
HET BRABANTS VULKANISME
Drs. C.M. Nienhuys

STARINGIA NO. 8
NEDERLANDSE GEOLOGISCHE VERENIGING

© 1996

Het Brabants Vulkanisme

Uitgever: Nederlandse Geologische Vereniging

Secretariaat: Hortensialaan 64

7101 XH Winterswijk

ISBN 90-9010-185-3

INTRODUCTIE	1
--------------------	----------

HOOFDSTUK 1	3
--------------------	----------

DE PLAATTEKTONISCHE ACHTERGROND

1.1	De drie continentale eenheden en de ouderdom van hun ondergrond	3
1.2	De drie oceaangebieden	5
1.3	De duur van het Brabant-vulkanisme	6
1.4	De dateringen van 453 en 431 mjd	7
1.4.1	De 453 mjd datering	7
1.4.2	De 431 mjd datering	8
1.5	Aanvullende opmerkingen over het Dutch High en het Zuidcontinent	9
1.6	Het onder water liggende Brabant-terrane	9
1.7	De steile subductie	10
1.7.1	Inleiding	10
1.7.2	De rifting	10
1.7.3	De afremming	11
1.7.4	Het ontstaan van de subductie en van de twee verschillende sediment massa's	11
1.7.5	De ombuiging	13
1.8	Het breukenpatroon ter plaatse van het Brabant-vulkanisme	13
1.9	De bergrug waarop de vulkanen zijn ontstaan	15
1.10	De ontsluiting bij Tubize	15
1.11	De gematigde 'continent-continent collision'	16
1.12	De veranderde visie van André	18

HOOFDSTUK 2	19
--------------------	-----------

HET VULKANISME LANGS DE ZUIDRAND VAN HET BRABANT-TERRANE: HET MIDDEN

2.1	Inleiding	19
2.2	Het vulkanisme in het Midden	20
2.3	Het subductieproces en de aard van de opstijgende smelt	21
2.4	Het ontstaan van explosief vulkanisme en intrusies	22
2.5	De SiO ₂ -verrijking en het ontstaan van dacitisch vulkanisme	22
2.6	De opstijgende smelt	23
2.7	De hydrothermale opwellingen en de aard van het oorspronkelijke intrusiegesteente	23
2.8	De drie grote intrusielichamen	24
2.8.1	De groeve van Quenast en de intrusie bij Marcq	24
2.8.2	De groeve van Bierghes	26
2.8.3	De groeve van Lessines	26
2.9	De spleet ten zuiden van Quenast en het vulkanisme bij Fauquez	27
2.10	Het verdere vulkanisme in het Midden	27

HOOFDSTUK 3	29
HET VULKANISME IN HET WESTEN	
3.1 De aard van het vulkanisme	29
3.2 Gedetailleerde opmerkingen over enkele westelijke vulkanen	30
HOOFDSTUK 4	33
HET VULKANISME IN HET OOSTEN	
4.1 Het ontstaan van het vulkanisme	33
4.2 De omvang van het oostelijk vulkanisme	33
4.3 Het Mehaigne-gebied	34
4.4 De Butte Saint Sauveur te Pitet	36
4.5 De mogelijke herkomst van de ryolitische assen	37
4.6 Het verschil tussen het Brabant- en het Ardennen vulkanisme	38
HOOFDSTUK 5	41
HET ONTSTAAN EN DE GESCHIEDENIS VAN HET MASSIEF VAN BRABANT	
5.1 Inleiding	41
5.2 Het ontstaan van het Massief van Brabant en de opheffing in het Siluur	41
5.3 Het Devoon	43
5.4 Het Carboon	43
5.5 Perm, Trias en Jura	44
5.6 Het Krijt	45
5.7 Het Tertiair	46
NAWOORD	47
GERAADPLEEGDE LITERATUUR	48
GEOLOGISCHE TIJDSCHAAL ELSEVIER 1987	51

INTRODUCTIE

De zuidrand van het (Belgische) Massief van Brabant wordt gekenmerkt door een keten van vulkanen. In het midden en westen dateren deze uit het Boven-Ordovicium en begin-Siluur. Op grond van overtuigende bewijzen moet dit vulkanisme zijn ontstaan door een subductie van oceanische bodem onder een continentaal gebied, zijnde het Brabant-deel van het Anglo-Brabant-microcontinent.

