

**TOELICHTINGEN BIJ DE
GEOLOGISCHE KAART VAN BELGIE
VLAAMS GEWEST**

KAARTBLAD 18-10

MAASEIK

+

BEVERBEEK

1:50.000

Kaart opgemaakt door:

O. SELS, S. CLAES en F. GULLENTOPS
K.U.Leuven
Afdeling Historische Geologie

Eindredactie:

G. DE GEYTER
Belgische Geologische Dienst

Ministerie van Economische Zaken
Bestuur Kwaliteit en Veiligheid
Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat 13
B-1000 BRUSSEL

Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie
Markiesstraat 1
B-1000 BRUSSEL

2001
ISSN 1370-3803

O. Sels, S. Claes & F. Gullentops, 2001 - Kaartblad 18-10 Maaseik - Beverbeek. *Toelichtingen bij de geologische kaart van België - Vlaams Gewest*. Belgische Geologische Dienst en Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie, Brussel. 50 p., 13 fig., 2 tab., 4 foto's (tekst opgemaakt in 1999).

Lijst van de bijlagen bij de geologische kaart op schaal 1:50.000 (gepubliceerd in 1999):

- Profiel 1 en 2 bij kaartblad (18-10) Maaseik-Beverbeek
- Profiel 3 bij kaartblad (18-10) Maaseik-Beverbeek
- Profiel 4 bij kaartblad (18-10) Maaseik-Beverbeek
- Lithologie boringen dieper dan Quartair
- Overlegfolie 1: Lokalisatie van de waarnemingspunten
- Overlegfolie 2: Diktekaart van het Quartair
- Overlegfolie 3: Reliëfkaart van de basis van het Quartair

Prijs 1500 BEF + portkosten
Verkoop geologische kaarten en toelichtingen:

Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat 13
B-1000 Brussel
tel (32) 2 6270350 - fax (32) 2 6477359
postrekening 679-2005890-27
email: BGD.SGB@pophost.eunet.be

Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie
Markiesstraat 1
B-1000 Brussel
tel (32) 2 5533955 - fax (32) 2 5534438
rekeningnr. 091-2205002-27
(mededeling: ANRE-kaarten)

Verantwoordelijke uitgever
A. MAES
Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Administratie Economie
Markiesstraat 1
1000 Brussel

Printing by b.v.b.a. NELMA, Lubbeek

“De Belgische Geologische Dienst en ANRE zijn niet verantwoordelijk voor de nauwkeurigheid van de inhoud en voor de interpretatie, meningen en beweringen in dit boek; de verantwoordelijkheid ligt bij de auteurs.”

INHOUDSTAFEL

1. ALGEMENE SITUERING VAN HET KAARTBLAD MAASEIK (18-10) 1:50.000	5
1.1. Geografie	5
1.2. Geologie	5
2. OPBOUW VAN HET GEOLOGISCH GEGEVENSBESTAND EN VAN DE GEOLOGISCHE KARTERING	9
2.1. Aard van de gegevens	9
2.2. Verdeling van de gegevens over het kaartblad Maaseik	10
2.3. Het gegevensbestand	10
3. GEOLOGISCHE KARTERING	12
3.1. Algemeen	12
3.2. Ontwikkeling van de geologische kennis	12
3.3. Geofysisch onderzoek van de gesteenten	16
3.3.1. Seismisch onderzoek	16
3.3.2. Geofysische boorgatmetingen	16
3.4. De diktekaart van het Quartair	16
3.4.1. Quartair afzettingen	16
3.4.2. Isopachenkaart van het Quartair	17
3.4.3. Kaartbeeld van het Quartair	18
3.4.4. Reliëfkaart van de basis van het Quartair	18
3.5. De afgedekte geologische kaart	19
3.5.1. Lithostratigrafische eenheden	19
Kiezeloölietformatie	19
Formatie van Mol	21
Formatie van Kasterlee	24
Formatie van Diest	24
Formatie van Bolderberg	24
3.5.2. Kaartbeeld	25
3.5.2.1. Afzettingen	27
3.5.2.2. Breuken	28
3.6. De diepere ondergrond	29
3.6.1. Carboon	29
3.6.2. Perm - Trias - Jura	30
3.6.3. Krijt	30
3.6.4. Cenozoïcum	30
3.7. De geologische doorsneden	31
3.7.1. Algemeen	31
3.7.2. Bespreking	31
3.7.2.1. Profiel 1	31
3.7.2.2. Profiel 2	33
3.7.2.3. Profiel 3	33
3.7.2.4. Profiel 4	36

4. TOEGEPASTE GEOLOGIE	36
4.1. Oppervlaktedelfstoffen	36
4.2. Hydrogeologie	36
5. EXCURSIEGIDS	40
Stop 1: Groeves SIBELCO	40
Stop 2: Grindgroeve Hermans	40
Stop 3: Opoeteren - Dorperberg	42
Stop 4: Neeroeteren - Berg	42
Stop 5: Groeve Opitter en steilrand	42
Stop 6: Ontsluiting langs helling Itterbeek	42
Stop 7: Pollismolen (Opitter)	42
6. BIBLIOGRAFISCHE REFERENTIES	45
7. LIJST VAN FIGUREN EN FOTO'S	49
7.1. Lijst van figuren	49
7.2. Lijst van foto's	50

1. ALGEMENE SITUERING VAN HET KAARTBLAD MAASEIK (18-10) 1:50.000

1.1. Geografie

Het kaartblad Maaseik ligt gespreid over het Kempens Plateau tot in de Vlake van Bocholt en wordt naar het noorden en oosten toe afgesneden door de Belgisch-Nederlandse grens (zie fig. 1 en 2). Morfologisch kan men het kaartblad opsplitsen in verschillende eenheden. Het hoger gelegen Kempens Plateau waarvan de topografische hoogte schommelt tussen 60 en 76 m, ligt ten zuiden van de breuken van Grote-Brogel en Feldbiss. Ten noorden van dit plateau komen enkele vervlakkingen voor. Een eerste is de Vlake van Reppel, gelegen tussen de breuken van Grote-Brogel en Reppel, met een topografische hoogte tussen 50 en 60 m. Een volgende vlakte is die van Kaulille, gelegen tussen de breuken van Reppel en Bocholt, met een topografische hoogte lager dan 50 m. Het gebied ten noordoosten van de breuken van Bocholt en Feldbiss is de Vlake van Bocholt. In deze vlakte is een pakket van meer dan 20 m grinden en dekzand aanwezig. Deze opdeling van het Kempens Plateau en de omliggende vlakten werd reeds uitvoerig besproken door Paredis (1968) en Paulissen (1997). Vanaf het Kempens Plateau stromen enkele beken haaks op de noordwest-zuidoost georiënteerde steilranden (zie fig. 3). Voorbeelden zijn de Wijshager-, de Itter-, de Gerdinger-, de Gielis- en de Abeek. Deze beken hebben een loop die noord-noordoost gericht is volgens de algemene helling van het reliëf, maar telkens als deze beken aan een steilrand komen verandert hun loop en zien we een knik ontstaan waardoor ze een oriëntatie dwars op de steilranden verkrijgen.

De Zuid-Willemsvaart doorkruist het kaartblad in noordwest-zuidoostelijke richting en werd parallel aan de steilrand gegraven tot in het noorden van het kaartblad waar de steilrand, en dus ook het reliëfverschil, niet meer zo uitgesproken is en ze een oost-west richting gaat volgen.

In het oosten vormt de Maas, die dwars op de breukrichting stroomt, de grens met Nederland.

1.2. Geologie

Geologisch gezien behoort het kaartblad Maaseik tot de Roerdalslenk (in de Belgische literatuur van oudsher bekend als de Roermondslenk) en het Bekken van de Kempen waarin in noordelijke en noordoostelijke richting een steeds vollediger en dikker wordend sedimentpakket aanwezig is. Dit sedimentpakket bestaat uit Caledonische en Variscische gesteenten in de diepere ondergrond met daar bovenop de dekterreinen van Perm-Trias-Jura en Krijt-Tertiair-Quartaire ouderdom. Verder zuidwestwaarts wordt het Bekken van de Kempen begrensd door het Brabant Massief waar Caledonische gesteenten dagzomen of onder een geringe Cenozoïsche- of Krijtbedekking aanwezig zijn. Door de algemene helling van de lagen in noordelijke richting dagzomen naar het noorden toe steeds jongere en naar het zuiden toe steeds oudere lagen.

De geologische opbouw van de Kempen kunnen we in vier fasen opdelen. In een eerste fase werden de Caledonische gesteenten afgezet bestaande uit gesteentelagen van (pre)Cambrium, Ordovicium en Siluur ouderdom die de diepste sedimentaire sokkel vormen. Deze horen tot het onderliggende Brabant Massief en werden geplooid en gebroken tijdens de Acadisch/Caledonische bergvorming. Na een erosiefase werden hierop Variscische gesteenten afgezet bestaande uit lagen van Devoon en Carboon ouderdom (waaronder het Steenkoolterrein) die op het einde van het Carboon nauwelijks geplooid maar wel gebroken, scheefgesteld en opgetild werden. Bijgevolg vormen deze lagen een hoekdiscordantie met de onderliggende Caledonische gesteenten. Tijdens een derde fase werden de Perm-Trias-Jura lagen afgezet bestaande uit afbraakmateriaal van het afgevlakte Variscische gebergte. Deze afzettingen vertonen eveneens een hoekdiscordantie met de onderliggende Variscische lagen en werden op hun beurt scheefgesteld tijdens de Kimmerische bergvormingsfase van Midden- tot Boven-Jura, zodat ook zij een hoekdiscordantie met de subhorizontale Krijt-Tertiairlagen vertonen. De meest markante geologische structuur op het kaartblad Maaseik is de Roerdalslenk met zijn NNW-SSE georiënteerde breuken die de Rijnslenk met het centrale Noordzee slenkensysteem ver-

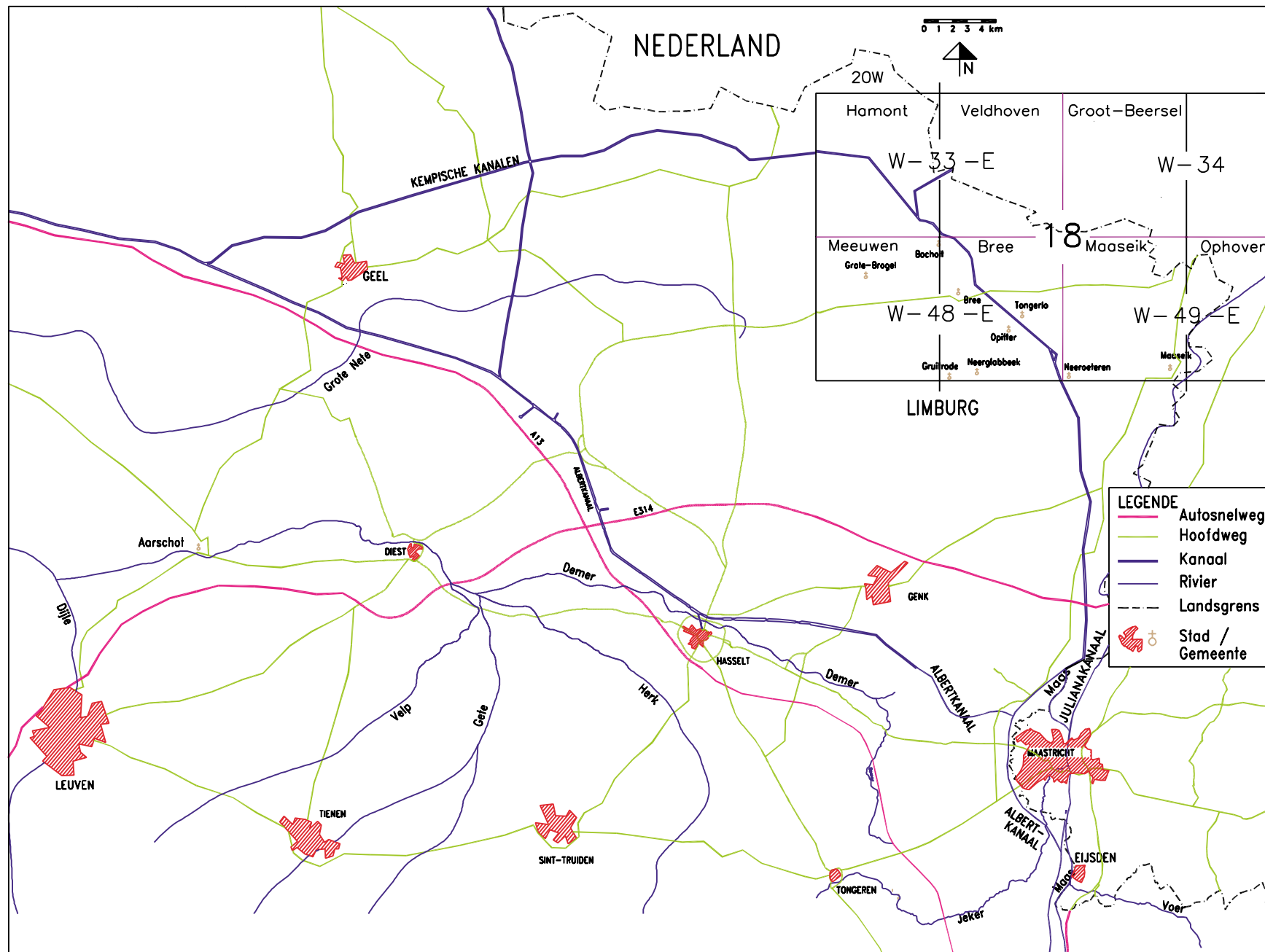


Fig. 1 - Situering van het kaartblad (18-10) Maaseik in Vlaanderen.

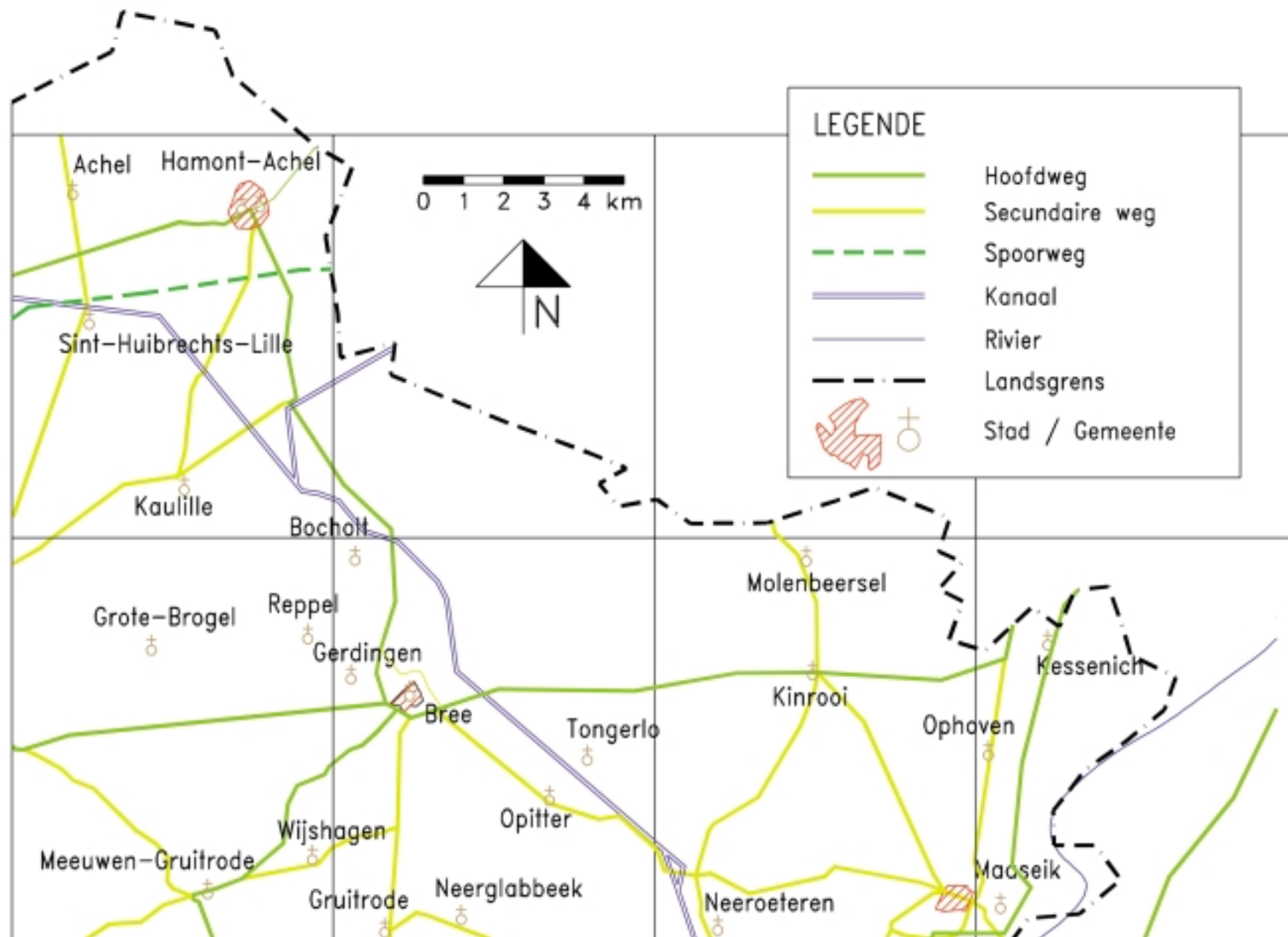


Fig. 2 - Verkeersinfrastructuur kaartblad (18-10) Maaseik.

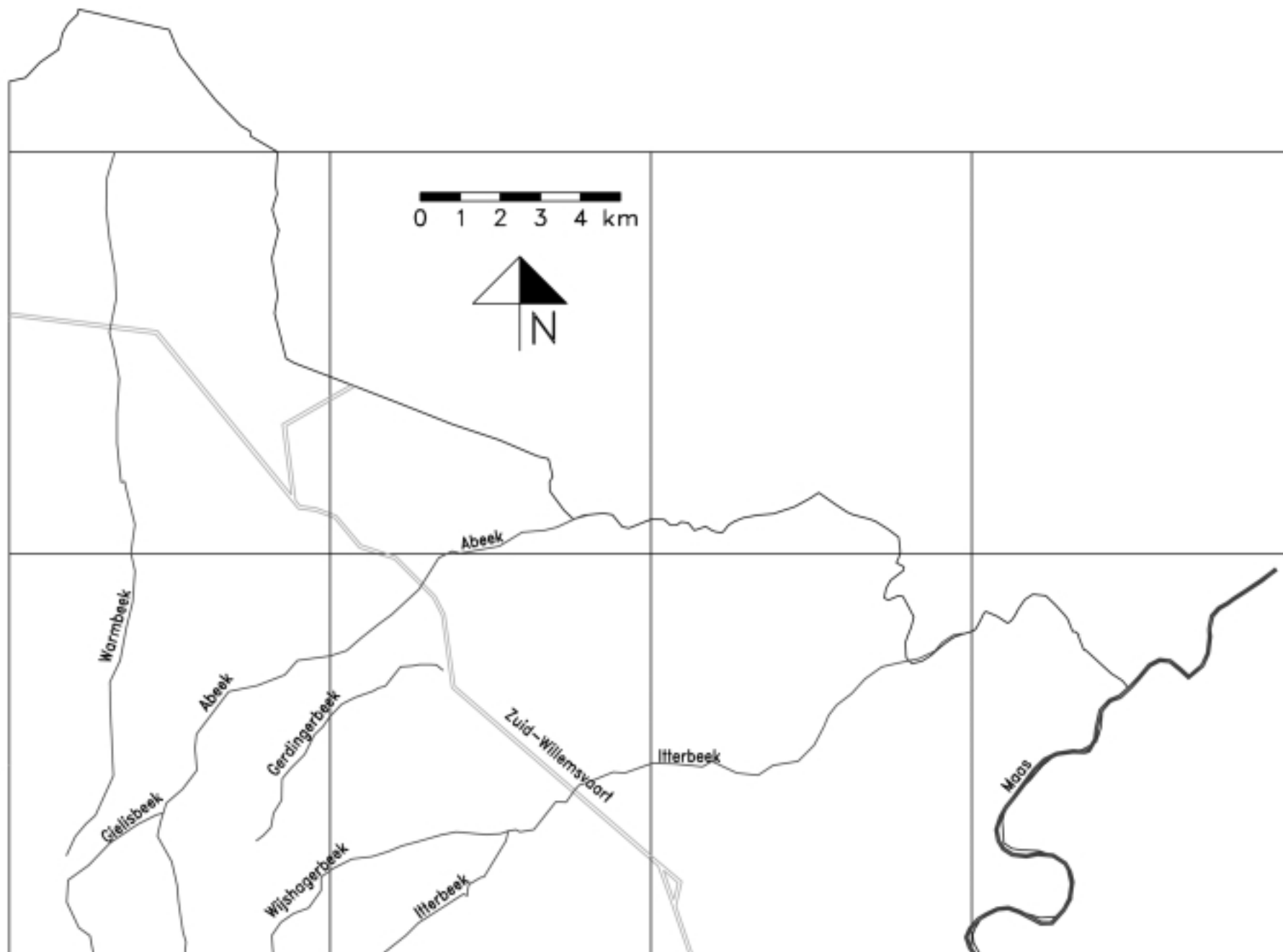


Fig. 3 - Belangrijkste beken op het Kempens Plateau.

bindt. Vanaf het Jura vond hier een belangrijke subsidentie plaats. In de slenk is de meest volledige sequentie van Perm-Trias-Jura lagen bewaard. Inversietektoniek tengevolge van de eerste Alpiene tektonische fase tijdens het Boven-Krijt vormde de slenk om tot een opgeheven gebied waar slechts beperkte afzettingen van Laat-Maastrichtiaan ouderdom bewaard werden. Vanaf het laatste Maastrichtiaan en tijdens het vroegste Tertiair was de slenk wederom actief, maar tijdens het Eoceen waren er kortstondige compressiefasen waardoor er geen afzettingen van deze tijd in de slenk teruggevonden worden. Tijdens het Vroeg-Oligoceen treedt er opnieuw een relaxatiefase in werking die in het Midden-Oligoceen weer plaats maakt voor een compressiefase. Vooral vanaf het Laat-Oligoceen tot het Quartair worden dikke sedimentpakketten afgezet in de slenk.

