of zeer poreus en onregelmatig zijn (kalktuf). Mooie voorbeelden zijn zichtbaar in Belgisch Lotharingen: de "crons" van Lahage en Chassepierre. In Zuid-Limburg was kalktuf een bekende bouwsteen in de Romeinse tijd. De kalktufbanken werden tot nu toe niet teruggevonden en werden waarschijnlijk volledig afgebouwd (bedding van de Jeker?). In de vallei van de Hoyoux (ten Z van Hoei) vindt men Holocene

travertijdammen die niet meer actief zijn en ingesneden werden, en een honderdtal actieve travertijdammen (tot 1 m hoog), in de bedding van de rivier.

Een hypothese is dat anorganische processen overheersen in het geval van travertijn (verlies van CO₂) terwijl tuf gevormd wordt door kalkprecipitatie op mos of algen.

Foto	Cranière de Lahage	(Boulvain, 2008)
Foto	Active travertine deposition at mid-height of the valley side of the Rouge Eau creek	(Petit et al., 2018)
Foto	Actuele travertijdam op de Hoyoux (Brug van Trifoy)	Eigen foto
Foto	Site Vermeulestraat, Tongeren. Keldermuur van 2e-eeuws burgerhuis opgetrokken in lagen van blokjes gekapte (en gezaagde) vuursteen, kalktuf en Maastrichtersteen, afgewisseld met lagen rode dakpan	(Dreesen and Vanderhoeven, 2017)
Foto's	Toren van de St.-Martinuskerk van Rutten (12e eeuw) volledig opgebouwd uit hergebruikt Romeins bouwpuin. Detail van de kerktoren: lappendeken van gerecycleerd Romeins bouwpuin: rode Romeinse dakpan, grijze vuursteen, bruine Carboonzandsteen, beige kalktuf , grijze Maaskalksteen, witte Jurakalksteen.	(Dreesen and Vanderhoeven, 2017)

5.8. *Holocene kustafzettingen*

Kaart	Map of the coastal plains of northern France, Belgium, and Zeeland with stars indicating the location of two sites with a particular development: De Moeren in the west and the Zwin area in the east	(Baeteman, 2018)
Schets	Ontstaan van kreekkruggen	(Goossens, 1984)
Kaart	Map of the western part of the Belgian coastal plain showing the location of the late Holocene sand-filled channels	(Baeteman, 2018)

De kustvlakte is een vlak, laaggelegen gebied met nauwelijks enige uitdrukking van reliëf aan het oppervlak. De ondergrond bevat daarentegen een rijk archief van de afzettingsgeschiedenis die ongeveer 10 000 jaar geleden begon; het gaat om de opvulling van een belangrijke pre-Holocene paleovallei. De opvulling werd gecontroleerd door meerdere factoren, waarbij de relatieve stijging van het zeeniveau zeer belangrijk was in de eerste 5000 jaar. Daarna speelde de balans tussen sedimenttoevoer en paleotopografie een belangrijke rol. Tegen het einde van de opvulling speelde de mens de hoofdrol in de verdere ontwikkeling van de vlakte. Het droogleggen van de polders (en ontstaan van

kreekruggen) en andere veranderingen bepalen de huidige eigenschappen van de topografie van de kustvlakte.

6. Antropogene landvormen

- 6.1. Onrechtstreekse menselijke impacten. Actuele erosie; Landgebruiksveranderingen en hun gevolgen

Artikel (Verstraeten et al., 2006)

- 6.2. Directe antropogene landvormen. Voorbeeld: Terrils

Artikel (Nyssen and Vermeersch, 2010)