Dit vulkanisme heeft voornamelijk een dacietisch karakter gehad. Andesietische lava's komen nauwelijks voor, terwijl zulk vulkanisme juist karakteristiek is voor het subductie-vulkanisme langs continentale plaastrand.

Ook in het oosten van België komt vulkanisme voor. Dit is in het Siluur ontstaan. Hoewel men van mening is dat dit vulkanisme - evenals in het midden en het westen - langs de rand van het zogenaamde Brabant-gebied is ontstaan, is het niet door subductie veroorzaakt. Het heeft een typisch 'continentaal' karakter (= basaltisch) gehad. Het werd onder water afgezet in een inzinkingsgebied. In een publikatie van de Rijks Geologische Dienst van België heeft Dr. J. Verniers daar in 1983 veel aandacht aan besteed.

Over het bovengenoemde vulkanisme is veel gepubliceerd. In opdracht van de Belgische regering is in 1965 een standaardwerk verschenen over hetgeen op dat moment over dit vulkanisme bekend was: de "Atlas des Roches Éruptives de Belgique" door François Corin. Daarin wordt echter niet ingegaan op de subductie, die dit vulkanisme in het midden en westen heeft veroorzaakt.

In 1983 is echter een dissertatie verschenen (hoewel niet uitgegeven) onder de titel "Origine et Évolution des Roches Éruptives du Massif de Brabant" waarop Dr. L. André in het begin van dat jaar is gepromoveerd. De hoofdzaken van deze dissertatie zijn daarna door André te zamen met anderen in een aantal tijdschriftartikelen gepubliceerd. Twee daarvan dateren uit 1986 en verschenen respectievelijk in *Geology* 14 en *Chemical Geology* 57.

In september 1989 vond in België een congres plaats van Belgische en Engelse geologen. De referaten van dit congres zijn in december 1991 gepubliceerd. Op basis van de op dit congres gepresenteerde informatie moet worden aangenomen dat de Precambrische ondergrond van Engeland en Wales (= Verenigd Koninkrijk zonder Schotland en Noord-Ierland) te zamen met de ondergrond van het Brabant gebied één continentaal geheel is geweest, mogelijk bestaande uit vier Precambrische eenheden van verschillende ouderdom.

Ten noorden daarvan zou nog een andere Precambrische formatie hebben gelegen. Na aanzienlijke erosie daarvan zou deze bij het ontstaan van de Noordzee zijn verzonden.

Deze vijf Precambrische formaties zijn deertijds als microcontinent gezamenlijk op drift geraakt en worden in het onderstaande het (Precambrische) "Zuidcontinent" genoemd.

In september 1992 hielden de Belgische en Engelse geologen een tweede congres over hetzelfde onderwerp. De referaten van dit congres zijn in september 1993

gepubliceerd. Ze bevatten weer belangrijke nieuwe gegevens.

Belangrijke aspecten van het genoemde vulkanisme zijn onder andere:

1. Het genoemde Zuidcontinent is aanvankelijk een deel geweest van het continentale Armorica-gebied, dat in het Cambrium bij de Zuidpool heeft gelegen.
2. De Cambrische en deels ook de Ordovicische sedimenten die in het Brabant-gebied (verder te noemen Brabant-terrane*1) worden aangetroffen moeten - voor een deel - afkomstig zijn geweest van het Armorica-gebergte, dat thans ten dele in Bretagne ligt.