De dikte van de Quartaire afzettingen wordt bepaald door de tektoniek (daling van de Roerdalslenk) en de sedimentaanvoer tijdens de ijstijden. Zowel afzettingen van de Maas als van de Rijn worden teruggevonden op het kaartblad en ook dekzanden zijn aanwezig.

2. OPBOUW VAN HET GEOLOGISCH GEGEVENSBESTAND EN VAN DE GEOLOGISCHE KARTERING

2.1. Aard van de gegevens

Op de eerste plaats werd voor de opmaak van de geologische kaart van Maaseik gebruik gemaakt van de GeoDoc-gegevens (geologische documentatie) van de Belgische Geologische Dienst (BGD). Alle gegevens werden opnieuw geïnterpreteerd om een duidelijk overzicht te krijgen van betrouwbare en minder goede boringen en meer gericht te werken. De volgende dossiers werden geraadpleegd:

Deelkaartblad archief BGD	Overeenkomstige topografische kaart
20W Beverbeek	10/5
33W Hamont	18/1
33E Veldhoven	18/2
34W Groot-Beersel	18/3
48W Meeuwen	18/5
48E Bree	18/6
49W Maaseik	18/7
49E Ophoven	18/8

Tabel 1 - Nummering van de GeoDoc-dossiers en overeenkomstige topografische kaarten.

Bijkomend werden ook nog enkele dossiers van de aangrenzende kaartbladen Mol (17) en Rekem (26) geraadpleegd. Verder werden gegevens, afkomstig van kaartdeel dat op Nederlands grondgebied is gelegen, gebruikt, o.a. boorbeschrijvingen en boorgatmetingen die bereidwillig door de NITG-TNO (voorheen de Rijks Geologische Dienst) ter beschikking werden gesteld door uitwisseling met de BGD. Ook het boekwerk 'Toelichtingen bij Geologische Overzichtskaarten van Nederland – Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 1975 – uitgegeven onder redactie van W.H. Zagwijn en C.J. Van Staalduinen' en de 'Stratigraphic nomenclature of the Netherlands' (Van Adrichem Boogaert & Kouwe, 1997) werden geraadpleegd.

Ook de hieronder vermelde oude geologische kaarten werden gebruikt om een beeld te krijgen van het te karteren gebied.

Geologische kaart op 1:40.000	auteur	datum uitgave	topografische kaart (IGNB)
33 Hamont - Veldhoven	M. Murlon	1898	18/1-2
34 Groot-Beersel	M. Murlon	1898	18/3
48 Meeuwen - Bree	M. Murlon	1897	18/5-6
49 Maaseik - Ophoven	M. Murlon	1898	18/7-8

Tabel 2 - Nummering van de oude geologische kaarten.

Om de juiste ligging van de breuken te achterhalen werd voornamelijk gebruik gemaakt van breuken- en isohypsenkaarten van de Kempen opgesteld door Demyttenaere & Laga (1988) op basis van seismische lijnen opgenomen voor structureel onderzoek van de Roerdalslenk. Ook de kanalenseismiek van De Batist *et al.* (1991) en de studies van Paulissen *et al.* (1985) en Paulissen (1997) waren een hulp bij het bepalen van de positie van de breuken.

Voor gegevens van de diepere ondergrond wordt verwezen naar Langenaeker (1998) dat vooral gebaseerd is op seismisch onderzoek en boorcampagnes van de BGD en van de Kempense Steenkoolmijnen.

Tot slot werden enkele handboringen, korrelgrootteanalyses en zware mineralenstudies uitgevoerd op plaatsen met problematische geologische opeenvolging en waar weinig boringen voorhanden waren. Ook de schaarse geologische literatuur over het te karteren gebied werd bestudeerd (zie verder) en talrijke discussies met J. Matthijs leverden een schat aan informatie.

2.2. Verdeling van de gegevens over het kaartblad Maaseik

Op overlegfolie 1 (fig. 4) is de verdeling van de gegevens over het kaartblad weergegeven. De boringen zijn evenredig over het kaartblad verdeeld maar er zijn zeer weinig boringen die het Tertiair aanboren. 90.9% van de boringen reikt niet dieper dan het Quartair terwijl slechts 8.6, 0.2 en 0.3% van de boringen respectievelijk tot in het Tertiair, het Krijt of het Paleozoïcum reiken. Hieruit blijkt reeds onmiddellijk dat het niet gemakkelijk is om met zo weinig gegevens een tektonisch gestoord gebied te karteren. Het merendeel van de boringen reikt daarenboven maar tot beperkte diepte in het Tertiair (Formatie van Kasterlee of Diest). Informatie over diepere formaties is gebaseerd op literatuurgegevens en gegevens van het aangrenzende kaartblad Rekem waar meer diepe boringen voorhanden zijn. De afwezigheid van diepe boringen op het kaartblad Maaseik is te verklaren doordat in de slenk geen geïdentificeerde economische grondstoffen bekend zijn. Er werd bijgevolg weinig geïnvesteerd in boringen om de diepere ondergrond beter te verkennen.

2.3. Het gegevensbestand

De geologische gegevens van het kaartblad Maaseik, werden in een digitale databank ingevoerd die in de toekomst door het publiek zal kunnen geraadpleegd worden op de Belgische Geologische Dienst en op de Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie van het Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. De boorlocaties werden op de 1:10.000 topografische kaarten geplot ter controle van de coördinaten. In de databank werd per kaartblad van 1:10.000 een bestand aangemaakt waarin het oude nummer van de boring opgenomen werd te samen met nieuw volgnummer. Andere karakteristieken van de boringen opgenomen in de databank zijn de geografische plaats en hoogteligging (XYZ coördinaten), kaartblad, boordiepte, datum, boormethode, dikte van het Quartaire pakket en van de afzonderlijke Tertiaire formaties en een gecodeerde lithologische beschrijving van deze laatste. Voor de stratigrafische interpretatie werd gebruik gemaakt van de terminologie vooropgesteld door de

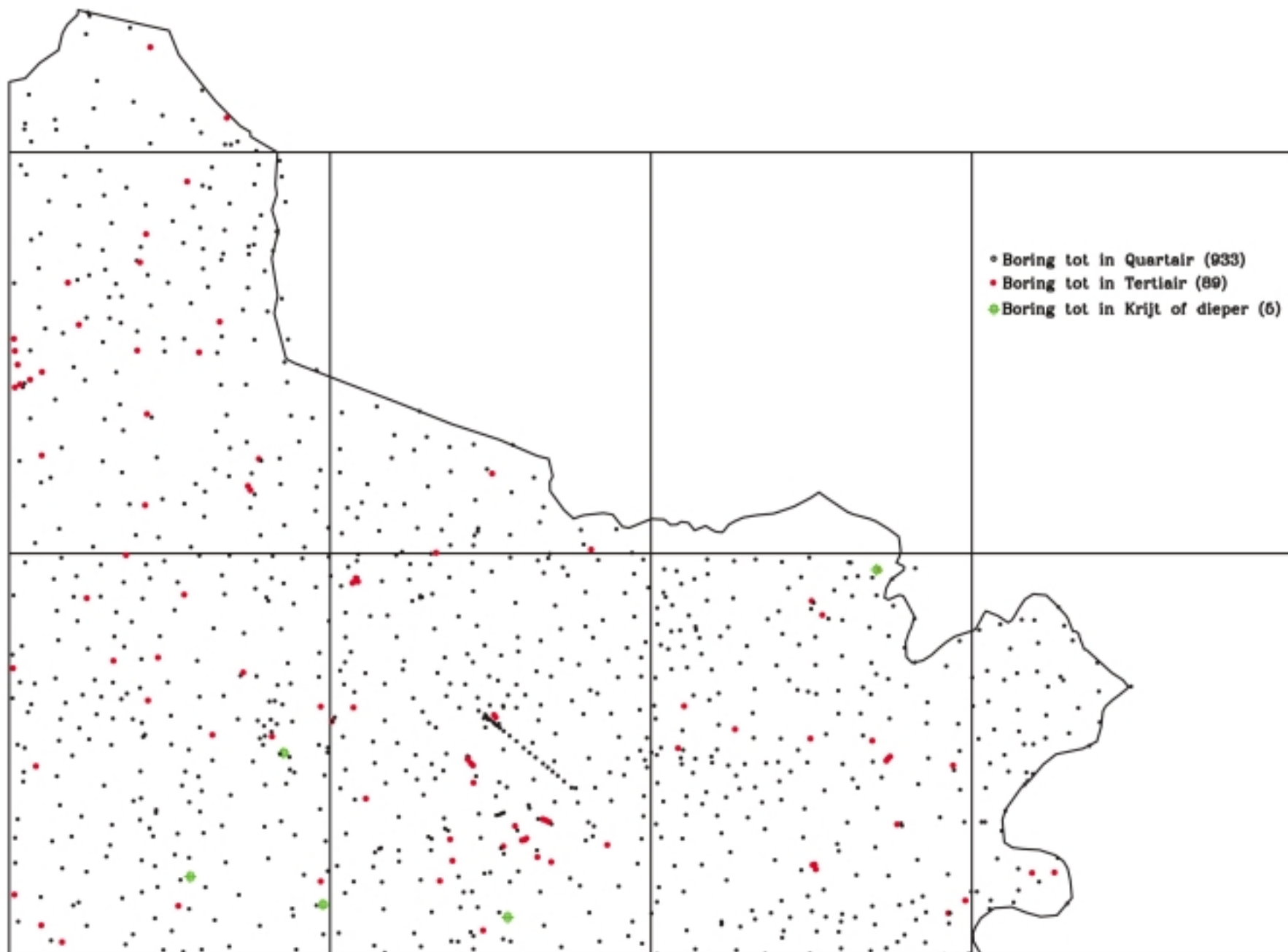


Fig. 4 - Lokalisatiekaart van de gegevens van het kaartblad Maaseik.

Stratigrafische Commissie voor het Tertiair (Maréchal & Laga, 1988) voor het Paleogeen en De Meuter & Laga (1976) voor het Neogeen. In de databank worden eveneens naam van de boorfirma en auteur van de geologische beschrijving opgenomen.

3. GEOLOGISCHE KARTERING

3.1. Algemeen

De nieuwe kaart verschilt in grote mate van de vorige (Mourlon, 1898), opgemaakt zonder kennis van diepe boringen en met onvollediger stratigrafisch-structurele modellen. Uit het historisch overzicht, dat hierna gegeven wordt om de opeenvolgende geologische interpretaties en de evolutie van de geologische kennis te verduidelijken, zal echter duidelijk blijken dat vroegere, afwijkende interpretaties een logische achtergrond hebben.

3.2. Ontwikkeling van de geologische kennis

Het historisch overzicht van de belangrijkste geologische vaststellingen en hypothesen is gebundeld in chronologische volgorde. Het overzicht start in 1898, het jaar van publicatie van de vorige officiële geologische kaarten van dit gebied. We kunnen veronderstellen dat de kennis van vóór 1898 weerspiegeld wordt in deze kaarten.

1898 - Volgens de vier geologische kaarten, opgemaakt door Mourlon, die het huidige kaartblad Maaseik (18-10) omvatten, dagzoomt ten noordoosten van de Feldbiss en Reppel breuken de Midden-Oligocene R1db Rupeliaan formatie. Mourlon beschrijft in de legende deze zanden als vrij grove groenige zanden en halfijne gele zanden die naar onder toe meer kleirijk worden. Ten zuidwesten van de lijn Feldbiss-Reppel tekent hij een strook Boven-Miocene Bolderiaan Bdd zanden in. Deze zanden bespreekt hij als witte zanden met gele puntjes. In het zuidwesten van het kaartblad worden Onder-Pliocene Diestiaan D zanden ingetekend die beschreven werden als groene glauconietrijke zanden die soms kleirijk zijn. Aan de 'Molen van Gruitrode' ziet hij wormgangen in deze groengrijze zanden. Hij neemt ook een grind en enkele fossielen waar. De breuken die de slenk afgrenzen zijn niet aangeduid op de kaarten vermits ze nog niet gekend waren. In hetzelfde jaar bespreekt Mourlon nog de problematiek van de afzettingen in de buurt van Opitter en de 'Molen van Gruitrode'. Hij beschrijft op beide plaatsen de aanwezigheid van Quartaire zanden met daaronder zanden van Diest en Bolderberg. Hij besluit tot deze indeling op basis van de lithologie en enkele fossielen (Mourlon, 1898).

1899 - Tijdens een geologische excursie in de Limburgse Kempen, geleid door Mourlon, worden Mol, Lommel, Houthalen, Opitter, Maaseik, Genk en Hasselt aangedaan met de bedoeling het mariene «Moséen» te bestuderen en een discussie te voeren over de superpositie van de Formaties van Bolderberg, Diest en Kasterlee in enkele belangrijke Tertiaire ontsluitingen (Mourlon, 1899).

1900 - In dit jaar wordt de tweede steenkoolverkenningboring in Belgisch Limburg uitgevoerd in Elen in de buurt van Maaseik. Met deze boring trachtte men te weten te komen wat de relatie is tussen het steenkoolterrein in Nederland en Duitsland enerzijds en Noord België anderzijds. Men wou met behulp van deze boring de verbreidingsgrens van het grote Westphaliaan bekken vastleggen maar men had geen idee van de diepte waarop men de steenkoollagen kon aantreffen. Ook het aanboren van een dik pakket Trias sedimenten was een grote verrassing. Dit toonde aan hoe weinig men wel wist van dit gedeelte van ons land. Men wou kost wat kost de steenkoollagen aanboren opdat men zou kunnen oordelen of deze lagen al dan niet uitbaatbaar zijn (Cornet, 1900). In hetzelfde jaar bezoekt Mourlon met enkele geologen tijdens een excursie nogmaals de ontsluitingen in Opitter en

aan de 'Moulin de Gruitrode', en hij plaatst de aangetroffen fossielen in het Onder-Pliocene Diestiaan in plaats van in het Boven-Miocene Bolderiaan (Mourlon, 1900).

1907 - In een onderzoek naar de geologie van noordoost Limburg bespreekt Stainier (1907) een aantal boringen, waaronder die van Ven en Molenbeersel. Hij merkt op dat er grote verschillen zijn in de diepte en dikte van de lagen tussen de verschillende boringen. T.o.v. het gebied ten zuiden van de slenk stelt hij een verschil in diepte van de basis van het Tertiair vast van 650 m. Dit verschil kan verklaard worden door een grotere helling van de lagen of door een breuk. Hij brengt de hypothese van een slenk naar voor, die begrensd wordt door de toen bekende breuken zoals de Feldbiss en de Sandgewand.

1909 - Schmitz en Stainier (1909) bespreken de geologie van de Kempen aan de hand van enkele steenkoolboringen. Het bestaan van de Tertiaire slenk wordt bevestigd. De boring van Meeuwen wordt besproken en geïnterpreteerd; in deze boring treft men Buntsandstein sedimenten aan op een diepte van 1008 m. Het bestaan van een pakket Trias sedimenten die rechtstreeks op steenkool gelegen zijn wordt bevestigd. Ook het effect van de breuken van Rotem (Heerlerheide) en Neeroeteren (Feldbiss) wordt besproken.

1922 - Briquet geeft een overzicht van de Neogene afzettingen in het noorden van België. Hij maakt een onderscheid tussen het Diestiaan behorende tot het Mioceen en het Scaldisiaan behorende tot het Pliocene. Ze zijn van elkaar gescheiden door de laatste belangrijke tektonische fase in de Alpiene orogenese op het einde van het Mioceen. De grens tussen het Neogeen en het Oligoceen schrijft hij toe aan een vorige fase in de vorming van de Alpen. Het Diestiaan wordt opgedeeld in een marien en een continentaal facies. Het mariene facies bestaat uit de Zanden van Bolderberg, Antwerpen en Diest en het continentale facies komt enkel in het uiterste oosten van de Kempen en het Rijngebied voor. Op een profiel dat loopt over het Kempens Plateau tot in de Roermondslenk, tekent Briquet een reeks breuken aan de oostrand van dit plateau die een verstoring van de lagen teweeg brengen tot in de Quartaire afzettingen. Hij berekent breukbedragen voor het continentale Diestiaan van 120 m en meer.

1923 - Aan de hand van boringen, schachten en steengangen van de steenkoolmijnen komt men tot de vaststelling dat het Kempens Bekken door een reeks breuken doorsneden wordt. Deze breuken hebben over het algemeen een SSE-NNW strekking en hellen gemiddeld 70° naar het oosten of het westen. Een klein aantal breuken staat loodrecht op deze strekking (Renier *et al.* 1925).

1924 - Stainier (1924) geeft een overzicht van de geologie van het Kempens Bekken waarin hij een onderscheid maakt tussen 2 soorten breuken, namelijk de breuken die enkel het Steenkoolterrein lijken aan te tasten en de breuken die vanaf het Paleozoïcum tot in het Quartair te vervolgen zijn. Via deze breuken komen het Steenkoolterrein en de Rode Gesteenten (Perm-Trias-Jura) in de richting van de Roerdalslenk trapsgewijs steeds dieper te liggen. Door de subsidentie van de slenk zijn van beide pakketten steeds jongere lagen gespaard gebleven van erosie. De Paleozoïsche lagen hellen gemiddeld 10°, maar deze helling kan snel groter worden in de buurt van de breuken waar meestal een sterk verstoorde zone aanwezig is.

1941 - In een studie over de westrand van de Roermondslenk vermeldt Grosjean dat langs enkele breuken het basisgrind van het Neogeen over 45 m verspringt. In sommige gevallen zouden deze bewegingen zelfs 20 m bedragen voor de basis van het Quartaire Maasgrind (Grosjean, 1941).

1943 - Stainier geeft een overzicht van de Jura-Trias-Perm afzettingen in de Kempen. In acht boringen had men deze lagen aangeboord. Met de gegevens van deze boringen en die uit Nederland en

Duitsland tracht hij een reconstructie te maken van de afzettingsgeschiedenis en de paleogeografie (Stainier, 1943).

1954 - In dit jaar verschijnt de «Prodrome d'une description géologique de la Belgique», dat een overzicht geeft van de toenmalige geologische kennis van België. Gulinck (in: Calémbert & Gulinck, 1954) behandelt er het lokale Oligoceen en Tavernier (1954) bespreekt het Neogeen en het Quartair. Uit dit overzicht blijkt dat er nog tal van zaken ter discussie staan. Het Diestiaan wordt afhankelijk van de auteur in het Boven-Mioceen of het Onder-Plioceen geplaatst. Ook voor het Bolderiaan bestaat er twijfel: Midden- of Boven-Mioceen?

1959 - De Ridder toont aan dat er ook na het Mioceen nog belangrijke jonge Tertiaire en Quartaire tektonische bewegingen hebben plaatsgevonden in de Roermondslenk. Breukbedragen van meer dan 40 m zijn volgens hem eerder regel dan uitzondering (de Ridder, 1959).