Referenties

- Anon., 1994. De Bergen, milieueducatie in de West-Vlaamse Heuvels. <http://www.west-vlaanderen.be/leefomgeving/website%20de%20bergen/>.
- Antrop, M., 1997. The concept of traditional landscapes as a base for landscape evaluation and planning. The example of Flanders Region Landscape and Urban Planning, 38, 105-117.
- Atlas van België, Blad 8. Geologie.
- Baeteman, C., 2018. The Coastal Plain of Belgium, Joint Product of Natural Processes and Human Activities. in: Demoulin, A. (Ed.), Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. Springer International Publishing, Cham, pp. 313-334.
- Beerten, K., Dreesen, R., Janssen, J., Van Uytven, D., 2018. The Campine Plateau. in: Demoulin, A. (Ed.), Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. Springer International Publishing, Cham, pp. 193-214.
- Berendsen, H.J.A., 2005. The Rhine-Meuse delta at a glance. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology, Delft, the Netherlands. Mid-conference excursion guide, August 10, 2005. <http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/data/geology/ICFS.pdf>.
- Boulvain, F., 2008. Une introduction à la géologie de la Wallonie. <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/geolwal/geolwal.htm>. Université de Liège, Faculté des Sciences, Département de Géologie.
- Boulvain, F., Vandenberghe, N., 2018. An Introduction to the Geology of Belgium and Luxembourg. in: Demoulin, A. (Ed.), Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. Springer International Publishing, Cham, pp. 9-33.
- Broothaers, Geologie van Vlaanderen, een schets. <http://www.lne.be/themas/natuurlijke-rijksdommen/pdf/geologieSchets.pdf>. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijksdommen en Energie.
- Bultynck, P., Dejonghe, L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 39-68.
- Coen, I., 2008. De eeuwige Schelde? Ontstaan en ontwikkeling van de Schelde. Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout.

- Corin, F., 1968. Le défilé de la Salm entre Vielsalm et Salm-Château. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 77, 155-174.
- de Béthune, P., 1954. Notice justificative de la carte géologique en Belgique. *Ann. Soc. Géologique de Belgique*, 77, 117-161.
- De Moor, G., Pissart, A., 1992. Het reliëf. in: Denis, J. (Ed.), *Geografie van België. Gemeentekrediet*, Brussel, pp. 130-215.
- De Geyter, G. et al., 2006. Disused Paleogene regional stages from Belgium: Montian, Heersian, Landenian, Paniselian, Bruxellian, Laekenian, Ledian, Wemmelian and Tongrian. *Geologica Belgica*, 9, 203-213.
- Deckers, J., 1966. Contribution à l'étude de la composition et de la capacité de production des sols de l'Ardenne centrale et de la Famenne orientale. *Pedologie, Verhandeling Nr. 3*, 293.
- Dejonghe, L., 1998. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie à 1/25 000. Ministère de la Région Wallonne.
- Demoulin, A., 1995. L'Ardenne. Essai de géographie physique. Département Géographique Physique de Université de Liège.
- Demoulin, A., 2018. *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer, Cham, Switzerland.
- Demoulin, A. et al., 2018a. Erosion Surfaces in the Ardenne–Oesling and Their Associated Kaolinic Weathering Mantle. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 63-84.
- Demoulin, A., Juvigné, E., Houbrechts, G., 2018b. The Periglacial Ramparted Depressions of the Hautes Fagnes Plateau: Traces of Late Weichselian Lithalsas. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 101-113.
- Downes, H., 2007. Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos*, 99, 1-24.
- Dreesen, R., Vanderhoeven, A., 2017. Romeins gebruik van natuursteen in de provincies Limburg. in: Quist, W., Tolboom, H.-J. (Eds.), *Natuursteen in Limburg; Natuursteen uit Limburg*, pp. 61-78.
- Dupuis, C. et al., 2003. Miocene cryptokarsts of Entre-Sambre-et-Meuse and Condroz plateaus. *Géologie de la France*, 1, 27-31.
- Garcia-Castellanos, D., Villaseñor, A., 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480, 359.
- Gibbard, P., 2007. History of the northwest European rivers during the past three million years. <http://www.qpg.geog.cam.ac.uk/research/projects/nweurorivers/>.
- Goossens, D., 1984. Inleiding tot de geologie en geomorfologie van België. Uitgeverij van de Berg.
- Gysels, H., 1993. De landschappen van Vlaanderen en zuidelijk Nederland: een landschapsecologische studie. Garant.
- Heyse, I., Demoulin, A., 2018. The Flemish Valley: Response of the Scheldt Drainage System to Climatic and Glacio-Eustatic Oscillations. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 297-311.