Wie aanneemt dat het Brabant-vulkanisme is ontstaan door subductie van een oceanische bodem onder de Precambrische bodem van het continentale Brabant-terrane en dat de Cambrische en Ordovicische sedimenten van het Brabant-terrane gedeeltelijk van het Armorica-gebergte afkomstig zijn, moet ook aannemen:

1. dat beide gebieden gedurende de sedimentatieperiode één aaneengesloten continentaal gebied zijn geweest, ook al lag het toekomstige Brabant-terrane toen onder water,
2. dat beide gebieden door rifting van elkaar gescheiden zijn nadat genoemde sedimentatie had plaatsgevonden,
3. dat daarbij een oceanische bodem is ontstaan tussen de hoofdmassa van Armorica en het toen gevormde afzonderlijke Zuidcontinent, en
4. dat deze tussenliggende oceaانبodem daarna door subductie onder het Zuidcontinent ter plaatse van het Brabant-terrane (en misschien ook elders) weer is verdwenen waardoor onder meer het Brabant-vulkanisme is ontstaan.

De onder punt 4 genoemde subductie is in het Siluur geëindigd met een 'continent-continent collision'. Deze heeft zich niet doorgezet, maar heeft toch opmerkelijke sporen achtergelaten. Daarna hebben twee belangrijke tektonische gebeurtenissen elkaar snel opgevolgd.

*1 Onder "terrane" (spreek uit: terrein) wordt in de geologie verstaan een duidelijk begrensde geologische gebiedseenheid met een eigen geschiedenis (Howell 1985). Deze aanduiding is gekozen om een duidelijk onderscheid te maken tussen het Brabant-gebied en het gebied van het Massief van Brabant. Het Brabant-gebied oftewel terrane is weergegeven in figuur 5, zonder het zuidelijk Devoon en Carboon. Het loopt thans nog onder Nederland door tot ongeveer de lijn Antwerpen-Middelburg. Het Massief van Brabant omvat de resten van een bergrug en is veel kleiner en later gevormd dan het Brabant-terrane als geheel. Volgens Legrand beslaat het Massief van Brabant ca. 10.000 km² (Legrand 1986, blz. 3). De oppervlakte van het Brabant-terrane is iets meer dan twee keer zo groot. Voorafgaand aan de korstverkorting waardoor het Massief is ontstaan, moet het Brabant-terrane naar het noorden toe nog een aanzienlijk stuk groter zijn geweest.

In de eerste plaats (ook nog in het Siluur) is het Brabant-terrane vanuit het noorden samengedrukt en is het Massief van Brabant ontstaan. Dit heeft tot een belangrijke verdikking van het oorspronkelijk onder water liggende shelf-achtige continentale gebied geleid. De gestolde vulkaanlichamen hebben daarbij een belangrijke rol gespeeld.

Kort na de periode van samendrukking is ten zuiden van de gestolde vulkanen een rek in de aardkorst ontstaan. Daardoor heeft de genoemde 'collision' zich niet doorgezet en zijn de gebruikelijke gevolgen daarvan (gebergtevorming enz.) vrijwel geheel achterwege gebleven. Door de genoemde rek is de bekende Devonische zee-arm ontstaan. Deze heeft zich van Cornwall in Engeland tot in Silezië uitgestrekt en is daarna vanuit het zuiden weer dichtgedrukt.

Deze monografie is in vijf hoofdstukken verdeeld.

In hoofdstuk 1 wordt aandacht gevraagd voor de plaat-tektonische achtergrond van het Brabant-vulkanisme.

In hoofdstukken 2, 3 en 4 wordt aandacht geschonken aan het Brabant-vulkanisme zelf, respectievelijk in de midden-sector, in het z.g. westen en in het oosten. In midden en westen is het vulkanisme door subductie ontstaan over een afstand van 140 km en verschilt fundamenteel van het "Ardennen-vulkanisme" van het oosten.

Het vulkanisme in midden en westen is opvallend explosief geweest, met uitzondering van een relatief klein stuk in de midden-sector, waar zeven vulkanische opwellingen in de aardkorst zijn blijven steken. Dit is hoogst opmerkelijk. Aan het ontstaan van genoemde tamelijk dicht bij elkaar gelegen intrusies, moet een geologische oorzaak ten grondslag hebben gelegen. Daar wordt uitvoerig op ingegaan.

Verder komt aan de orde dat in het oosten - voor een relatief korte duur, voornamelijk in het Wenlockien - een langwerpige depressie moet zijn ontstaan. De verrassende geologische gebeurtenissen aldaar hebben twee geologische monumenten achtergelaten.