1961 - Legrand situeert het ontstaan van de breuken, die de Roermondslenk begrenzen, bij de opheffing van de Kempen ergens tussen het Lias en het Senoon (Campaniaan). Door de sterke erosie vóór de afzetting van het Krijt zouden de dikteverschillen van de sedimenten van het Perm, Trias en het Onder-Jura verklaard kunnen worden. In de slenken bleven de sedimenten beter bewaard dan op de hoger gelegen horsten zodat het dikteverschil geen gevolg van sedimentatieverschillen zou zijn. Tijdens het Boven-Krijt zou er in de slenk een inverse tektoniek optreden waarbij dit gebied terug opgeperst werd. Hierdoor zijn de sedimenten van het Krijt er minder dik. Vanaf het late Krijt tot het Oligoceen zijn er geen aanwijzingen voor actieve breukwerking. Vanaf het Laat-Oligoceen echter wordt het gebied van de Roermondslenk en zijn onmiddellijke omgeving een tektonisch zeer actief gebied. Ook tijdens het Mioceen en het Quartair blijft de breukwerking actief en zou ze zelfs de loop van de Maas beïnvloed hebben. De subsidentie van de Kempen verklaart hij door een rotatie vermits de helling van de lagen groter wordt naarmate de lagen ouder zijn. De as van deze rotatie plaatst hij ter hoogte van de Demer (Legrand, 1961).

In hetzelfde jaar toont Gulinck (1961) aan dat de grote zandsteenblokken die over een groot deel van de Limburgse Kempen worden teruggevonden, van Miocene ouderdom zijn, en dat ze in de zanden van het continentale Bolderiaan gevormd werden. Eerder plaatste van Ertborn (1901) ze in het Diestiaan, Van den Broeck (1895, 1901) in het Rupeliaan en Delvaux (1886) in het Landeniaan. In 1961 heeft in Gent een symposium plaats over de stratigrafie van het Neogeen waarbij men tracht een duidelijke lithostratigrafie op te stellen voor het Neogeen (Tavernier & de Heinzelin, 1962).

1963 - Voor het zesde Internationale Congres voor Sedimentologie leidt Gullentops een excursie door het Cenozoïcum van België. Hij bespreekt in de excursiegids tal van ontsluitingen en geeft ook korrelgrootte en zware mineralen analyses van de ontsluitingen. Hij bespreekt de groeve van Opitter en herkent in deze groeve 3 lagen. Alhoewel de fossielen niet werden gedetermineerd, herkent hij onderaan het witte zand van Bolderberg, daarboven het zand van Diest en nog hoger een zand van Plio-Pleistocene ouderdom. In de zware mineralen en korrelgrootte analyses komen deze verschillende pakketten zeer goed tot uiting. De bovenste grindlaag plaatst hij in het Quartair (Gullentops, 1963).

1978 - In zijn studie over de geomorfologie van Limburg wijst Paulissen op de tektonisch en klimatologisch bepaalde afzetting van de Vroeg-Pleistocene Rijn- en Maaszanden (Paulissen, 1973, 1978).

1980 - Tys geeft een uitvoerig overzicht van het Carboon en het Perm-Trias-Jura. Hierin bespreekt hij enkele algemene problemen, zoals de ouderdom van de breuken en de tektoniek in het Carboon, en enkele lokale situaties waaronder de Slenk van Roermond en de Horst van Neeroeteren-Rotem. Voor de randbreuken van de Slenk van Roermond stelt hij dat deze een aanhoudende werking vertonen vanaf het Oligoceen, waarbij de verzakking van de slenk aanzienlijke waarden haalt: 200 m in

het Oligoceen, 50 m voor het Mioceen en 180 m in het Pliocene. Hij situeert het ontstaan van de breuken voor het Perm en hij stelt vast dat er weinig reële verschillen bestaan tussen de storingen van het Kempens Bekken en de randbreuken van de Roermondslenk. De belangrijkste storingen zouden na het Lias een herleving gekend hebben (Tys, 1980).

1983 - Op basis van de dikte van de verschillende formaties aan weerszijden van de Feldbiss- en Heerlerheidebreuken, besluit Kuyl tot een inversietektoniek, geactiveerd door de Subhercynische tektonische fase in het Boven-Krijt. Tijdens deze periode werd de slenkvloer opgetild zodat deze een hoog vormde en waar bijgevolg geen Krijtsedimentatie kon plaatsvinden (Kuyl, 1983).

1984 - Uitvoering van de seismische campagne Poppel-Lommel-Maaseik 1984. Seismische interpretatie gekoppeld aan geofysische boorgatmetingen geeft Demyttenaere een overzicht van de post-Paleozoïsche geologische geschiedenis van Noord-België. Voor een aantal belangrijke horizonten in het Belgische gedeelte van de Roerdalslenk worden diepte- en diktekaarten gemaakt (Demyttenaere, 1988; Demyttenaere & Laga, 1988; Demyttenaere, 1989).

1990 - In een overzicht van het Tongeriaan verduidelijkt Gullentops de stratigrafische positie van het continentale Tongeriaan ten opzichte van het onderliggende mariene Tongeriaan en het bovenliggende Rupeliaan. Uit het onderzoek blijkt dat de Tongeriaan zee ondiep was en snel transgredeerde over een vlak gebied dat onderhevig was aan subsidentie. Deze hernieuwde subsidentie in het zuidelijk Noordzeegebied zou volgens Gullentops de latere Oligocene tektonische activiteiten in de Roermondslenk aankondigen (Gullentops, 1987, 1990).

1991 - Een structureel ondiepwater seismisch onderzoek wordt uitgevoerd op de verschillende kanalen in de Kempen. Op een geïnterpreteerd seismisch profiel (De Batist *et al.*, 1991) dat de Zuid-Willemsvaart volgt over de gehele lengte van het kaartblad, werden enkele interessante fenomenen waargenomen. Op het aangrenzende kaartblad Rekem komt een grote verzakking voor aan de breukzone van Rotem (Heerlerheide) en Neeroeteren (Feldbiss). De basis van de Formatie van Diest komt ter hoogte van Bree op een diepte van 500 m te liggen en de basis van de Formaties van Kasterlee en Mol op respectievelijk 150 en 80 m. Ten noorden van de breuk van Bocholt zitten de Formaties van Diest, Kasterlee en Mol op de respectievelijke dieptes van 400, 160 en 110 m. Verder naar het noordwesten komen voorbij de breuk van Reppel, die verschillende opsplitsingen vertoont, de basis van de Formaties van Kasterlee en Mol telkens iets ondieper te liggen.

1992 - De aardbeving van 13.4.1992 te Roermond, magnitude M_s 5.4, betekent de start van een interregionaal onderzoeksprogramma (Meghraoui *et al.*, 2000). Bij een onderzoek naar de subsidentiesnelheid van de randbreuken van de Roerdalslenk werd berekend dat de oostelijke randbreuk (Peelrand) tijdens het Mioceen-Pliocene 0.5 mm per jaar zakte en tijdens het Quartair 0.8 mm per jaar. Voor de zuidwestelijke randbreuken vindt men waarden van 0.015 mm per jaar voor het Oligoceen-Pliocene. De schoksgewijze subsidentie gedurende het Laat-Neogeen en het Quartair zou het gevolg zijn van transversale breukbewegingen (Geluk *et al.*, 1994).

1994 - Synthese van de Geologie van de Kempen van Wouters & Vandenberghe (1994) waarin de verschillende afzettingen en de tektoniek in de Kempen bondig besproken worden.

1995 - Uitvoering van een reeks boringen (project ontworpen door de BGD, gefinancierd door ANRE) in de verschillende tektonische blokken en uitrusting als peilput om de stratigrafische en hydrogeologische karakteristieken in het Belgisch deel van de Roerdalslenk in kaart te brengen (Van der Sluys, 2000). In deze publicatie wordt vooral op basis van de pollenanalyses de Pliocene ouderdom van (een gedeelte van) het Lid van Jagersborg - Kiezeloölietformatie in vraag gesteld en kan eventueel een equivalent van de Formatie van Kedichem aanwezig zijn.

3.3. Geofysisch onderzoek van de gesteenten

Geofysische grootheden karakteriseren sedimentlagen en laten correlaties en kartering in de ondergrond toe. Voor het kaartblad Maaseik konden we op twee geofysische meetmethoden steunen.

3.3.1. Seismisch onderzoek

Kunstmatige schokgolven (dynamiet, hamerslag, vibraties, ...) kunnen een reflectie veroorzaken op het contact van twee lagen met verschillende dichtheid en bijgevolg met een verschillende akoestische impedantie. Vermits de kunstmatig opgewekte golf zich voortplant met een welbepaalde snelheid door de verschillende lagen, kan men door ontvangers op verschillende afstanden te plaatsen, de reflecties op verschillende tijdstippen meten en uiteindelijk een beeld van de ondergrond reconstrueren. Het gebruik van deze techniek bleek bijzonder effectief om de lokalisatie van de breuken te bepalen en om een beeld te scheppen van de diepere ondergrond. Hiervoor werden de resultaten van Demyttenaere en De Batist gebruikt. Voorbeelden hiervan worden bij de breuken gegeven.

3.3.2. Geofysische boorgatmetingen

Door een meetsonde in open boorgaten neer te laten worden op een continue manier fysische eigenschappen gemeten (logging). Indien de geofysische karakteristieken tussen de onderzochte eenheden voldoende verschillen, kunnen op deze manier vrij gemakkelijk de grenzen tussen de verschillende lithologische eenheden afgelijnd worden.

Een der grootheden is de elektrische weerstand die afhankelijk is van de mineralen die in het sediment aanwezig zijn, het watergehalte en de watersamenstelling. De gammastraling wordt geleverd door de ontbinding van radioactieve elementen, isotopen van uranium, thorium en kalium. Deze isotopen kunnen aangerijkt voorkomen in de organische fractie, klei, glauconiet, zware mineralen concentraten of andere specifieke mineralen zoals muscoviet, orthoklaas, fosfaat.

Geofysische boorgatmetingen waren zeer nuttig om in de slenk de verschillende leden van de Kiezeloölietformatie af te lijnen. Dit wordt verder in de tekst toegelicht.

3.4. De diktekaart van het Quartair

3.4.1. Quartaire afzettingen

In het zuiden van het kaartblad worden de laatste afzettingen van het Tertiair rond de Mioceen-Pliocene grens gedateerd. Meer naar het noorden toe, in de slenk, vormen Pliocene zanden, kleien en grinden de jongste niet-Quartaire afzettingen. Vermoedelijk loopt de jongste Tertiaire formatie door in het Quartair: chrono- en lithostratigrafie vallen niet samen.

In het Cromer of Elster tijdvak worden de Maas- en Rijnsedimenten aangetrokken door een hernieuwde werking van de slenkbreuken (meer bepaald de Breuk van Rauw) hetgeen resulteert in de afzetting van de Winterslag Zanden (Maas) en de Lommel Zanden (Maas en Rijn). Beide leden zijn afgezet door een zandrivier met beperkte grindbijmenging. Later worden de Zutendaal Grinden (op het huidige Kempens Plateau; Maas) en de Bocholt Zanden (ten noorden van de Reppel-breuk; Maas en Rijn) afgezet. De Maasafzettingen, hierboven besproken, worden gegroepeerd in de Formatie van As terwijl de afzettingen met Rijninvloed tot de Formatie van Kaulille worden gerekend.

De volgende Quartaire afzettingen, die kunnen voorkomen, worden ondergebracht in de Formatie van Mopertingen. Het zijn de Grinden van Montenaken, Lanaken en Caberg. Verder naar het zuiden (kaartbladen Rekem en Tongeren) bevinden deze zich in terraspositie. Mogelijk komt één van deze grindlagen hier voor aan de basis van de afzettingen in de Maasvallei. We spreken hier pro-forma van Maasvallei, alhoewel ze morfologische bijna niet herkenbaar is. Deze formatie is afgezet tijdens het Saale-glaciaal en wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van Moezelmineralen. Op het einde van het Saaliaan verliest de Maas het bekken van de Moezel, waarna mogelijk de Eisden Grinden zijn afgezet. Indien deze voorkomen bevinden ze zich niet in terraspositie maar in dalbodempositie onder

de Mechelen a/d Maas Grinden, afgezet tijdens het laatste Weichsel-pleniglaciaal. De tardiglaciale Geistingen Grinden zijn wel ingesneden in de oudere afzettingen. Voornoemde dalbodem- en terrasgrinden worden gegroepeerd in de Formatie van Lanklaar. Deze formatie bevat ondergeschikte zand- en leemlenzen en wordt in principe gekenmerkt door de afwezigheid van Moezelmineralen. Tijdens het laatste glaciaal, maar vóór het tardiglaciaal wordt een belangrijk pakket zwaklemige dekzanden afgezet. Deze Dekzanden van Wildert zijn terug te vinden – zij het onregelmatig – over heel het gebied, uitgenomen over het Terras van Geistingen en de Holocene Maasvlakte. Een geomorfologische variant van de Wildert Dekzanden zijn de Windwalzanden van Zammel, opgewaaid uit beekvlakten. Het is niet zeker dat ze voorkomen op dit kaartblad. De dekzanden worden lokaal verstoven tot duinen tijdens het laat-glaciaal (het leemvrije Duinzand van Hechtel). Nog gedurende deze tijdsperiode ontwikkelt er zich een enorme puinkegel daar waar de Bosbeek uit het Kempens Plateau treedt.

Uiteindelijk evolueert de Maas tijdens het Holoceen van een vlechtende rivier met uitsluitend beddinglading naar een rivier met gemengde lading: de Stokkem Grinden, de Mullem Klei en de Heppeneert Leem worden afgezet. Deze Formatie van Leut wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van de Laachersee vulkanische mineralen en is lichtjes ingesneden in de grinden van het Weichsel.

3.4.2. Isopachenkaart van het Quartair

De diktekaart van het Quartair werd uitgetekend op schaal 1:25.000. In tegenstelling tot de andere kaarten van het Vlaams Gewest werd weinig rekening gehouden met de bestaande topografie. Het is namelijk een niet correcte aanname om te stellen dat de dikte en de basis van het Quartair gelijk en egaal zijn. In weinig reliëfrijke gebieden is het eerder aangewezen om op basis van de bestaande informatiepunten – ook al zijn het er weinig – de isopachen te tekenen. In reliëfrijker gebieden met aanzienlijke hoogteverschillen op vrij korte afstand, is men meer verplicht om de huidige contourlijnen te volgen, ten eerste omdat het Quartaire dek er dun kan zijn en ten tweede omdat de hoogteverschillen op korte afstand de variaties in dikte van het Quartair ruimschoots overtreffen.

De dikte wordt bepaald door de aard van de afzettingen, het Tertiaire paleoreliëf en de Quartaire landschapsevolutie. Voor de onderverdeling in klassen werd gekozen voor een geometrische progressie van 3 m met als basis 1 m. Dit betekent concreet dat volgende isopachen terug te vinden zijn: 1 m, 4 m, 10 m, 22 m en 46 m. Naarmate de dikte van het Quartair groter wordt, neemt ook het bereik van de klassen toe. Deze procedure volgt in feite de afname van het aantal gegevens bij dikkere afzettingen waarbij de isopachen minder nauwkeurig getekend kunnen worden. De basis van 1 m is gebaseerd op het gebruik van de bodemkaart. De eerste sprong van 3 m brengt ons bij de gemiddelde diepte van een handboring.

0-1 m

Nergens werden diktes van minder dan 1 m teruggevonden.

1-4 m

Afzettingen met diktes tussen 1 en 4 m bevinden zich op de noordoostelijke steilrand van het Kempens Plateau en enkele steile valleiwallen. Het betreft hier hellingsmateriaal. De middenloop van de Wijshager- en Itterbeek herbergen tevens Quartaire diktes van 1 tot 4 m.

4-10 m

Quartaire afzettingen behorende tot deze klasse zijn terug te vinden in het zuidwestelijke deel van het kaartblad, zowel op het plateau als in het meest zuidelijke blok van de slenk. Het zijn voornamelijk Maas- en Rijnafzettingen (grinden en zanden).

10-22 m

Diktes van het Quartair tussen 10 en 22 m zijn terug te vinden op het Kempens Plateau, tussen de breuken van Grote-Brogel en Bocholt, in de Vlake van Bocholt en in de Maasvlakte. Het gaat tel-

kens om zuivere Maasafzettingen (Kempens Plateau en Maasvlakte) en gemengde Maas- en Rijnafzettingen (Kempens Plateau en slenk). In de Maasvlakte kan het dekzandpakket op sommige plaatsen meer dan 10 m dik zijn.

22-46 m

Quartaire afzettingen met diktes van meer dan 22 m zijn uitsluitend terug te vinden in de slenk. Het zijn Maas-, Rijn-, en eolische afzettingen gebonden aan de werking van de randbreuken van de slenk.

meer dan 46 m

In het uiterste noordwesten van het kaartblad geeft een boring een dikte van meer dan 46 m.

3.4.3. Kaartbeeld van het Quartair

Enkel een deel van de steile oostelijke plateaurand, een aantal steile valleiwanden en een aantal valleien hebben een Quartair dek van minder dan 4 m. Het betreft uiteraard hellingsmateriaal en alluviale sedimenten. Nergens is het Quartair minder dan 1 m dik.

Op het Kempens Plateau is het Quartair gemiddeld tussen de 7 en 15 m dik. Van oost naar west dagzomen achtereenvolgens de Zutendaal Grinden, de Winterslag Zanden en de Lommel Zanden. Een beetje dekzand – dat overigens niet altijd aanwezig is – bedekt de Maas- en Rijnafzettingen. Tussen de breuken van Grote-Brogel (nr. 4) en Reppel (nr. 5 en 8) komt er, hoewel reeds in de slenk gelegen, een zone voor waar het Quartair minder dan 10 m dik is. In het noorden en het zuiden van dit tektonisch blok wordt de isopach van 10 m evenwel overschreden. Lithologisch hebben we hier te maken met de Zanden van Lommel en de Dekzanden van Wildert, lokaal opgeworpen tot duinzanden.

Naar het noordoosten toe wordt het Quartair dikker met een sprong langs de Feldebissbreuk. In de Vlake van Bocholt is het Quartair bijna altijd dikker dan 22 m. De Zanden van Bocholt en de Dekzanden van Wildert maken hier deel uit van het Quartaire pakket. Verder naar het oosten, in de Maasvallei s.s., waar grinden, dekzanden en alluviale lemen het Quartaire pakket opbouwen, bevindt de dikte ervan zich in de klasse tussen 10 en 22 m, soms meer dan 22 m. Op de Mechelen a/d Maas Grinden kan het dekzand meer dan 10 m dik zijn.

Waar de Feldebissbreuk uitwaaiert verloopt de verdikking van het Quartair trapsgewijze per tektonisch blok. In vele gevallen valt de isopach van 22 m samen met de breuklijnen. Ten noorden van de Reppelbreuk komen enkel de Bocholt Zanden voor, samen met wat dekzand. In het uiterste noorden van het kaartblad geeft een boring een dikte van het Quartair aan van meer dan 46 m.

3.4.4. Reliëfkaart van de basis van het Quartair

De basis van het Quartair is in feite een onregelmatig vlak dat geconstrueerd is aan de hand van de topografische hoogte van het contact tussen het Tertiair en het Quartair. De uiteindelijke vorm van dit vlak is het resultaat van de bestaande Tertiaire topografie en Quartaire processen. Op plaatsen met een uitgesproken reliëf zijn de isohypsen parallel getekend met de topografische contourlijnen. Dit is gerechtvaardigd omdat het Quartair op die plaatsen redelijk dun is of tenminste dunner wordt. Op het plateau en in de slenk is geen rekening gehouden met de topografie omdat we daar te maken hebben met dikke afzettingen waarvan de dikte en de basis zeer onregelmatig zijn. Het contactvlak tussen Tertiair en Quartair ligt het hoogst in het uiterste zuidwesten, op het Kempens Plateau, en het laagst in het uiterste noordwesten, in de slenk.

Dit vlak wordt doorsneden door een aantal breuken. Ze zijn zichtbaar als begraven steilranden in de basis van het Quartair. Naar het noorden toe worden de gegevens eerder schaars zodat de exacte ligging van de breuken voor discussie vatbaar is.

3.5. De afgedekte geologische kaart

Een afgedekte geologische kaart is de kaart die men verkrijgt na het denkbeeldig verwijderen van de Quartaire dekmantel en deze kaart levert dus het beeld van de top van het Tertiair. In fig. 5 is de stratigrafische tabel weergegeven waarop de verschillende lithostratigrafische eenheden volgens hun voorkomen in de tijd aangeduid staan.

3.5.1. Lithostratigrafische eenheden

In deze paragraaf worden de verschillende geologische eenheden besproken, die op het kaartblad onder de Quartaire bedekking (subcrop) dagzomen. Deze bespreking gebeurt volgens hun kenmerken, zoals die met terreinwaarnemingen, in enkele goede boringen en in korrelgrootte- en zware mineralenstudies werden bepaald.