- Kiden, P., 1989. Temse en de Schelde: De geomorfologische achtergrond. in: Thoen, H. (Ed.), Temse en de Schelde van ijstijd tot Romeinen. Gemeentekrediet, Brussel, pp. 13-27.
- Kiden, P., 2006. De evolutie van de Beneden-Schelde in België en Zuidwest-Nederland na de laatste ijstijd. *Belgeo*, 3, 279-294.
- Lacquement, F., Averbuch, O., Mansy, J.L., Szaniawski, R., Lewandowski, M., 2005. Transpressional deformations at lateral boundaries of propagating thrust-sheets: the example of the Meuse Valley Recess within the Ardennes Variscan fold-and-thrust belt (N France-S Belgium). *Journal of Structural Geology*, 27, 1788-1802.
- Maréchal, R., Vermeire, R., 1962. Algemene afgedekte geologische kaart, in: Survey van de Gewesten: het Gentse, Meetjesland, Vlaamse Ardennen, Land van Waas' - schaal 1/50.000.
- MijnErfgoed, 2008. <http://www.mijnerfgoed.be/content/main/home.php>.
- MRW, 2002. Le patrimoine, outil de développement territorial. Partie paysages. Ministère de la Région Wallonne. www.lepur.geo.ulg.ac.be/telechargement/recherches/finalisees/subv_01-02/rapport/th5/01-02-th5.1-paysage.pdf.
- Nyssen, J., Vermeersch, D., 2010. Slope aspect affects geomorphic dynamics of coal mining spoil heaps in Belgium. *Geomorphology*, 123, 109-121.
- Ollier, C.D., Sheth, H.C., 2008. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. *Journal of Earth System Science*, 117, 537-551.
- Ozer, A., Duser, M., 2018. Geomorphosites: Function and Geoheritage Preservation in Belgium. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 411-424.
- Parmentier, J.C., 2004. Sortie géologique aux environs de Charleville-Mézières. <http://www.ac-reims.fr/datice/svt/docsacad/sorties/geologie/ardenne/charleville/charleville.htm>.
- Peeters, A., Ek, C., 2018. Karstic Systems in Eastern Belgium: Remouchamps and Noû Bleû. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 115-137.
- Petit, F., Maquil, R., Kausch, B., Hallot, E., 2018. Cuestas in Gutland (S Luxembourg) and Belgian Lorraine: Evolution of a Structurally Controlled Landscape. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 395-410.
- Pissart, A., 2003. The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. *Geomorphology*, 52, 5-38.
- Pissart, A., Macar, P., 1976. *Géomorphologie de la Belgique*. Université de Liège.
- Poty, E., Hance, L., Lees, A., Hennebert, M., 2001. Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 69-93.
- Rixhon, G., Demoulin, A., 2018. The Picturesque Ardennian Valleys: Plio-Quaternary Incision of the Drainage System in the Uplifting Ardenne. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 159-175.
- Rondeel, H.E., 2008. Prof. Em. VU Amsterdam. <http://www.geo.vu.nl/~rondeel/ardennenweb/ardennen-frame.htm>.

- Semmel, A., Terhorst, B., 2010. The concept of the Pleistocene periglacial cover beds in central Europe: A review. *Quaternary International*, 222, 120-128.
- Sintubin, M., 2009. Van Modder tot Leisteen - een correcte terminologie voor fijnkorrelige sedimenten en gesteenten. *Gea*, 2009, 87-91.
- Steurbaut, E., 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt. A.*, 247, 91-156.
- Tweede atlas van België.
- Van Strydonck, M., de Mulder, G., 2000. De Schelde, verhaal van een rivier. Davidsfonds, Leuven.
- Vanbrabant, Y., Braun, J., Jongmans, D., 2002. Models of passive margin inversion: implications for the Rhenohercynian fold-and-thrust belt, Belgium and Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 15-29.
- Vandenberghe, N. et al., 2014. The implications of K-Ar glauconite dating of the Diest Formation on the paleogeography of the Upper Miocene in Belgium. *Geologica Belgica*, 17, 161-174.
- Vanschaikstichting, 2008. Stichting ir. D.C. van Schaik. <http://vanschaikstichting.nl/>.
- Verniers, J. et al., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 5-38.
- Verstraeten, G., Notebaert, B., Broothaerts, N., Vandenberghe, J., De Smedt, P., 2018. River Landscapes in the Dijle Catchment: From Natural to Anthropogenic Meandering Rivers. in: Demoulin, A. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*. Springer International Publishing, Cham, pp. 269-280.
- Verstraeten, G. et al., 2006. Belgium. in: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil erosion in Europe*. Wiley, pp. 385-411.
- Verstraeten, G., Van Oost, K., Van Rompaey, A., Poesen, J., Govers, G., 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use and Management*, 18, 386-394.
- Ziegler, P.A., 1982. Geological atlas of the Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.