In hoofdstuk 5 komt tenslotte ook nog het ontstaan van het eigenlijke Massief van Brabant aan de orde.

In deze monografie zijn de dateringen volgens de tijdschaal van Elsevier Science Publishers uit 1987 gevolgd (Haq en Van Eysinga, 1987). Aan het einde van de tekst bevindt zich een daaraan ontleende uitklapbare schaal vanaf het Cambrium tot en met het Midden-Devoon. De dateringen in de tekst worden uitgedrukt in miljoenen jaren geleden, dikwijls afgekort tot m.jg.

Met nadruk moet hier echter nog een Mopmerking aan worden toegevoegd. In deze monografie wordt getracht een opsomming te geven van de belangrijkste geologische gebeurtenissen die mogelijk aan het ontstaan van het Brabant-vulkanisme zijn vooraf gegaan en van de daarop volgende gebeurtenissen, te zamen een tijdsbestek van ca. 100 miljoen jaar. Om het voor de lezer overzichtelijk te houden worden regelmatig dateringen genoemd, voornamelijk in de vorm van het begin en het einde van geologische perioden.

Deze dateringen zijn bijna allemaal gebaseerd op nogal opvallende veranderingen in vroegere levensvormen voorzover bekend uit fossielen (zie uitklapschaal achterin).

De genoemde dateringen zijn noodzakelijk voor de lezer om het overzicht en de samenhang van de beschreven gebeurtenissen te volgen. Niettemin moet de lezer toch voortdurend bewust zijn van het onzekere karakter van de geologische tijdschaal in haar geheel.



HOOFDSTUK 1

DE PLAATTEKTONISCHE ACHTERGROND

1.1

De drie continentale eenheden en de ouderdom van hun ondergrond

Paleomagnetische gegevens tonen aan dat delen van het huidige Midden- en Zuid-Europa ontstaan zijn uit Precambrische gebieden, die in het begin van het Cambrium nog in de buurt van de Zuidpool hebben gelegen. Men neemt aan dat deze gebieden ooit te zamen een slecht geconsolideerd continentaal geheel hebben gevormd. Dit geheel is Armorica genoemd.

Ten tijde van het Cambrium lag de Algerijnse Sahara (middelpunt thans ca. 1750 km ten zuiden van de stad Algiers) ongeveer ter plaatse van de huidige Zuidpool. In het Ordovicium was het gebied van de tegenwoordige Sahara (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 173)*2 nog grotendeels door een ijskap bedekt. Het Alpine en Hercynisch Atlasgebergte bestond toen nog niet. De noordrand van het Saharagebied was in die tijd tegelijk de noordrand van het Gondwanaland, dat zich vanuit het huidige Pacifische gebied over de Zuidpool leek te verplaatsen.

Men neemt aan dat in het begin van het Ordovicium (495 m.j.) de genoemde Precambrische gebieden zich door 'rifting' van de noordrand van het Gondwanaland hebben afgescheiden. Het aldus ontstane Armorica is vervolgens door 'sea floor spreading' naar het noorden gestuwd.