Kiezeloölietformatie

De Kiezeloölietformatie bestaat uit vijf leden (van boven naar onder):

Lid van Jagersborg

Het Lid van Jagersborg is het jongste lid en bestaat uit fijne tot grove asgrijze zanden met wat kleiige intercalaties. In de dicht bij elkaar liggende boringen 49W236, 49W237 en 49W238 worden vrij nauwkeurige beschrijvingen gegeven van deze zanden en in twee van deze boringen werden eveneens geofysische boorgatmetingen opgenomen. Het Lid van Jagersborg komt in boring 49W236 voor van 16 m tot 61 m diepte en bereikt hier dus een dikte van 45 m. In de naburige boringen treffen we een gelijkaardige dikte aan. Op de boorgatmetingen is duidelijk de grens te zien met de onderliggende Brunssum I Klei. Volgens J. Van der Sluys, (2000) is het mogelijk dat (een deel van) deze Zanden van Jagersborg reeds van Quartaire ouderdom zijn, als equivalent van de Zanden van Kedichem. Met de beschikbare gegevens lijkt het logischer om voorlopig één lithologisch pakket te behouden en dat pakket de Zanden van Jagersborg te noemen, zonder er onmiddellijk een of andere ouderdom aan toe te kennen.

Brunssum I Klei

De eerste Brunssum Klei bestaat uit donkere ligniteuze klei met lignietlagen. Plaatselijk of aan de basis van het pakket komen fijnzandige laagjes en wortelresten voor.

Zand van Pey

Dit is een matig grof grijs zand, soms met een typische klei-intercalatie van 2 à 3 m dikte in het midden. Het zand is soms wat ligniethoudend. Vooral de inschakeling van dit zandpakket tussen de twee Brunssum kleipakketten is kenmerkend.

Brunssum II Klei

De tweede Brunssum Klei is een zware compacte klei met bruinkoolinschakelingen maar lijkt homogener dan de eerste en bevat slechts enkele fijnzandige laagjes van geringe dikte.

Zand van Waubach

Dit is een grijswitte zeer grindrijke, grofzandige afzetting, rijk aan kwarts.

De Kiezeloölietformatie werd in Nederland gedefinieerd en bestaat hoofdzakelijk uit afzettingen van

TIJD	LITHOSTRATIGRAFIE			LEGENDE	LEGENDE GEOL. KAART 1:40.000
	GROEP	FORMATIE	AANWEZIGE IDENTIFICEERBARE EENHEDEN	LITHOLOGIE	
Pleistoceen		Q			
Pleoceen		MOL	Russendorp Voortheide De Maat Donk	MRu MMh MMa MDo	
		KASTERLEE	Dorgerberg	KDc	
Mioceen		DIEST	Gruitrede	DGr	Diestlaan D
		BOLDERBERG	Opitter Donk Houthalen	BbOp BbGe BbHo	Bolderlaan Bd
Oligoceen	RUPEL	VOORT		Vo	
		EIGENBILZEN		Eg	Rupelaan R2d
		BOOM		Bm	R2c
		BILZEN	Kerniel Kleine Spouwen Berg	BKc BKs BBe	R1d R1c R1b
	TONGEREN	BORGLOON	Alden Biesen Henis	BoOb BoHe	Tongelaan Tp2a Tp2n Tp2m
		ST-H. - HERN	Neerapen Grimmaringen	ShHe ShGr	Tg1d Tg1c
Palaocceen	LANDEN	HANNUT	Grandglise Lincet	HnGr HnL	Landelaan L1d L1c
		HEERS	Gelinden Dorp	HeGe HeDr	Heerslaan Hed Hed
		OPGLABEEK		Op	
		HOUTHEM		He	
Krijt		MAASTRICHT		Ma	Maastrichtlaan M
		GULPEN		Gul	Santenlaan
		VAALS		Va	
Santonlaan		AACHEN ZAND		Ak	Santenlaan
Jura					
Trias					
Perm					
Carboon		WESTFALIAAN			H1b
		NAMURIAAN			H1a
		DINANTIAAN			V Tn
Devoon					Fr
Cambrum-Siluur					

Fig. 5 - Lithostratigrafische tabel van kaartblad (18-10) Maaseik.

Roerdalslenk

TIJD	LITHOSTRATIGRAFIE			LEGENDE	LEGENDE GEOL. KAART 1:40.000
	GROEP	FORMATIE	AANWEZIGE IDENTIFICEERBARE EENHEDEN	LITHOLOGIE	
Pleistoceen		Q	Jagersborg	Kz Ja	
		KIEZELOOLIET	Brunssum I	Kz Bri	
			Zand van Pey	Kz Pey	
			Brunssum II	Kz Bri	
Pliocene			Zand van Waubach	Kz Wb	

de Rijn voordat deze verbinding had met het Alpengebied. Dit zou de witte kleur van de zanden en de overwegend stabiele zware mineraalinhoud moeten verklaren. De dikte van deze formatie in Nederland is vergelijkbaar met de dikte op het kaartblad Maaseik (Doppert *et al.*, 1975).

In boringen met geofysische boorgatmetingen is het mogelijk de verschillende leden van de Kiezeloölietformatie te onderscheiden (zie figuren 6a en 6b). Met boorbeschrijvingen alleen is het niet gemakkelijk om de grenzen tussen de klei- en de zandpakketten nauwkeurig vast te leggen. De dikte van de afzonderlijke leden varieert sterk over het kaartblad, terwijl de totale dikte van de formatie wel min of meer constant blijft (zie profielen). De dikte van het Zand van Jagersborg varieert tussen de 20 en 90 m, van de Brunssum I Klei, het Zand van Pey, de Brunssum II Klei en het Zand van Waubach varieert de dikte respectievelijk tussen 12 en 60 m, 10 en 90 m, 10 en 50 m, 10 en 120 m. Het onderscheid met de onderliggende formatie van Kasterlee is meestal duidelijk.

Formatie van Mol

De Zanden van Mol zijn grove, meestal opvallend witte, zanden die bijna uitsluitend uit kwarts bestaan en om deze reden veelvuldig in de industrie toepassing vinden. Onderaan in deze formatie vinden we het Kwartszand van Mol-Donk, dat zeer goed gesorteerd is maar toch ook wisselingen in grofheid vertoont. De klei is uit deze zanden meestal uitgewassen en de modale doormeter is meestal iets kleiner dan 250µm. Op dit pakket vinden we in de tpeestreek een dunne kleiige horizont en een sprietlaag (spriet is de lokale naam voor bruinkool) die de Spriethorizont van De Maat wordt genoemd.

Boven de sprietlaag ligt een iets grover kwartszand met modale doormeter meestal boven de 250µm, nog beter gesorteerd en met minder wisselingen in grofheid. Dit zand noemt men het Kwartszand van Maatheide. Aan de top van dit zand werd in de ontginning van Maatheide nog een lignietachtige veenlaag aangetroffen: de Lignietlaag van Russendorp.

De dikte van deze formatie neemt toe in westelijke richting van ongeveer 10 m aan de splitsing van de verschillende breuken bij Bree tot 100 m aan de westrand van het kaartblad. Deze diktes lijken vrij goed overeen te komen met die op het kaartblad Mol. Het verschil met de Kiezeloölietformatie bestaat hierin dat er in de slenk hoogstwaarschijnlijk nog een jonger pakket aanwezig is (Lid van Jagersborg) dat boven de Brunssum I Klei ligt, die overeen zou kunnen komen met de Lignietlaag van Russendorp. De totale dikte van de Kiezeloölietformatie (ongeveer 200 m) overtreft die van de Formatie van Mol (10 à 100 m) vermits in de zakkende slenk meer ruimte werd gecreëerd waar afzetting kon plaatsgrijpen. Op de geologische kaart en in de profielen was het niet mogelijk om de verschillende leden van de Formatie van Mol te onderscheiden omwille van onvoldoende gedetailleerde boorbeschrijvingen.

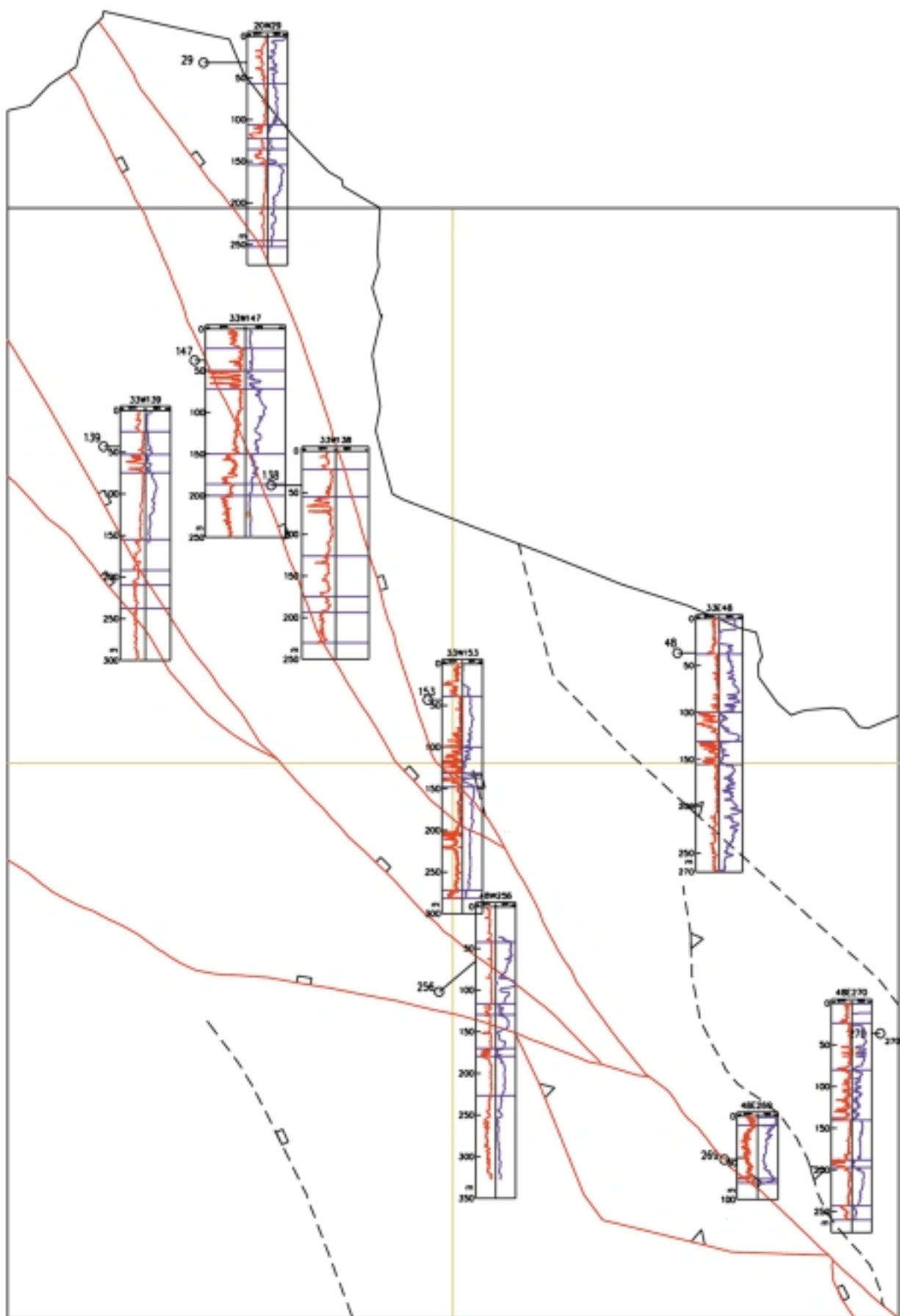


Fig. 6a - Lokalisatie van de gelogde boringen op de deelkaartbladen 33 en 48. In het rood de gamma-straling (links), in het blauw de resistiviteit (rechts).

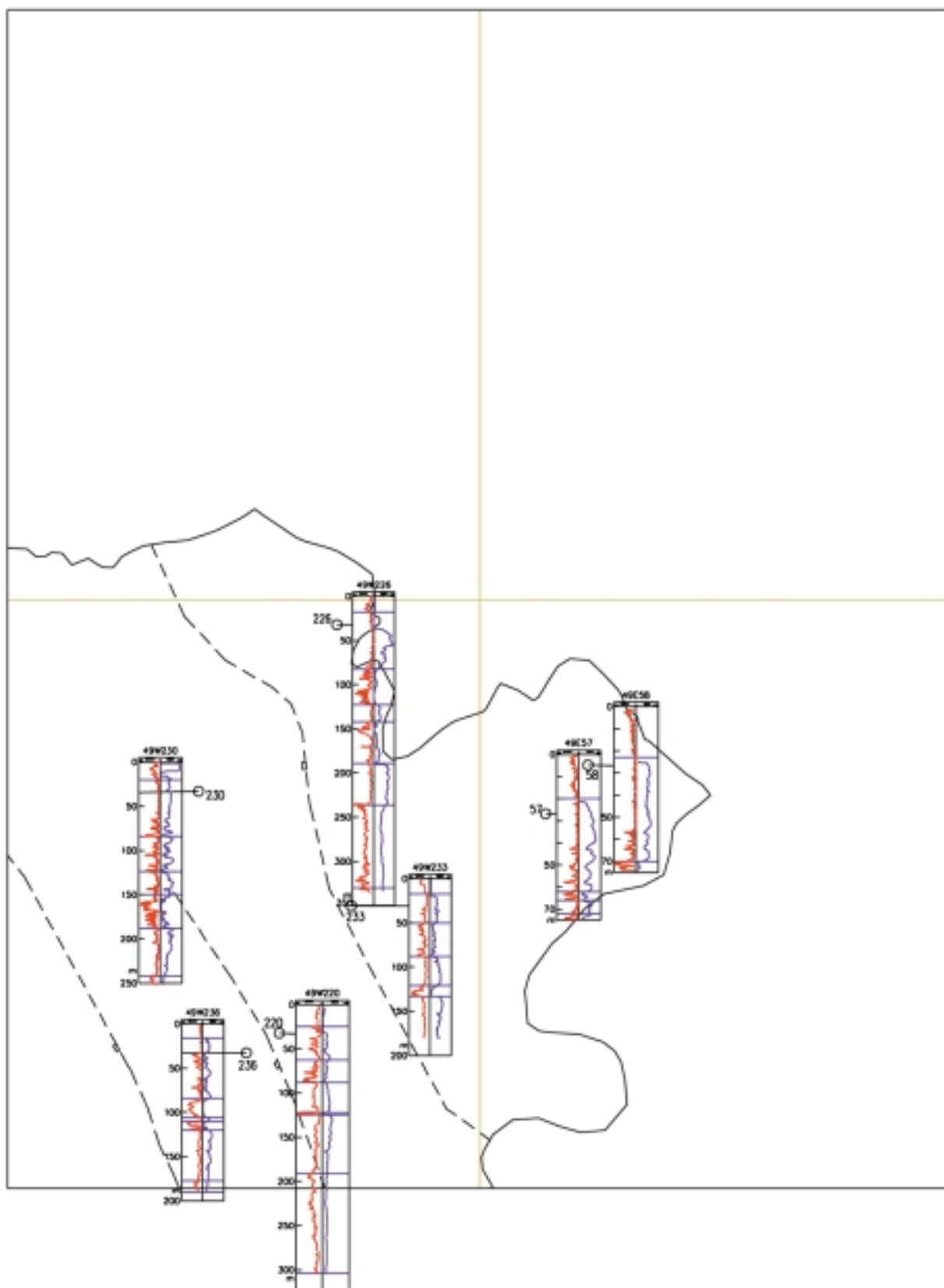


Fig. 6b -Lokalisatie van de gelogde boringen op de deelkaartbladen 34 en 49. In het rood de gamma-stralingscurve (links), in het blauw de resistiviteitscurve (rechts).

Formatie van Kasterlee

Het is een vrij goed gesorteerd zand met een modale doormeter rond 170µm. Het is licht glauconiethoudend (5 à 20%), zeer rijk aan toermalijn en metamorfe mineralen (30 à 40%) en het gehalte aan zirkoon bedraagt eveneens 30 à 40%. Dit gehalte aan zirkoon is het grote verschil met de Zanden van Kasterlee in de typelokaliteit en daarom lijkt het ons aangeraden om er een nieuw lid van te maken. Er werd gekozen voor de naam 'Zanden van Dorperberg' omdat in Opoeteren-Dorperberg deze formatie mooi ontsloten is (Buffel *et al.*, 2000).

In boorbeschrijvingen is het meestal onmogelijk om de grens tussen de Formaties van Kasterlee en Diest te bepalen. In de slenk is de totale dikte van de Formaties van Kasterlee en Diest veel dikker (250 à 300 m in het meest noordoostelijke punt van de kaart) dan buiten de slenk (ongeveer 150 m). Het is echter onmogelijk om te zeggen welke van de twee formaties de grootste verdikking vertoont omdat het ook hier moeilijk is om de grens tussen de twee formaties te bepalen. De dikte van de zanden wordt bepaald door het wisselende erosieniveau van de basis. Ook de tektonische werking aan de rand van de slenk heeft een invloed gehad op de dikte van de formatie. Volgens de kanaleniseismiek zou de grootste dikte van de Formatie van Kasterlee voorkomen in de buurt van Bocholt waar ze 150 m zou bedragen.

Formatie van Diest

Van de Formatie van Diest is op dit kaartblad een lid aanwezig dat verschillend is van het typische Diest Zand omdat deze zanden niet meer in de geul van Diest afgezet zijn maar aan de rand van de geul. Aan deze zanden wordt de naam 'Lid van de Molen van Gruitrode' gegeven omdat reeds in het begin van deze eeuw deze zanden beschreven werden aan de Molen van Gruitrode door Mourlon (1898-1899).

De Zanden van de Molen van Gruitrode zijn slecht gesorteerde glauconietrijke (15 à 45%) halfgrove zanden waarvan de modale doormeter schommelt rond 250µm. Ze zijn zeer rijk aan zirkoon (tot 55%) maar armer aan toermalijn en metamorfe mineralen dan de bovenliggende Dorperberg Zanden. Ze bevatten minder granaat en meer toermalijn dan de Zanden van Diest. Ook de aanwezigheid van wormgangen is typisch voor deze afzetting. Fossielen zoals *Ostrea edulis*, *Cardium decorticatum*, *Cyprina islandica*, *Cerithium trilineatum* ... zijn waargenomen in deze zanden. Doordat de basis van deze afzetting zeer erosief was zijn de dikteverschillen relatief groot. Nabij de as van de geulen kan de dikte oplopen tot meer dan 100 m terwijl die op andere plaatsen slechts 10 m zou bedragen. Wanneer het glauconiet verweerd is tot roestkleurige ijzerzanden, ontstaan ijzerzandsteenbanken die als bouw materiaal gebruikt werden. Aan de basis van deze zanden kunnen herwerkte schelpen van het Bolderiaan gevonden worden. Dit is goed te zien in de groeve van Opitter.

Over de dikte van deze formatie kunnen we zoals hoger vermeld weinig zeggen. De erosiegeul van Diest is in het randgebied van de slenk afwezig en de dikte wordt bepaald door de erosie van het basisvlak en de subsidentie in het randgebied.

Formatie van Bolderberg

De Formatie van Bolderberg bestaat op het kaartblad uit drie leden en de dikte van deze formatie varieert rond de 100 m buiten de slenk en rond de 250 m in de slenk (meest noordoostelijke punt van de kaart, 2 diepe boringen).

Lid van Opitter

Het Lid van Opitter is het jongste lid en werd enkel aangetroffen in ontsluiting in het Hoog van Bree. Vóór de kartering van dit kaartblad werd dit lid niet onderscheiden maar omdat dit zand sterk afwijkt

van de Zanden van Genk werd besloten om er een nieuw lid van te maken. Het bestaat uit micarijke, fijne, zeer goed gesorteerde zanden met een modale doormeter rond 150µm. Het is rijk aan toermalijn en metamorfe mineralen. Ook het zirkoongehalte is met 55% vrij hoog. De aanwezigheid van glauconiet is zo goed als nihil. Als typelocaliteit wordt de oude groeve van Opitter voorgesteld (zie excursiegids) waar dit Lid van Opitter mooi ontsloten is en gelegen onder de Formaties van Kasterlee en Diest.

Lid van Genk

Het Lid van Genk wordt onderverdeeld in 2 pakketten die gescheiden worden door het Grind van Opgrimbie.

Boven het Grind van Opgrimbie (BbGe a):

Dit pakket is gekenmerkt door witte, zeer zuivere, middelmatige tot grofkorrelige zanden. Enkel helemaal aan de top is het zand licht glauconiethoudend. Bovendien vertoont het zand aan de top vaak een gekruiste gelaagdheid. In dit pakket vinden we geen echte lignietlagen terug maar zijn er op sommige plaatsen wel paarsbruine (organisch rijke) zandlaagjes te herkennen. Verspreid zijn er enkele grindhorizonten en/of grove hoekige kwartsen aanwezig. De zware mineralen bestaan voor 70% uit zirkoon terwijl toermalijn en de metamorfe mineralen samen zowat 20% vertegenwoordigen.

Onder het Grind van Opgrimbie (BbGe b):

Dit pakket is gekenmerkt door fijne en middelgrote, gelige tot asgrijze zanden, vaak met grove glimmers. In dit pakket zijn er wel ligniet- of houtachtige laagjes aanwezig. Tussen de 2 belangrijke lignietlagen komt een tussenpakket voor dat bestaat uit middelgrote, asgrijze zanden met lignietbrokjes en veel grove glimmers. Bovendien komen er kleine schuine gelaagdheden in voor en enkele kleine bruine kleilensjes. Onder de ligniet- of houtlagen kunnen verkiezelde kwartsietische zandsteenbanken voorkomen evenals spierwitte zanden (Maasmechelen Zilverzand) die van alle ijzer-oxiden zijn ontdaan. De zware mineralen onder het Grind van Opgrimbie zijn minder uitgesproken en bestaan voornamelijk uit toermalijn en hoornblende.

Lid van Houthalen

Het Lid van Houthalen is een glauconietrijk en micahoudend bruingroen tot zwartgroen kleiig fijn zand met (grote) schelpen en vanden. Aan de basis wordt meestal een grind aangetroffen dat vooral bestaat uit zwarte vuursteenkeien en af en toe fosfaatconcreties.

Dit lid heeft op dit kaartblad een dikte van ongeveer 50 m buiten de slenk en dit is in overeenstemming met wat op het kaartblad Hasselt werd waargenomen, namelijk een verdikking in noordoostelijke richting.

De ondergrens van de Formatie van Bolderberg is een erosieoppervlak en uit de kanalen-seismiek blijkt dat de dikste afzettingen van deze formatie voorkomen ter hoogte van Bocholt waar ze 250 m zouden bedragen. De dikte zou ook bepaald worden door de tektonische activiteit in het randgebied van de slenk.

In Nederland zijn de Formaties van Bolderberg, Diest en wellicht ook een gedeelte van Kasterlee in één Formatie ondergebracht, nl. de Formatie van Breda (Zagwijn & Van Staalduinen, 1975 – Van Adrichem Boogaert & Kouwe, 1997).

3.5.2. Kaartbeeld

Op fig. 7 is de geologische kaart weergegeven. In de onderstaande paragrafen zullen de verschillende afzettingen die op deze kaart te zien zijn besproken worden.

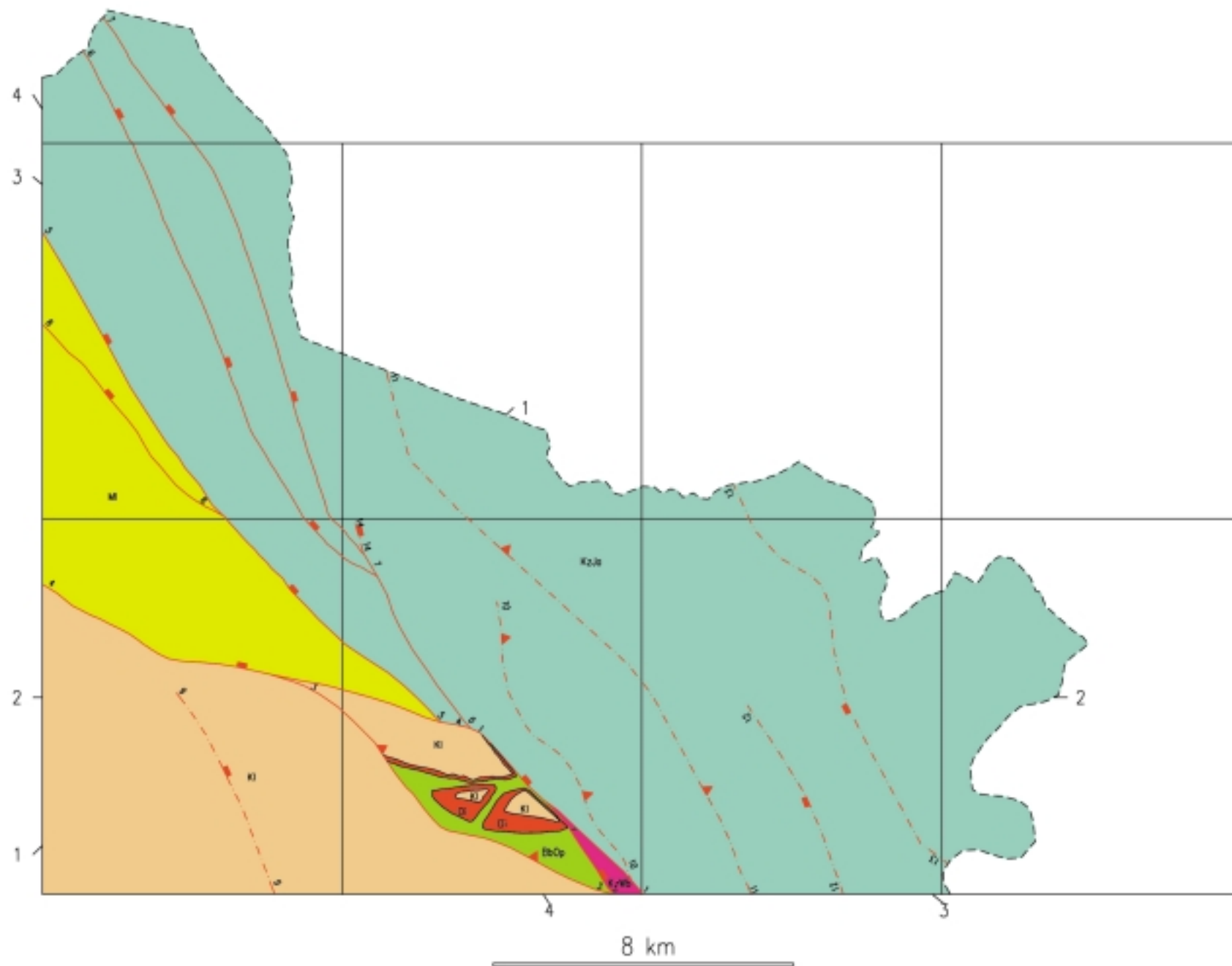


Fig. 7 - Geologische kaart van kaartblad (18-10) Maaseik.

3.5.2.1. Afzettingen

De oudste dagzomende formatie is die van Bolderberg. Deze formatie dagzoomt enkel in het Hoog van Bree onder de vorm van het Lid van Opitter. Mourlon (1898) observeerde in 1898 reeds deze witte Bolderberg Zanden onder een dun pakket Kasterlee en Diest Zanden aan de Molen van Gruitrode. Dit lid is mooi ontsloten in de groeve van Opitter (Gullentops, 1963). Gullentops en Huyghebaert (1999) geven een goede beschrijving van de sedimentologie en stratigrafie van deze afzettingen. De jong Tertiaire activiteit van de zuidelijke breuk van het Hoog van Bree, noodzakelijk om deze witte zanden op deze hoogte te brengen, werd tot nu toe niet in beschouwing genomen (Demyttenaere 1989, Langenaeker 1998). Rossa (1986) herkent wel een geleidelijk afnemende inversie-activiteit in het Tertiair. Op basis van de boorbeschrijvingen en terreinwaarnemingen gaan we er vanuit dat de zuidelijke breuk van het Hoog van Bree tot in het Boven Pliocene invers gewerkt heeft (zie hiervoor de discussie bij de paragraaf breuken) en op die manier de lagen, die buiten het Hoog van Bree op grotere diepte, liggen naar boven gebracht heeft.

Ten zuiden van de breuk van Grote-Brogel en de zuidelijke breuk van het Hoog van Bree dagzoomt de Formatie van Kasterlee. Ten noorden van deze randbreuken van de slenk dagzomen jongere formaties: de Formatie van Kasterlee zit veel dieper en is er veel dikker. Dit geldt in grote mate ook voor de andere Jong Tertiaire formaties. Op het westelijk aangrenzend kaartblad Mol was het niet mogelijk om in het zuidoostelijke deel van het kaartblad de grens tussen de dagzoom van de Formaties van Kasterlee en Diest vast te leggen, maar vermits de kartering van het kaartblad Maaseik en het zuidelijk aangrenzende kaartblad Rekem gelijktijdig is gebeurd, konden we met vrij veel zekerheid de grens tussen deze formaties vastleggen op het kaartblad Rekem. De grens ligt dan veel meer zuidwaarts dan men vermoedde op het kaartblad Mol maar dit is niet zo verwonderlijk vermits we in de buurt zijn van de zakkende slenk die de grens tussen Kasterlee en Diest in oostelijke richting steeds verder zuidwaarts doet verplaatsen omdat de zee langs deze subsidentiezone verder kon transgrederen.

Tussen de breuken van Grote-Brogel en Reppel dagzoomt de Formatie van Mol. In deze zone kunnen we een eerste trap van de zakkende slenk terugvinden en het is om deze reden dat hier de Zanden van Mol werden afgezet in een estuarien getijdenmilieu en in het hoger gelegen deel ten zuiden van de Grote-Brogel breuk niet meer.

Vanaf de breuk van Reppel zien we in noordoostwaartse richting de Kiezeloölietformatie dagzomen. De meest logische verklaring voor de Kiezeloölietformatie is te stellen dat ze grotendeels een lateraal equivalent is van de Formatie van Mol. In de slenk worden dikkere pakketten afgezet omdat er meer ruimte wordt vrijgemaakt door de sterkere subsidentie. Het Zand van Mol-Donk is volgens deze hypothese te correleren met de zanden van Waubach en de Spriet van de Maat met de Brunssum II Klei. Het Zand van Maatheide en de Ligniet van Russendorp komen respectievelijk overeen met de Zanden van Pey en de Brunssum I Klei. Voor de Zanden van Jagersborg zijn twee verklaringen mogelijk. Ofwel zijn ze te beschouwen als een lateraal tijdsequivalent van het jongste lid van de Formatie van Mol dat enkel in de slenk werd afgezet, ofwel is het een jongere afzetting dan de Zanden van Mol en zijn ze eventueel een lateraal equivalent van de Zanden van Merksem. Het is ook mogelijk dat deze zanden, of althans een deel ervan, tot het Quartair gerekend kunnen worden.

Een andere hypothese voor de vorming van de Kiezeloölietformatie zou zijn dat ze in de tijdsperiode tussen de Zanden van Kasterlee en de Zanden van Mol afgezet zijn. Dit lijkt weinig waarschijnlijk omdat het toch over een dik pakket sedimenten gaat die dan in een relatief korte tijdsperiode moeten afgezet zijn. Onze voorkeur gaat dus uit naar de eerste hypothese.

3.5.2.2. Breuken

De breuken die dagzomen op het kaartblad Maaseik (volle lijn op de geologische kaart) vormen de zuidwestelijke begrenzing van de Roerdalslenk. Ze hebben een noordwest-zuidoost oriëntatie en het grote verschil met de noordoostelijke begrenzing van de Roerdalslenk, die gevormd wordt door de Peelrandbreuk, ligt in het feit dat de zakking in verschillende trappen gebeurt. De slenk is gevormd in vier fasen. Reeds tijdens het Paleozoïcum kende de slenk en het aangrenzend gebied een grotere subsidentie zonder dat er echt van slenkvorming sprake kon zijn. In een tweede fase, de Kimmerische fase (einde Jura), werd de slenk een actieve zakkingszone terwijl het zuidelijk gebied met het Massief van Brabant werd opgeheven. In de derde, Subhercynische, fase (einde Krijt) werden de gebieden die zakten tijdens de Kimmerische fase opnieuw en in mindere mate opgeheven. In de vierde, Laat Tertiaire, fase werden de initiële (Kimmerische) bewegingen opnieuw hervat. In paragraaf 3.6. wordt besproken welke invloed de breuken hebben op de verbreiding van de lagen in de diepere ondergrond.

De Feldbissbreuk (nr. 1 op de geologische kaart) vormt samen met zijn verlengde, de breuk van Reppel (nr. 5), de zuidwestelijke begrenzing van de Roerdalslenk. Vanaf het (Midden-) Pliocene werd ten noorden van deze breuken de Formatie van Kasterlee en de Kiezeloölietformatie afgezet terwijl ten zuiden ervan de Formaties van Kasterlee en Mol werden afgezet. Langs de Feldbissbreuk bevindt zich de grootste sprong van de basis van het Tertiair namelijk meer dan 400 m afzakking in noordoostelijke richting. Aan de oppervlakte is deze breuk te zien als de steilrand van Opieter of zijn verlengde in de Maasvallei, de steilrand van Bichterweert (Paulissen *et al.*, 1985), die een zakking voor de basis van het Quartair veroorzaakt van minstens 10 m (Paulissen, 1973).

Ter hoogte van Bree splitst de Feldbissbreuk zich op en vormt op die manier drie nieuwe breuken: de breuken van Grote-Brogel, Reppel en Bocholt. De meest zuidelijke van deze breuken, de breuk van Grote-Brogel (nr. 4), is duidelijk in het reliëf te vervolgen. Deze breuk vormt de grens tussen de dagzoom van de Formaties van Mol en Kasterlee. In het verlengde van de Feldbissbreuk ligt de breuk van Reppel (nr. 5) die volgens de De Batist *et al.* (1991) een daling in noordoostelijke richting teweegbrengt in de Formaties van Kasterlee, Diest, Bolderberg en Voort van respectievelijk 30, 20, 75 en nogmaals 75 m. De belangrijkste tektonische activiteit langs deze breuk zou volgens De Batist *et al.* plaatsgevonden hebben voor de insnijding aan de basis van Diest. Breuk nr. 8 is een aftakking van de breuk van Reppel en deze breuk vertoont eveneens een zakking in NE richting voor de basis van de Formatie van Mol. Ook tijdens het Quartair moet deze breuk nog gewerkt hebben zoals we kunnen zien op de basis- en diktekaart van het Quartair. De derde breuk die ontstaat bij de opsplitsing, is de breuk van Bocholt (nr. 6). Tijdens het Onder- en Boven-Pliocene heeft er een belangrijke tektonische activiteit plaatsgehad langs deze breuk en gedurende het Mioceen kon men spreken van een inverse tektoniek. Breuk nr. 7 is een opsplitsing van de breuk van Bocholt die gelijkaardige karakteristieken heeft en gekend is als de breuk van Hamont.

De breuk van Op den Berg-Heerlerheide (nr. 2) is net in het uiterste zuiden van het kaartblad gelegen. De basis van het Tertiair vertoont langs deze breuk een zakking van 100 à 200 m in noordoostelijke richting. Voor het Carboon schat men deze zakking naargelang de plaats op 400 tot 800 m (Bouckaert *et al.*, 1981).

Breuk nr. 3 is de zuidelijke breuk van het Hoog van Bree. Deze breuk is een opschuivingsbreuk die helt in oostelijke richting; ten zuidwesten van deze breuk zijn de verschillende lagen op grotere diepte aanwezig dan in het Hoog van Bree zelf. In het Tertiair moet deze breuk nog gewerkt hebben vermits de dikte van de Formatie van Diest veel kleiner is ten noorden van deze breuk dan ten zuiden ervan. Als gevolg hiervan is het Lid van Opieter van de Formatie van Bolderberg zeer ondiep terug te vinden in het Hoog van Bree. In de groeven van Opieter en Roes en aan de Molen van

Gruitrode kan men het witte Bolderberg Zand in ontsluiting zien (zie excursie). Om er zeker van te zijn dat dit witte zand geen faciesverandering is in de Formatie van Kasterlee, werden korrelgrootte en zware mineralen analyses uitgevoerd. Ook werden handboringen uitgevoerd waaruit bleek dat dit witte zand dezelfde karakteristieken behield over meer dan 6 m in Roes en Opitter. Op de seismische secties is duidelijk te zien hoe de breuk heeft gewerkt tot het Vroeg-Tertiair, maar ook in het Laat-Tertiair is het mogelijk deze breuk in te tekenen. De sprong, die de breuk moet overbruggen om het diepteverschil – in en buiten het Hoog van Bree – van de basis van de Formatie van Kasterlee te verklaren, kan uitgelegd worden door de aanwezigheid van een jonger lid van de Formatie van Bolderberg in het Hoog van Bree (Lid van Opitter). Indien dit lid een dikte heeft van ongeveer 20 m, dan wordt de breukwerking gecompenseerd door de dikte van het jongere Lid van Opitter waardoor seismisch geen duidelijke breukverschuiving werd waargenomen. Een geologische verkenning-boring in het Hoog van Bree zou kunnen helpen om de geheimen van dit Hoog van Bree verder te ontcijferen.

De andere breuken verstoren de top van het Tertiair niet meer en beïnvloeden dus het uitzicht van de kaart niet, maar toch worden ze bondig besproken. Breuk nr. 9 is de breuk van Dorne en deze breuk heeft een noordoostelijke zakking van 100 m veroorzaakt voor de Formaties van Bolderberg en Voort. Breuk nr. 10 is de tweede opschuivingsbreuk die op het kaartblad voorkomt en deze verstoort het verloop van de verschillende lagen in de Kiezeloölietformatie. Op de seismische secties zien we dat deze breuk naar het oosten helt, maar vermits de lagen in het blok ten oosten van de breuk hoger liggen dan diegene in het blok ten westen ervan, gaat het hier om een opschuivingsbreuk. Hetzelfde geldt voor breuk nr. 11, die de breuk van Elen genoemd wordt. Op het kaartblad Rekem zien we dat deze breuk een aanzienlijke zakking naar het oosten veroorzaakt terwijl we op het kaartblad Maaseik zien dat de lagen ten oosten van de breuk hoger liggen dan de lagen ten westen ervan. Deze breuk is dus op het kaartblad Maaseik een opschuivingsbreuk die via een kantelpunt overgaat in een normaalbreuk op het kaartblad Rekem. Door een gebrek aan voldoende gegevens kunnen we echter niet de plaats van dit kantelpunt bepalen. Voor breuk 12 en 13 (breuk van Maaseik) kunnen we enkel zeggen dat ze een zakking veroorzaken in westelijke richting en zo de interne structuur van de Kiezeloölietformatie verstoren. We moeten hier echter wel opmerken dat aan de basis van het Lid van Waubach maar een kleine sprong waar te nemen valt zodat men zou kunnen denken dat hier geen breuk gewerkt heeft. Het uitvlakken van het breukbedrag naar onder toe zou echter ook juist een indicatie kunnen zijn dat ook deze breuk een inversiebeweging ondergaan heeft. Omwille van het feit dat in de bovenliggende leden wel een verstoring te zien is en dat deze breuken in de diepere ondergrond op seismische secties herkend werden, leek het toch aangeraden deze breuken in te tekenen (zie profiel 2 en 3).

3.6. De diepere ondergrond

Vermits er enerzijds onvoldoende diepe boringen zijn en anderzijds de lagen van het Perm-Trias-Jura en Carboon zeer diep zitten in de slenk is bespreking van de diepere ondergrond vooral gebaseerd op bestaand seismisch onderzoek.

3.6.1. Carboon

De Carboon-gesteenten die in Nederlandse boringen in de Roermondslenk werden aangetroffen, zijn aan de top van Westphaliaan C ouderdom en vormen tezamen een pakket van ongeveer 2500 m dikte. Uit de regionale geologie kan men afleiden dat hieronder nog een 2000 m dik Namuriaan- en Dinantiaan-pakket aanwezig is (Geluk *et al.*, 1994). Men kan weinig zeggen over de dikte en samenstelling van de onderliggende Devoon-sequentie vermits deze reeds zeer diep (min. 6.5 km) in de ondergrond zit. In het Kempens Bekken aan de rand van de slenk bevatten de Westphaliaan-afzettingen nog een bijkomende 500 m Westphaliaan D onder de Asturische discordantie. De vervorming van

de Carboon-afzettingen wordt ten noorden van het Variscisch front grotendeels beperkt tot een scheefstellen en opbreken van de lagen door normaalbreuken.

3.6.2. Perm - Trias - Jura

Sedimenten van Perm- tot Jura-ouderdom zijn bewaard gebleven in het noordoostelijk deel van het Bekken van de Kempen. Het Zechstein in de Kempen is slechts enkele tientallen meters dik en werd in een ondiep marien milieu afgezet boven een residueel conglomeraat mogelijk herwerkt uit de Boven-Rotliegendegroep (0 tot 10 m) die zelf de Carboon-sedimenten afsnijdt. In het Trias domineren de rode continentale Buntsandstein-afzettingen, gevolgd door eerder lagunaire Muschelkalk- en Keuper-sedimenten. De afzettingen van het Onder-Trias hebben het grootste aandeel met ruim 950 m sedimenten in de slenk. De afzettingen van het Midden- en Boven-Trias hebben een dikte van 160 tot 250 m. Het Jura in het Bekken van de Kempen wordt gevormd door mariene, soms kalkhoudende kleistenen die slechts in de Roerdalslenk bewaard zijn gebleven (ca. 600 m). Het is in de slenk die zich tijdens het Jura en het Onder-Krijt ontwikkelde, dat de lagen van het Perm- Trias- Jura grotendeels van erosie gespaard bleven. Daarom wordt ook de meest volledige sequentie in de Roerdalslenk zelf teruggevonden.

3.6.3. Krijt

Het hiaat tussen het Midden-Jura en het Boven-Krijt is gebonden aan de Laat-Kimmerische tektonische fase waarbij opheffing en erosie optrad. Omwille van de Subhercynische inversietektoniek in de slenk, die minstens actief was vanaf het Vroeg-Campaniaan, werden in de slenk een groot deel van de Krijt-sedimenten niet afgezet. Buiten de slenk is er nog een extra detritische influx tengevolge van erosie van de opgeheven slenk zodat het pakket Boven-Krijt-sedimenten met een dikte van ruim 200 m vooral naar onder toe sterk zandig is. Ten zuiden van de Feldbissbreuk werd de Formatie van Vaals afgezet die bestaat uit fossiel- en glauconiethoudend silt met klei- en mergellaagjes. In die periode vormde de slenk nog steeds een hoger gelegen gebied zodat hier geen afzetting gebeurde. De Formatie van Gulpen bestaat uit een afwisseling van zandige mergels en zandig krijt. De omhoog gestuwde Roerdalslenk werd in deze periode nog steeds geërodeerd. Pas vanaf de afzetting van de Formatie van Maastricht wordt in het gehele bekken een echte krijtsedimentatie teruggevonden zodat ook in de Roerdalslenk een 25 m dikke krijtlaag wordt aangetroffen. Pas in het Laat-Maastrichtiaan is de Subhercynische inversiebeweging tot stilstand gekomen (Dusar *et al.*, 1987; Bless *et al.*, 1993; Bless, 1991). Voor een uitvoerige beschrijving van de lithologie en stratigrafie van het Krijt en het Vroeg-Tertiair wordt verwezen naar Felder (1988a,b), Felder *et al.* (1985) en Felder (1994).

3.6.4. Cenozoïcum

De oudste afzettingen uit het Tertiair zijn van Onder-Paleocene ouderdom. Het zijn de kalkarenieten van de Houthem Formatie die een dikte van ongeveer 30 m hebben. De dikte van deze formatie is in en buiten de slenk praktisch even groot wat er op wijst dat de tektonische activiteit toen zeer gering was. Boven deze kalkarenieten werden vervolgens 60 m continentale zanden en klei van de Midden-Paleocene Opplabbeek Formatie afgezet. De dikte van dit pakket is het grootst in de slenk wat duidt op zakking. In het Midden- en Boven-Paleoceen worden de zanden, mergels en klei van de Heers Formatie en Landen Groep afgezet.

In het Vroeg-Tertiair treden er kleine inversie bewegingen op in het oostelijk deel van het Kempens Plateau (Rossa, 1986). Tijdens het Laat-Paleoceen en het Eoceen ontstaat een groot hiaat.

In het Oligoceen wordt het zand en de klei van de Rupel Groep (Formaties van Bilzen, Boom en Eigenbilzen) afgezet met een dikte van ongeveer 150 m. Op dit moment heerst er een extensie-regime waarbij de breuken sprongen van om en bij de 20 m vertonen (Demyttenaere, 1989). Vanaf het Boven-Oligoceen versnelt de subsidentie van de slenk (Demyttenaere, 1989; Geluk, 1990). De dikte van de Veldhoven Formatie bijvoorbeeld bedraagt 350 m in de slenk, hiervan zijn 200 m

Voort sedimenten en 150 m Veldhoven Klei. In het Mioceen, het Pliocene en het Quartair vindt de sedimentatie vooral in de slenk plaats zodat hier ook de dikste sedimentpakketten terug te vinden zijn.

3.7. De geologische doorsneden

3.7.1. Algemeen

Bij de kaart horen vier profielen die zo georiënteerd zijn dat de beste boringen (met boorgatmetingen of dieper) zo dicht mogelijk bij de profiellijn liggen. Deze schikking van de profielen (fig. 8) werd als het meest aangewezen beschouwd om een zo goed mogelijk driedimensionaal beeld van de ondergrond te verkrijgen. Op de profielen zijn naast het Quartaire dek, niet ingekleurd op de afgedekte geologische kaart, alle formaties ingetekend die volgens de boorbeschrijvingen onderscheiden konden worden. Ook de formaties die in de ondergrond wel voorkomen maar niet op het kaartblad dagzomen, werden op de profielen ingetekend.

Er werden twee noordwest-zuidoost profielen (3 & 4), één oost-west (2) en één noordoost-zuidwest profiel (1) getekend. Er werd voor deze schikking gekozen om hogervermelde reden en omdat op deze manier een doorsnede door het Hoog van Bree kon gemaakt worden en een goed beeld van de geleidelijke zakking van de slenk naar het oosten toe verkregen kon worden. Profiel 3 geeft het verloop van de lagen min of meer parallel aan de strekking van de lagen weer.

Als lengteschaal voor de profielen werd dezelfde schaal als voor de afgedekte geologische kaart gebruikt (1: 50.000). Zodoende kan de gebruiker de profielen rechtstreeks op de kaart leggen en lokalisaties langs de profiellijn zonder omrekeningen overbrengen. Vermits de helling van de formaties van het Tertiair vaak heel gering is werd een hoogteoverdrijving van 25 ingevoerd in de verticale schaal (verticale schaal 1:2000). De geometrische verhoudingen blijven hierdoor beperkt tot het beter visualiseren van de verschillende hellingen zonder dat er echte visuele artefacten ontstaan die de gebruiker zouden kunnen misleiden.

3.7.2. Bespreking

3.7.2.1. Profiel 1

Profiel 1 is een zuidwest-noordoost georiënteerde doorsnede en loopt van 1.25 km ten noorden van de SW-hoek van het kaartblad in NE richting. Het profiel loopt door de lokaliteiten Ellikom en Bocholt (fig. 9).

We kunnen op dit profiel zes breuken waarnemen waarvan er vier de top van het Tertiair doorsnijden en dus als volle lijn op de geologische kaart ingetekend zijn. De andere twee breuken doorsnijden de top van het Tertiair niet en werden dus als een onderbroken lijn ingetekend. De meest zuidelijke breuk van Dorne (nr. 9) verplaatst de basis van de Formatie van Kasterlee ongeveer 15 m. De volgende breuk, die we iets noordelijker aantreffen, is de breuk van Grote-Brogel (nr. 4) en deze vertoont reeds een grotere sprong, namelijk ongeveer 70 m. Ten noorden van deze breuk treffen we de Zanden van Mol aan, ten zuiden de Formatie van Kasterlee - Zanden van Dorperberg. Deze breuk kan ook waargenomen worden op profiel 2 en 4. De derde, vierde en vijfde breuk die op het profiel ingetekend werden zijn de breuken van Reppel (nr. 5) en Bocholt (nr. 6 en 7). Omdat we niet juist weten wat er gebeurt tussen deze twee breuken werd besloten om het gebied tussen deze breuken open te laten. Ten noorden van de derde breuk dagzoomt de Kiezeloölietformatie. Op profiel 2 is deze breuk terug waar te nemen. De zesde breuk die doorsneden wordt (nr. 11, breuk van Elen) vertoont een sprong voor de Zanden van Pey en de Brunssum II Klei. Ook de top van de Zanden van Waubach verspringt ongeveer 25 m. Opvallend is dat de top van de Formatie van Kasterlee praktisch niet

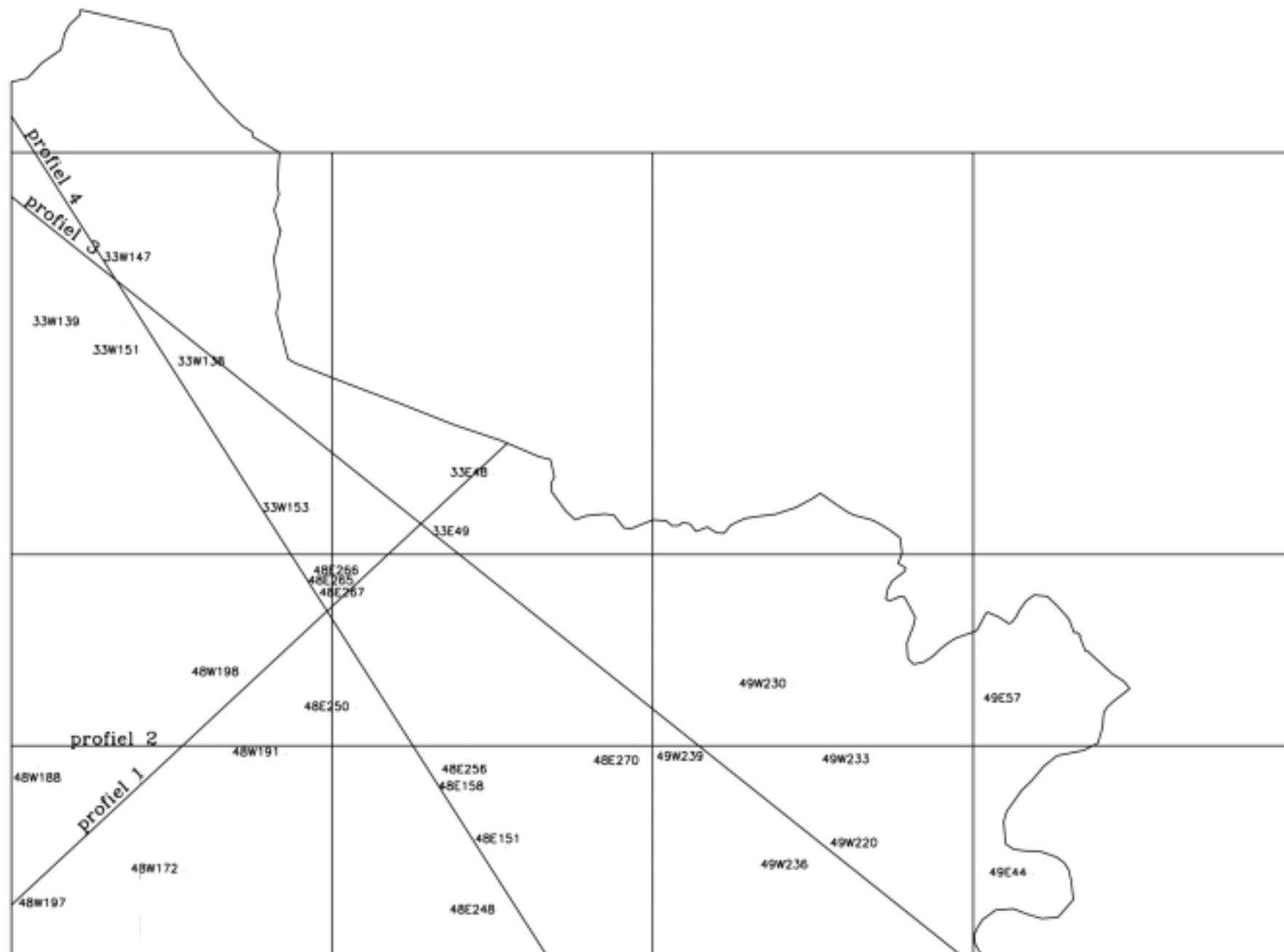


Fig. 8 - Situering van de profielen met de nummers van de ingetekende boringen.

verspringt. Op basis hiervan zou men dus geen breuk verwachten. Als we de breuk wel intekenen, veronderstellen we dus dat de zakking afwisselend heeft plaatsgevonden langs ieder breukblok en dat uiteindelijk beide blokken evenveel gezakt zijn.

In de slenk vertonen de lagen van de Kiezeloölietformatie een zeer geringe helling. Eigenaardig is dat de dikte van de Kiezeloölietformatie vrij constant blijft terwijl er intern dikteveranderingen optreden. Dit fenomeen komt ook in de andere profielen tot uiting. In de meeste gevallen zijn deze sprongen door differentiële subsidentie langs de breuken te verklaren (zie vorige paragraaf).

In het zuidwestelijk deel van het profiel zit de basis van de Zanden van Kasterlee en Diest nog ondiep maar in noordoostelijke richting zakken deze snel door de werking van de verschillende breuken. Omwille van deze reden treffen we in het zuidwesten nog de Formatie van Bilzen aan, die niet meer werd aangeboord in het noordoosten (de meeste boringen zijn 300 à 400 m diep).

3.7.2.2. Profiel 2

Profiel 2 is een west-oost doorsnede op ongeveer 5.25 km van de zuidrand van het kaartblad, en loopt iets ten zuiden van Bree en Kinrooi (fig. 10).

Op dit profiel liggen zes breuken, waarvan slechts de drie westelijke de top van het Tertiair verstoren. De meest westelijke is de breuk van Grote-Brogel (nr. 4) die, zoals reeds vermeld, de Zanden van Dorperberg (Kasterlee Formatie) en Mol scheidt. De volgende breuken in oostelijke richting zijn die van Reppel (nr. 5) en Bocholt (nr. 6). Het is op deze plaats dat de twee breuken samenkomen en in het verlengde hiervan de breuk van Feldbiss vormen. De basis van de Formatie van Kasterlee verspringt hier circa. 300 m. Vanaf deze breuk komt verder naar het oosten de Kiezeloölietformatie onder het Quartairdek weer voor. De overige breuken (nrs. 10, 11, 13) vertonen sprongen tussen de verschillende leden van de Kiezeloölietformatie. De oudste lagen, die hier ingetekend werden, zijn (omwille van dezelfde redenen zoals vermeld bij het vorige profiel) buiten de slenk de Boomse Klei en in de slenk de Zanden van Dorperberg en van de Molen van Gruitrode.

3.7.2.3. Profiel 3

Profiel 3 is NW-SE georiënteerd en loopt ten zuiden van Achel in het noordwesten en ten zuiden van Maaseik in het zuidoosten. Dit profiel loopt ongeveer parallel met de strekking van de slenk en geeft een beeld van het lateraal verloop van de lagen binnen de slenk (fig. 11). De profiellijn verloopt niet rechtlijnig, zodat de breuken nr. 11 en 12 meerdere malen overschreden worden.

Er zijn twee breuken die de top van het Tertiair verstoren en 5 breuken die dit niet doen. De meest noordwestelijke breuk is die van Bocholt (nr. 6) en deze vertoont een kleine sprong met afzakking naar het oosten. Iets ten oosten van deze breuk ligt een opsplitsing van de breuk van Bocholt (nr. 7, Hamont) die een grotere sprong veroorzaakt (ongeveer 55 m voor de basis van de zandige topeenheden). De andere breuken veroorzaken verstoringen binnen de Kiezeloölietformatie en de laatste breuk (nr. 12) doet terug duidelijk de basis van de zanden van Waubach verspringen. Langs deze meest oostelijke breuk (nr. 12) in het profiel ligt de top van de Dorperberg Zanden op een gelijke hoogte als in het westen van dit profiel. Het lijkt dus dat de grootste zakking opgetreden is ter hoogte van boringen 48E270 en 49W239. De oudste laag die hier werd ingetekend zijn de Zanden van de Molen van Gruitrode vermits er geen diepere boringen zijn. Aangezien voor 9 van de 11 boringen in dit profiel goed te interpreteren geofysische boorgatmetingen én boorbeschrijvingen beschikbaar waren, kunnen we besluiten dat dit profiel vrij goed de werkelijkheid weerspiegelt. Men moet er wel rekening mee houden dat dit profiel de meeste breuken snijdt onder een kleine hoek, maar dat de breuken grafisch weergegeven werden met hun veronderstelde werkelijke helling.

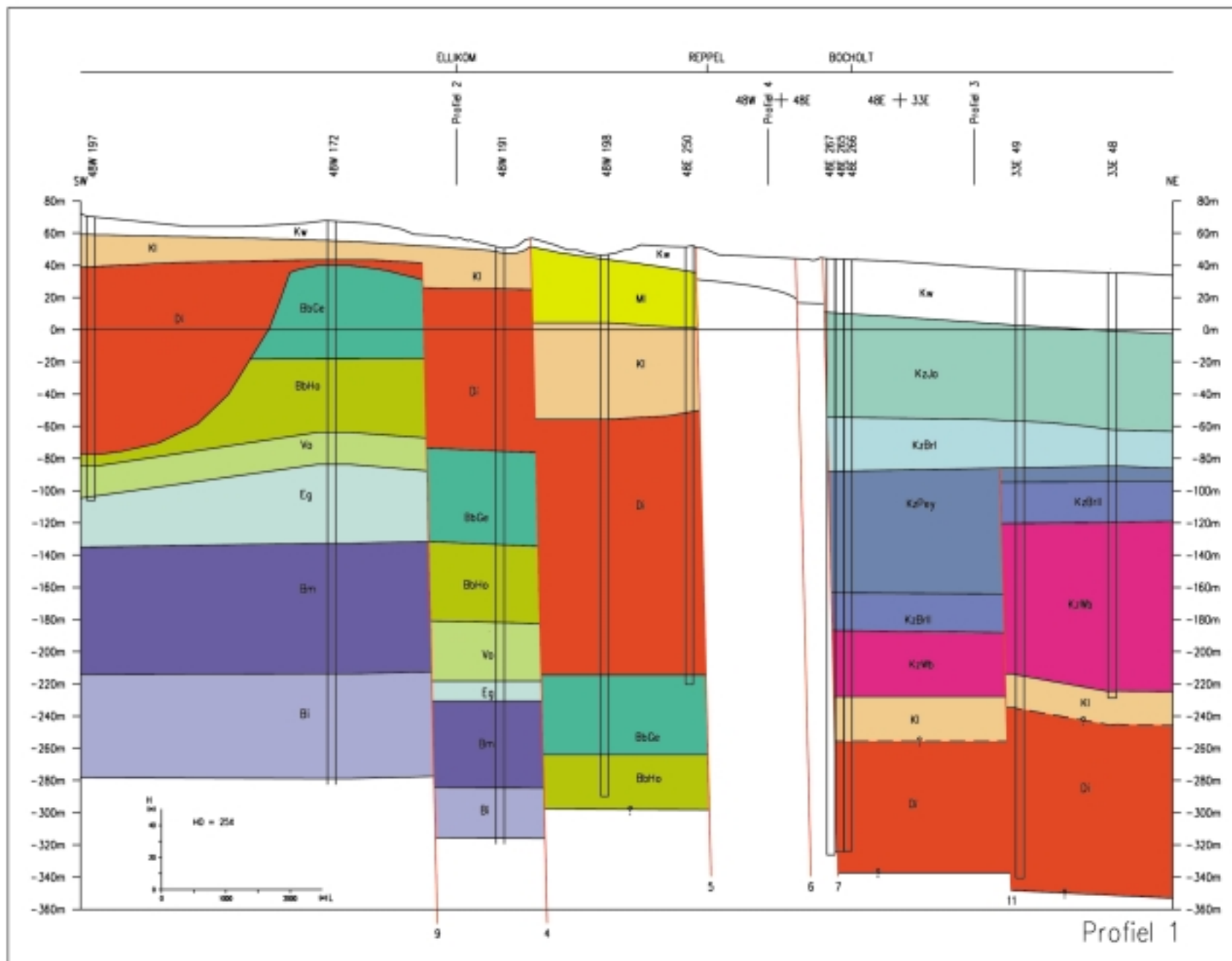


Fig. 9 - Profil 1 van kaartblad (18-10) Maaseik.

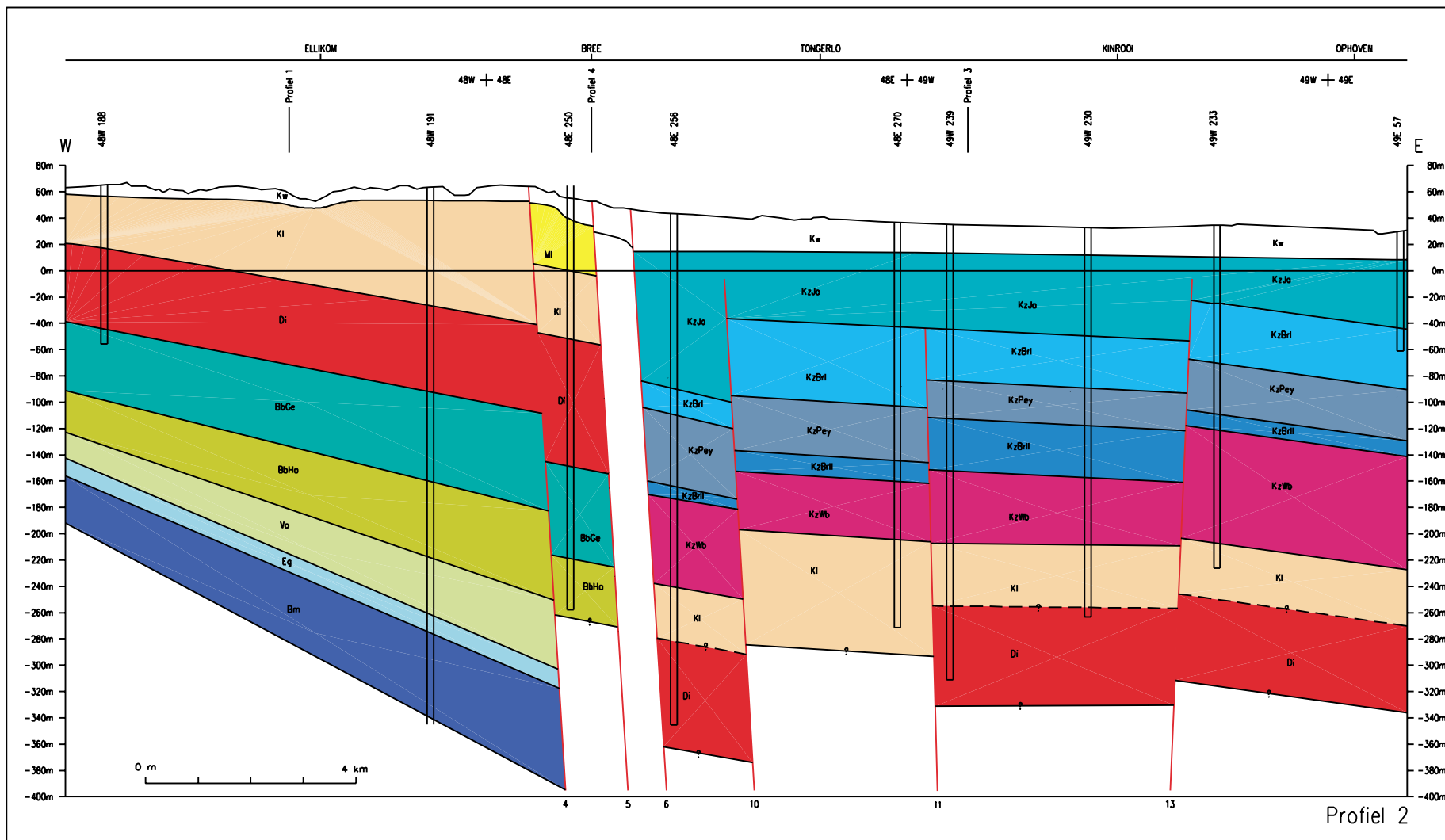


Fig. 10 - Profil 2 van kaartblad (18-10) Maaseik.

3.7.2.4. Profiel 4

Profiel 4 werd getekend door het Hoog van Bree. Dit profiel is niet rechte lijnig en heeft een NNW-SSE oriëntatie en loopt door Achel en Bree (fig. 12). Via een projectie van de boringen en de breuken op de profiellijn werd een beeld van de ondergrond opgemaakt zodat de nodige omzichtigheid vereist is bij de structurele interpretatie van dit profiel (breuksysteem 6-7 wordt 2x doorsneden).

Vier breuken doorsnijden de top van het Tertiair, twee doen dit niet. De eerste breuk (nr. 6) vertoont een kleine verstoring terwijl de tweede breuk (nr. 7) een grote sprong met afzakking naar het oosten veroorzaakt: de basis van de Zanden van Waubach verspringt ongeveer 85 m. Het profiel is zo getekend dat eerst het deel tussen de twee breuken dat het minst gezakt is doorsneden werd en daarna het deel dat meer gezakt is. Dit diepst gezakte deel vinden we in het noordoosten ook terug. De breuk die tussen boring 48E265 en 48E158 gelegen is vertoont een nog grotere sprong met afzakking naar het noordwesten. Ten zuidoosten van de voorlaatste breuk (nr. 4) ligt geen Kiezeloölietformatie meer; de top van de Formatie van Bolderberg ligt er reeds op een diepte van ongeveer 6 à 7 m. Iets ten zuidoosten van de laatste breuk (nr. 3), die een opschuivingsbreuk is, ligt diezelfde top op ruim 80 m diepte. We kunnen hieruit niets anders besluiten dan dat het blok dat gelegen is tussen deze twee breuken naar boven gebracht werd nadat de Formatie van Bolderberg werd afgezet. Ten noordwesten van de breuk (nr. 4) dagzoomt de Kiezeloölietformatie die vanaf deze breuk verder naar het zuidoosten verdwijnt. Achtereenvolgens dagzomen dan de Zanden van Dorperberg, Gruitrode, Opitter en opnieuw Dorperberg. Omdat slechts in één boring de vermoedelijke basis van de Formatie van Bolderberg bereikt wordt, is het moeilijk te bepalen welke helling de lagen hebben in dit opgeheven blok, dat in de diepte overeenstemt met het Hoog van Bree, doch vermoedelijk zullen de hellingen hier steiler en onregelmatiger zijn.

4. TOEGEPASTE GEOLOGIE

4.1. Oppervlakedelfstoffen

De Maasafzettingen op het kaartblad Maaseik bestaan hoofdzakelijk uit grind. Bij het zeven van dit grind wordt ook een deel Maaszand gewonnen, en door het malen van de grote blokken wordt een deel scherp Maasgruis verkregen. Het aandeel van de zandproductie kan op 30% geraamd worden (Gullentops & Wouters, 1996).

Ten noorden van de breuk van Bocholt en de Feldebissbreuk komt in de Vlake van Bocholt een jong Rijnzand voor met een fijne korrelgrootte. De verbreiding van dit zand is niet zo goed gekend omdat het bedekt is door jongere zanden, maar vermoedelijk biedt dit gebied mogelijkheden voor diepe ontginning.

De ijzerzandsteenbanken die lokaal ontstaan door de verwerking van het glauconiet in de zandstenen zouden eventueel aangewend kunnen worden als bouwsteen.

4.2. Hydrogeologie (m.m.v. Jan Hammenecker, VMW)

Het Kempens Plateau is gedeeltelijk bedekt met Maasgrind van het Hoogterras. De Maasgrinden rusten op dit kaartblad ofwel op de Zanden van Mol en Jagersborg, ofwel op de Zanden van Dorperberg. Ze vormen samen met deze onderliggende Neogene afzettingen één hydrogeologisch geheel (Loy *et al.*, 1991). Er is wel een groot verschil in doorlatendheid tussen deze grinden en de onderliggende sedimenten. In de Maasgrinden zijn k-waarden van 1250 m/dag gemeten terwijl voor de onderliggende zanden waarden rond 6 m/dag gehanteerd worden (Vandormael, 1992). Het rendement van deze watervoerende laag is zeer veranderlijk en het water is agressief (hoge zuurtegraad), weinig gemineraliseerd maar meestal ijzerrijk. De pH-waarden, die gemiddeld 5.9 bedragen, zijn karakteristiek voor

het freatische grondwater in de kalkarme terrasafzettingen van het Kempens Plateau (Vandormael, 1992). In de slenk zijn de grindhoudende Pleistocene afzettingen van de Beneden-Maas aanwezig die een dikte van 20 m of meer bereiken. Deze afzettingen hebben een grote doorlatendheid en er kunnen dus hoge opbrengsten uit verkregen worden: tot 200 m³/u en per m afpompings. Ze vormen een freatische aquifer met een sterk verhang van de watertafel die een grondwaterstroming naar de Maasvlakte toe veroorzaakt.

De zanden van de Formatie van Mol leveren agressief water dat enkel voor lokaal en huishoudelijk gebruik aangewend wordt. Het is een freatisch watervoerende laag.

De belangrijkste watervoerende lagen op het kaartblad bevinden zich in de Kiezeloölietformatie ten noorden van de Feldbissbreuk waar een afwisseling van fijne of matig grove Zanden van Jagersborg, Pey en Waubach watervoerende lagen vormen boven respectievelijk de Brunssum I en de Brunssum II Klei en de Zanden van Dorperberg. De Zanden van Pey en Waubach vormen afgesloten watervoerende lagen omdat ze bovenaan afgesloten worden door een ondoorlatende kleilaag. De Zanden van Jagersborg vormen een freatische watervoerende laag. Tussen de Op den Berg-Heerlerheide en de Feldbissbreuken bevinden de Zanden van Waubach zich onmiddellijk onder de Maasgrinden en bezitten een doorlatendheid van 40-80 m/dag (van Rooijen, 1986).

Ook de zanden van de Formaties van Kasterlee, Diest en Bolderberg, die zich allen boven de Boomse Klei en/of de Veldhoven Klei bevinden, fungeren buiten de slenk als freatische of semi-freatische watervoerende lagen. Gezien de grote uitgestrektheid van deze watervoerende lagen en hun goede reservoir eigenschappen is het water uit deze zandafzettingen uitermate geschikt als drinkwater. Het water is neutraal tot licht zuur en bevat weinig opgeloste stoffen, waarvan HCO₃⁻ de belangrijkste is. De waterkwaliteit is ook vrij constant doorheen de verschillende zones. In de slenk zijn deze lagen afgesloten en te diep gelegen.

Het Krijt, dat in meer zuidelijke gebieden goed geschikt is om grondwater uit te winnen, ligt op het kaartblad Maaseik op te grote diepte om er nog drinkwater uit op te pompen.

De drinkwaterwinning op het kaartblad Maaseik wordt door de V.M.W. (Vlaamse Maatschappij voor Watervoorziening) verzorgd. Op het kaartblad Maaseik liggen drie grondwaterwinningen van openbaar nut, namelijk op het grondgebied van de gemeenten Neerpelt, Bree en Maaseik.

De waterwinning van Neerpelt, die zich ook gedeeltelijk uitstrekt op het kaartblad Mol, ligt op de noordelijke flank van het Kempens Plateau. Het gebied wordt gedraineerd door noordwaarts vloeiende beken en grachten zoals de Dommel, de Prinsenloop, de Thornbeek, de Voortersloop, de Warmbeek, die alle behoren tot het hydrografisch bekken van de Maas.

Ter hoogte van de winning wordt het eerste watervoerend pakket gevormd door de 15 m dikke Quartaire Maasafzettingen en het daaronder gelegen zand van Mol. In het Zand van Mol komen op verschillende dieptes sprietlagen voor. Deze niveaus zijn relatief ondoorlatend en zorgen lokaal voor een verdere opdeling van het eerste watervoerend pakket. De freatische watertafel bevindt zich vlak onder maaiveld. Het substraat, het Zand van Kasterlee, wordt beschouwd als de ondergrens van het eerste watervoerend pakket. Daaronder komt de tweede belangrijke watervoerende laag voor, het Zand van Diest. Deze laatste heeft een half afgesloten karakter.

De winning Neerpelt is vergund voor 15.000 m³ per dag of 5.100.000 m³ per jaar. De productieputten hebben een gemiddelde diepte van 180 m. De waterwinning wordt doorsneden door een randbreuk van de Roerdalslenk, die een spronghoogte heeft van +/- 60 m. Westelijk van de breuk hebben de productieputten dan ook een filter in het Zand van Diest, terwijl de putten ten oosten van de breuk, op gelijke diepte, het Zand van Mol aanspreken.

Het tweede waterproductiecentrum ligt op het grondgebied van Bree. De winning ligt slechts 500 m ten noorden van de Feldbissbreuk, in de overgangszone tussen het Kempens Plateau en de Vlakte van

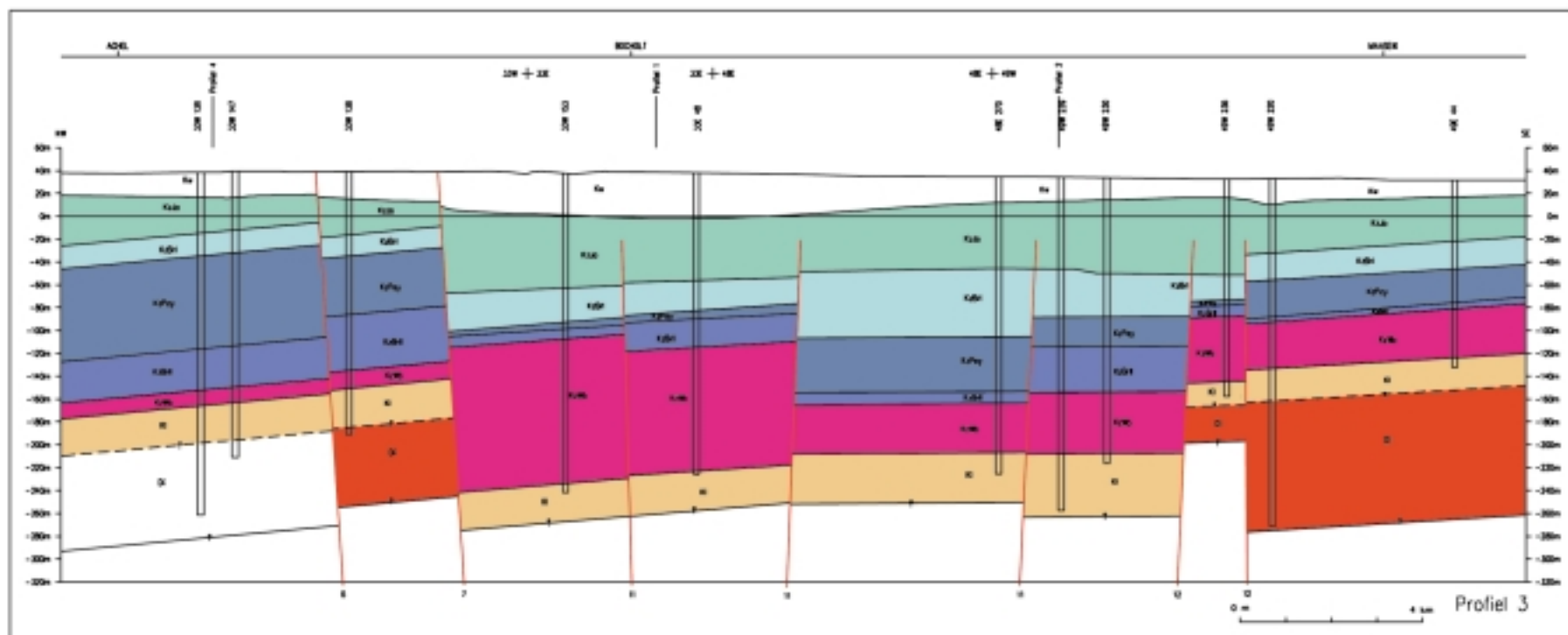


Fig. 11 - Profiel 3 van kaartblad (18-10) Maaseik.

Bocholt. We treffen er achtereenvolgens 30 m Maasgrind aan (hoogterras van de Maas), de volledige sequentie van de Kiezeloölietformatie tot op een diepte van 220 m, met daaronder de Formaties van Kasterlee en Diest, over 100 m aangeboord.

Het eerste watervoerend pakket wordt gevormd door het Maasgrind, dat hydrologisch een geheel vormt met de bovenste 80 m van de Kiezeloölietformatie, het Zand van Jagersborg. De freatische watertafel bevindt zich vlak onder maaiveld. Mede door het ontbreken van een belangrijk leemdek en door de hoge doorlatendheid van de zandhoudende Maasgrinden is deze watervoerende laag zeer kwetsbaar voor verontreiniging.

Het tweede en derde watervoerend pakket bestaat uit respectievelijk het Zand van Pey (dikte 40 m) en het Zand van Waubach (50 m dik). De Brunssum I-en II Kleien vormen de scheidende lagen. Het kleihoudend zand van de Formatie van Kasterlee sluit het derde watervoerend pakket onderaan af.

Tot in 1994 werd water gewonnen uit de ondiepe freatische watervoerende laag. Om redenen van kwaliteit (overmaat aan nitraten) moesten de putten echter verlaten worden, en werd overgeschakeld op de diepe watervoerende laag van het Zand van Waubach. De waterwinning bestaat momenteel uit twee putten van 220 m diepte, die vergund zijn voor 6.000 m³ per dag of 2.190.000 m³ per jaar.

Een derde drinkwaterproductiecentrum op het grondgebied van Maaseik zal operationeel zijn tegen het jaar 2002. Dit gebied is qua hydrogeologische opbouw identiek aan de winning van Bree. Over een diepte van 200 m worden ook hier dezelfde drie watervoerende pakketten onderscheiden. Van boven naar onder zijn dit het Maasgrind met het Zand van Jagersborg, het Zand van Pey, en het Zand van Waubach. Daar waar in Nederland de drie watervoerende pakketten worden aangesproken, is dit in het Belgische Maasbekken niet het geval. Daar werd geopteerd voor het Zand van Waubach, omwille van zijn diepe ligging (tussen 140 en 200 m onder maaiveld) en zijn hoog bergingsvermogen. Bovendien zorgen de Brunssumkleien voor een afdoende bescherming tegen verontreiniging, in tegenstelling met het kwetsbare eerste watervoerend pakket. De winning in het Zand van Waubach is alvast vergund voor 15.000 m³ per dag of 5.475.000 m³ per jaar.

5. EXCURSIEGIDS

Op het kaartblad Rekem zijn er heel wat ontsluitingen met nog enkele actieve groeven. Dit is helemaal niet het geval voor het kaartblad Maaseik zodat er geopteerd is voor één excursiegids voor beide kaartbladen samen (fig. 13).

Stop 1: Groeves SIBELCO

In de groeves van SIBELCO in de omgeving van Maasmechelen (bijv. ten westen van de weg Zutendaal - Opgrimbie) zijn de Zanden van Bolderberg mooi ontsloten. Ze komen daar voor als spierwitte zanden (Maasmechelen Zilverzand) afgedekt door een bovenliggend pakket ligniet. Dit ligniet zorgde voor een enorme productie van humuszuren met als gevolg dat het onderliggende zand helemaal uitgeloogd werd. Bovendien fungeert dit ligniet als ondoordringbare laag, die het zand beschermt tegen infiltratie van ijzerrijk water uit het bovenliggend (tot 15m dikke) Quartaire grind. Het resultaat is een van de zuiverste kwartzanden ter wereld. Op plaatsen zonder ligniet liggen mooi aaneengekitte zandstenen. Meestal is het ligniet een 10-tal cm dik met uitzondering van de noordoost-zuidwest gerichte geulen waar de dikte kan oplopen tot 8 m.

Stop 2: Grindgroeve Hermans

De grindgroeve is gelegen net achter de gemeentelijke sporthal te As langs de weg naar Opoeteren. De grindgroeve, die als geologische site is ingericht, toont grindafzettingen van het hoofdterras van de Maas op het Kempens Plateau. Het grindpakket is samengesteld uit een snelle afwisseling van grind-, zand- en kleilagen, die afgezet zijn door een verwilderde rivier in koude omstandigheden

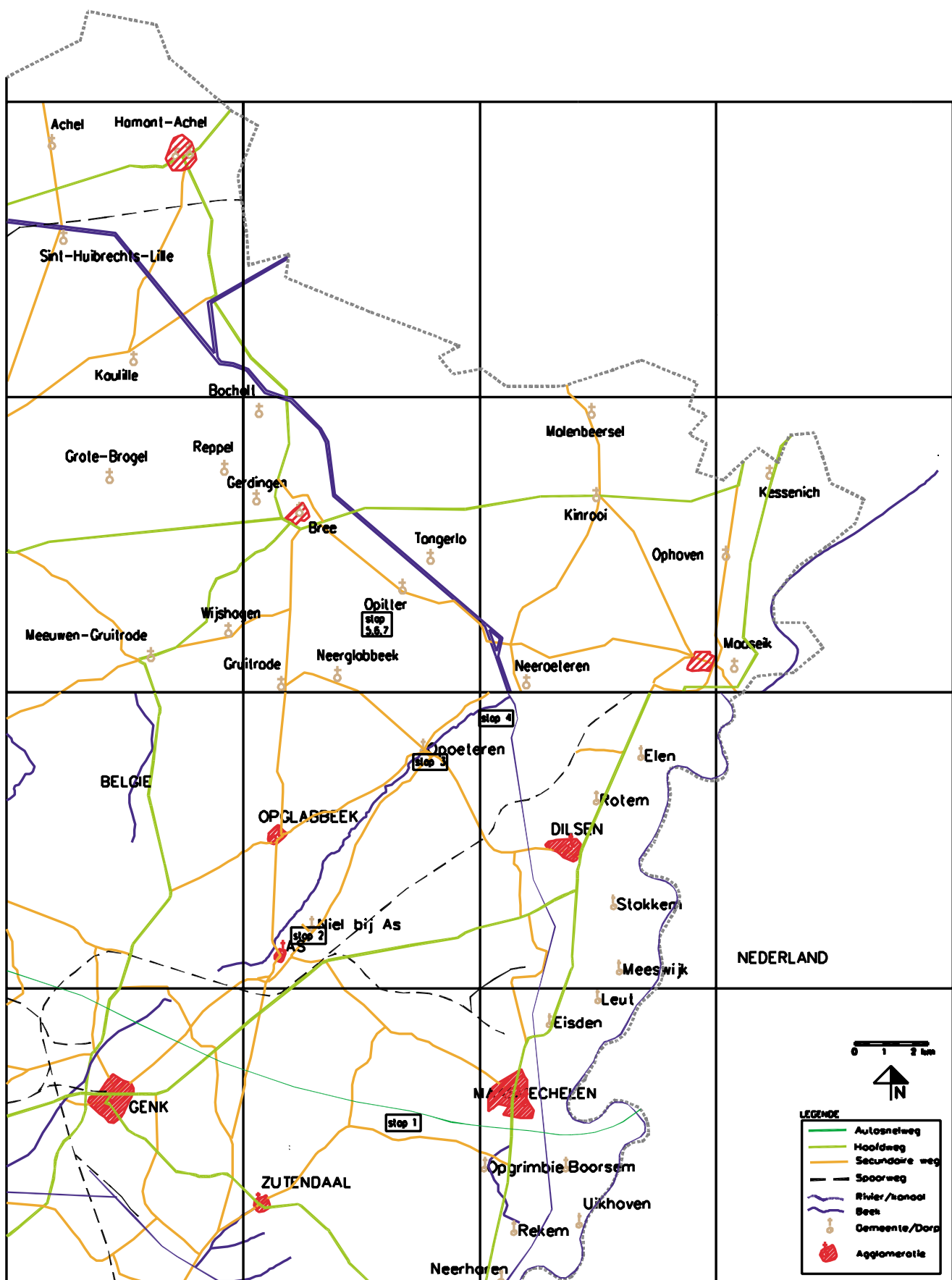


Fig. 13 - Kaart met de verschillende excursiepunten.

tijdens het Midden-Pleistoceen. De afzettingen zijn hoofdzakelijk afkomstig van de Maas. Na de afzetting is het grindpakket aan intense verwerking onderhevig geweest. De rode verwerking aan de top van deze grinden wordt de 'Bodem van As' genoemd (foto 1).

Stop 3: Opoeteren - Dorperberg

Op de weg van As naar Opoeteren, op zowat 150 m voor de kruising met de N771, dagzoomt het Zand van Dorperberg in een steile wand van de Bosbeekvallei. Dit lid bestaat uit een vrij homogeen glauconiethoudend grijsgroen zand.

Stop 4: Neeroeteren - Berg

Op de weg van Opoeteren naar Neeroeteren ligt ter hoogte van Berg een oude groeve. Deze wordt het gemakkelijkst bereikt door aan de kerk rechts af te slaan en het recreatiedomein "Hoge Kempen" te volgen. In de wand van de groeve, die op de parking ontsloten is, zijn grindrijke, grofzandige afzettingen te vinden die rijk zijn aan hoekige kwartskorrels (foto 2). Dit zijn de Zanden van Waubach die hier dagzomen tussen de breuken Heerlerheide en Feldebiss.

Vlakbij is ook de zandsteen van Waubach ontsloten (foto 3). Rij hiervoor bij het buitenkomen van het domein 'Hoge Kempen' rechtsaf tot aan het eerste kruispunt en draai er opnieuw rechtsaf. Volg dan de weg naar beneden tot de Zuid-Willemsvaart. Beneden gekomen aan de splitsing rechtsaf (Warstraat) en vlak voor het kanaal de asfaltweg rechts volgen tot aan de linkerkant de Bergervenstraat gekruist wordt. Rij nu deze straat naar beneden en na zowat 100 m in het bos, aan de rechterkant, is deze zandsteen van Waubach ontsloten.

Stop 5: Groeve Opitter en steilrand

Aan de kerk van Opitter de weg naar Neerglabbeek volgen en onmiddellijk de eerste straat links afslaan richting gehuchten Solterveld en Hennenhof. Na deze weg ongeveer 1 km te hebben gevolgd, aan het kruispunt rechts afslaan. Deze weg loopt in zuidwestelijke richting en hier is er een mooi uitzicht op de Feldebiss-steilrand die gedwarst wordt. Bij het binnenrijden van het bos, is er aan de linkerkant een poort die toegang geeft tot de oude groeve van Opitter.

In de groeve van Opitter zijn het Lid van Opitter (nieuw bovenste lid van de Bolderberg Formatie, voor het eerst beschreven op dit kaartblad Maaseik) en de Formaties van Kasterlee en Diest mooi ontsloten. Bovenaan de groevewand bevinden zich de lichtgroene zanden van de Formatie van Kasterlee (Zand van Dorperberg). Aan de basis van deze zanden is een grindlaagje waar te nemen. Op het contact tussen de glauconietrijkere zanden van de Diest Formatie en de onderliggende Zanden van Opitter zijn er slecht geconserveerde schelpen en enkele keien. Dit contact wordt door Gullentops & Huyghebaert (1999) beschreven als een «beach layer».

Stop 6: Ontsluiting langs helling Itterbeek

Langs de weg van Opitter naar Neerglabbeek is ongeveer tegenover een bedrijf van biologisch geteelde producten een wegje naar rechts dat overgaat in een grindweg. Volg deze weg tot een splitsing na een bocht. Vlak voor deze splitsing afdalen in de richting van de Itterbeek om in de wand de Zanden van Diest aan te treffen. Bovendien kan bij gelegenheid een wit zand (Zand van Opitter) waargenomen worden in konijnenpijpen.

Stop 7: Pollismolen (Opitter)

Rij terug naar Opitter en links de afslag naar de Pollismolen volgen (zie publicaties Mourlon). Aan de Pollismolen is het contact tussen de Zanden van Diest en de Zanden van Bolderberg ontsloten (foto 4).



Foto 1 - Grindgroeve Hermans te As met de 'Bodem van As'.



Foto 2 - Ontsluiting van het Zand van Waubach.



Foto 3 - Zandsteen van Waubach.



Foto 4 - Contact tussen het Zand van Diest en het Zand van Bolderberg.

6. BIBLIOGRAFISCHE REFERENTIES

BLESS, M. M.J.; FELDER, P.J. & MEESEN, J.P.M.Th. (1986). Late Cretaceous sea level rise and inversion: Their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. *Annales de la Société géologique de Belgique*, **109**: 333-355.

BLESS, M. J. M. (1991). Eustatic sea level and depth of a Late Cretaceous epicontinental sea: an example from NW Europe. *Geologie en Mijnbouw*, **70**: 339-346.

BLESS, M. J. M.; DUSAR, M.; FELDER, P.J. & SWENNEN, R. (1993). Lithology and biostratigraphy of Upper Cretaceous-Paleocene Carbonates in the Molenbeersel borehole (NE Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, **71**: 239-257.

BOUCKAERT, J.; DUSAR, M. & VAN DE VELDE, E. (1981). Exploration for coal in the Neeroeteren-Rotem area (Campine coalfield of the Campine-Brabant basin NE. Belgium). Preliminary results of a seismic survey carried out in December 1980-January 1981. *Annales de la Société géologique de Belgique*, **104**: 281-289.

BRIQUET, A. (1922). Le Néogène du Nord de la Belgique et des Pays-Bas et ses relations stratigraphiques. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **32**: 69-91

BUFFEL Ph.; CLAES S. & GULLENTOPS F. (2000). Geologische kaart van België. Vlaams Gewest. Kaartblad Rekem (26), 1:50.000. Ministerie van Economische Zaken en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Brussel

CALEMBERT, L. & GULINCK, M. (1954). L'Oligocène. in: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Société géologique de Belgique, Liège*: 495-532.

CORNET, J. (1900). Sondage d'Eelen, près Maeseyck. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **14**: 310-314.

DE BATIST M.; VERSTEEG, W.; VAN LINT, J. & VAN RENSBERGEN, P. (1991). Structureel ondiepwater seismisch onderzoek. Rapport van Renard Centre of Marine Geology, Universiteit Gent (overeenkomst nr. VLA/90-1.4. met Bestuur Natuurlijke Rijkdommen en Energie), Vol. 1-5.

DELVAUX E. (1890). Etude stratigraphique et paléontologique du sous-sol de la Campine. *Annales de la Société géologique de Belgique*, **18**: M107-156.

DE MEUTER, F. & LAGA, P. (1976). Lithostratigraphy and biostratigraphy based on benthonic Foraminifera of the Neogene deposits of Northern Belgium. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **85**: 133-152.

DEMYTTENAERE, R. (1988). De post-Paleozoïsche geologische geschiedenis van Noord-België. K.U. Leuven, Doctoraatsverhandeling.

DEMYTTENAERE, R. & LAGA, P. (1988). Breuken en isohypsenkaarten van het Belgisch gedeelte van de Roerdalslenk. Eerste resultaten van een seismisch onderzoek in het gebied van Poppel - Lommel - Maaseik. *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 1988/4, nr. **234**, 20 p. + bijlagen.

DEMYTTENAERE, R. (1989). The post-Paleozoic geological history of north-eastern Belgium. *Mededelingen Koninklijke Akademie der Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België*, **51**: 51-81.

DE RIDDER, N. (1959). De Quartaire en Jongtertiaire tektoniek van Midden-Limburg en zuidoostelijk Noord-Brabant. *Geologie en Mijnbouw*, **21**: 1-24.

DOPPERT, J.W.CHR.; RUEGG, G.H.J.; van STAALDUINEN, C.J.; ZAGWIJN, W.H. & ZANDSTRA J.G. (1975). Formaties van het Quartair en Boven-Tertiair in Nederland. in: Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geologische Dienst: pp. 11-56 Haarlem, 1975.

DUSAR, M.; BLESS, M.J.M.; BORREMANS, G.; BOUCKAERT, J.; BURGER, K.; LIE S.F.; MUCHEZ, Ph.; PAPROTH, E.; PIÉRART, P.; SOMERS, Y.; STREEL, M.; VAN LOOY, J. & VIAENE, W. (1987). De steenkoolverkenningboring Gruitrode - Muisvenner Bemden (boring 169 van het Kempens Bekken). *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 1987/1, nr. **228**, 107 p.

FELDER, P.J. (1988a). Maastrichtian-Early Tertiary strata in the SE Netherlands (Curfs Quarry, Rur Valley Graben) and the Campine Mining district (NE Belgium): lithology, gamma radiation and bioclast assemblages. *Mededelingen Werkgroep Tertiaire en Kwartaire Geologie*, **25**: 115-125.

FELDER P.J.; BLESS, M.J.M.; DEMYTTENAERE, R.; DUSAR, M.; MEESEN, J.P.M.TH. & ROBASYNSKI, F. (1985). Upper Cretaceous to Early Tertiary deposits (Santonian-Paleocene) in northeastern Belgium and south Limburg (The Netherlands) with reference to the Campanian-Maastrichtian. *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 1985/1, nr. **214**, 151 p.

FELDER, P.J. (1994). Bioklasten-onderzoek van Boven-Krijt en Dano-Montiaan afzettingen van boringen van de Belgische Kempen. *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 1994/8, nr. **275**, 240 p.

FELDER, W.M. (1988b). Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous of the Belgium-Dutch borderland west of the river Meuse. IAS, 9th European Regional Meeting, Excursion Guidebook Leuven-Belgium: 99-134.

FONTAINE, A. (1935). Caracteristiques de la Meuse pléistocène sous les bâtisses de Kesselt, Hees, Mopertingen, Eygenbilsen, etc.; son raccourci Hees, Veldwezelt, Lanaken. - Les incertitudes typiques de la géomorphologie en zone limoneuse. - Rappel sur le Démer. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **45**: 271-290.

GELUK, M.C. (1990). The Cenozoic Roer Valley Slenk, Southern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **44-4**: 66-72.

GELUK, M.C.; DUIN, E.J.TH.; DUSAR, M.; RIJKERS, R.H.B.; van den BERG, M.W. & van ROOIJEN, P. (1994). Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Slenk. *Geologie en Mijnbouw*, **73**: 129-141.

GROSJEAN, A. (1941). Indices de mouvements tectoniques récents en Campine - Leur utilisation pour le tracé superficiel de la faille de Rotem. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **47**: 208-213.

GULINCK, M. (1961). Note sur le Boldérien d'Opgrimbie (Campine) et remarques sur les grès «erratiques» du Limbourg. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **70**, pp. 297-301.

GULLENTOPS, F. (1963). Etude de divers facies quaternaires et tertiaires dans le Nord et l'Est de la Belgique. 6e Congrès International de Sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, Excursion O-P, 20 p.

GULLENTOPS, F. (1987). Waarheen met het Tongrien? *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **96**: 357-368.

- GULLENTOPS, F. (1990). Sequence Stratigraphy of the Tongerian and early Rupelian in the Belgian Type area. *Tertiary Research*, **11**: 83-96.
- GULLENTOPS, F. & WOUTERS, L. (1996). Delfstoffen in Vlaanderen. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Departement EWBL, 198 p.
- GULLENTOPS, F. & HUYGHEBAERT, L. (1999). Neogene stratigraphy in the Itterbeek Valley, Roer Valley Graben rim, Belgium. *Aardkundige Mededelingen*, **9**: 143-146.
- HAMMENECKER, J. (1980). Sedimentologisch onderzoek van ondiepe boringen in het substraat rond Maaseik. Licentiaatsverhandeling Katholieke Universiteit Leuven, 144 p. + bijlage.
- KUYL, O.S. (1983). The inversion of part of the southern border of the central graben in south Limburg during the late Cretaceous. *Geologie en Mijnbouw*, **62**: 401-408.
- LANGENAEKER, V. (1998). The Campine basin. Stratigraphy, structural geology, coalification and hydrocarbon potential for the Devonian to Jurassic. Unpublished Ph. D. Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, 213 p.
- LEGRAND, R. (1961). L'épirogenèse, source de tectonique d'après des exemples choisis en Belgique. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **22**: 1-65.
- LOY, W.; HAMMENECKER, J. & LAGA, P. (1991). Hydrogeologische karakteristieken van de Pey- en Waubach-Formaties in Belgisch Noord-Oost-Limburg; in: Het Hydrogeologisch Systeem in het grensgebied Luik-Maasbracht; onderzoeksresultaten 1985-1990, rapport n. 26. Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO: 57-70.
- MARÉCHAL, R. & LAGA, P. (ed.) (1988). Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen. Nationale Commissies voor Stratigrafie. Commissie: Tertiair. Belgische Geologische Dienst, Brussel, 208 p.
- MEGHRAOUI, M.; CAMELBEECK, Th.; VANNESTE, K. & BRONDEEL, M. (2000). Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. *Journal of Geophysical Research*, **105**, no. **B6**: 13809-13841.
- MOURLON, M. (1897) - Carte géologique de la Belgique 1:40.000 n° 48 Meeuwen - Bree (planchettes 5-6 de la feuille XVIII de la carte topographique) Institut cartographique militaire, Bruxelles.
- MOURLON, M. (1898) - Carte géologique de la Belgique 1:40.000 n° 33 Hamont - Veldhoven (planchettes 1-2 de la feuille XVIII de la carte topographique) Institut cartographique militaire, Bruxelles.
- MOURLON, M. (1898) - Carte géologique de la Belgique 1:40.000 n° 34 Grootbeersel (planchette 3 de la feuille XVIII de la carte topographique) Institut cartographique militaire, Bruxelles.
- MOURLON, M. (1898) - Carte géologique de la Belgique 1:40.000 n° 49 Maaseik - Ophoven (planchettes 7-8 de la feuille XVIII de la carte topographique) Institut cartographique militaire, Bruxelles.
- MOURLON, M. (1898). Sur les dépôts tertiaires de la Campine Limbourgeoise à l'ouest de la Meuse. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **12**: 45-58.

- MOURLON M. (1899). Compte rendu de l'excursion géologique faite dans la Campine limbourgeoise les 21 et 22 mai 1899. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **13**: 159-160.
- MOURLON, M. (1900). L'excursion géologique en Campine. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **14**: 193-206.
- PAREDIS, A. (1968). Geomorfologische studie van de N.-E. wand van het Kempens Plateau. Unpubl. Thesis K.U. Leuven, 159 p.
- PAULISSEN, E. (1973). De morfologie en de Quartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. *Verhandelingen der Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, Klasse der Wetenschappen*, **127**, 266 p.
- PAULISSEN, E. (1978). Over de geomorfologie van Limburg. Deel III, in: Beroepsvervolmaking, Fysische Aardrijkskunde, K.U. Leuven, 50 p.
- PAULISSEN, E. (1997). Quaternary morphotectonics in the Belgian part of the Roer Slenk. in: Belgian Symposium on Structural Geology and Tectonics. *Aardkundige Mededelingen*, **8**: 131-134.
- PAULISSEN, E.; VANDENBERGHE, J. & GULLENTOPS, F. (1985). The Feldbiss fault in the Maas valley bottem (Limburg, Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, **64**: 79-87.
- RENIER, A.; HALET, F. & STEVENS, Ch. (1925) Compte-rendu de la Session Extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie tenue les 4, 5 et 6 septembre 1923. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **33**: 204-273.
- ROSSA, H.G. (1986). Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenish-Westphalian coal district (FRG) and in the Campine area (N Belgium). *Annales de la Société géologique de Belgique*, **109**: 367-410.
- STAINIER, X. (1907). La géologie du Nord-Est du Limbourg, d'après de récents sondages. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **21**: 136-155.
- STAINIER, X. (1924). Résumé de nos connaissances sur la géologie de la Campine. *Annales des Mines de Belgique*, **25**: 163-185.
- STAINIER, X. (1943). Le Jurassique, le Triasique et le Permien de la Campine. *Annales de la Société géologique de Belgique*, **66**: B163-B181.
- TAVERNIER, R. (1954). Le Néogène. in: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Société géologique de Belgique*, Liège: 533-554.
- TAVERNIER, R. & de HEINZELIN, J. (1962). Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, Gand. *Société belge de Géologie., Mémoires in 8°*, **6**: 7-28.
- TYS, E. (1980). De geologische structuur van het Steenkolenterrein ten noorden van het ontginningsgebied der Kempense Steenkoolmijnen. Voorlopige synthese en probleemstellingen. *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 1980/9, Nr. **179**, 43 p.
- VAN ADRICHEM BOOGAERT, H.A. & KOUWE, W.F.P. (compilers) (1997). Stratigraphic nomenclature of the Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **50**, section I - Tertiary, 39 p.

- VAN DEN BROECK, E. (1895). L'excursion au Bolderberg et au gisement fossilifère de Waenrode. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **9**: 116-148.
- VAN DEN BROECK, E. (1901). Les grès erratiques du sud du Démer et dans la région de la Herck. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **15**: 627-631.
- VAN DER SLUYS, J. (2000). Verkenningssboringen in het Belgische deel van de Roerdalslenk. *Belgische Geologische Dienst, Professional Paper* 2000/3, Nr. **292**.
- VAN ERTBORN, O. (1901). Contribution à l'étude des terrains quaternaires et de l'étage diestien dans la province d'Anvers. *Annales de la Société royale de Malacologie de Belgique*, **36**: B25-34.
- van ROOIJEN, P. (1986). Het hydrogeologisch systeem van het stroomgebied van de Maas tussen Visé en Maasbracht. In: Het hydrologisch systeem in het grensgebied Luik-Maasbracht, Commissie voor hydrologisch onderzoek, TNO, Rapporten en nota's, nr. **15**: 37-50.
- VANDORMAEL, C. (1992). Grondwaterkwaliteit in Limburg 1992. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Departement Leefmilieu en Infrastructuur, Aminal. 114 p.
- WOUTERS, L. & VANDENBERGHE, N. (1994). Geologie van de Kempen. Een synthese. NIRAS, Brussel, 208 p.
- ZAGWIJN, W.H. & VAN STAALDUINEN, C.J. redactie (1975). Toelichting bij Geologische Overzichtskaarten van Nederland. *Rijks Geologische Dienst*, Haarlem.

7. LIJST VAN FIGUREN EN FOTO'S

7.1. Lijst van figuren

Fig. 1: Situering van het kaartblad (18-10) Maaseik in Vlaanderen	6
Fig. 2: Verkeersinfrastructuur kaartblad (18-10) Maaseik	7
Fig. 3: Belangrijkste beken op het Kempens Plateau	8
Fig. 4: Lokalisatiekaart van de gegevens van het kaartblad Maaseik	11
Fig. 5: Lithostratigrafische tabel van kaartblad (18-10) Maaseik	20
Fig. 6a: Lokalisatie van de gelogde boringen op de deelkaartbladen 33 en 48 In het rood de gamma-straling (links), in het blauw de resistiviteit (rechts)	22
Fig. 6b: Lokalisatie van de gelogde boringen op de deelkaartbladen 34 en 49. In het rood de gamma-stralingscurve (links), in het blauw de resistiviteitscurve (rechts)	23
Fig. 7: Geologische kaart van kaartblad (18-10) Maaseik	26
Fig. 8: Situering van de profielen op kaartblad Maaseik	32
Fig. 9: Profiel 1 (zuidwest-noordoost doorsnede) van kaartblad (18-10) Maaseik	34
Fig. 10: Profiel 2 (west-oost doorsnede) van kaartblad (18-10) Maaseik	35
Fig. 11: Profiel 3 (noordwest-zuidoost doorsnede) van kaartblad (18-10) Maaseik	38
Fig. 12: Profiel 4 (noordnoordwest-zuidzuidoost doorsnede) van kaartblad (18-10) Maaseik	39
Fig. 13: Kaart met de verschillende excursiepunten	41

7.2. Lijst van foto's

Foto 1: Grindgroeve Hermans te As met de 'Bodem van As'	43
Foto 2: Ontsluiting van het Zand van Waubach	43
Foto 3: Zandsteen van Waubach	44
Foto 4: Contact tussen het Zand van Diest en het Zand van Bolderberg	44