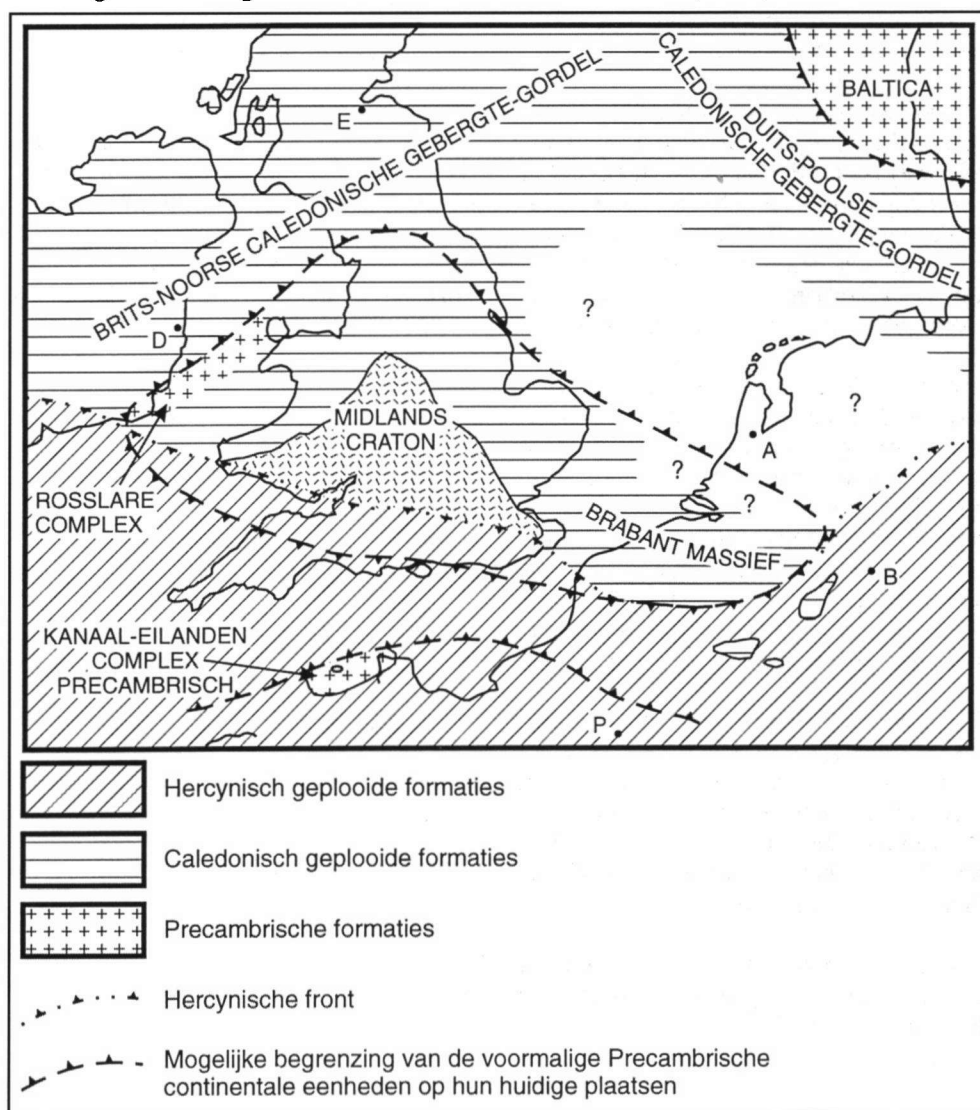
In het Ordovicium moet echter een tweede rifting zijn ontstaan (465-460 m.j.). Daardoor is het omvangrijke Armorica-gebied - mogelijk langs een rechte riftzo-

ne - in twee stukken uiteen gevallen; in een noordelijke stuk dat als een microcontinent de noorddrift heeft voortgezet, en een veel groter zuidelijk deel dat ongeveer met gelijke snelheid naar het zuiden werd teruggedrongen. Verondersteld wordt dat ter plaatse van genoemde riftzone een tussenliggende oceaانبodem is ontstaan.

Later heeft het zuidelijke deel met de hoofdmassa van Armorica de noorddrift weer hervat en is tenslotte in verscheidene stukken uiteen gevallen. Deze zijn uiteen-

Figuur 1.

Omvang van het Anglo-Brabant micro-continent (naar André, 1983, blz. 13).



*2 Voor deze monografie zijn zowel de tweede druk van Pannekoek (Pannekoek 1976) bestudeerd als de uitgebreidere derde en vijfde druk van dit boek door Pannekoek en Van Straaten (Pannekoek 1982 en Pannekoek 1984). De derde en de vijfde druk vertonen zeer veel overeenkomsten. Alleen als de betreffende informatie uitsluitend in de vijfde druk voorkomt wordt naar (Pannekoek 1984) verwezen. Voor het overige wordt steeds naar de derde druk (Pannekoek 1982) verwezen.

delijk op verschillende plaatsen tegen Noordwest-Europa tot stilstand gekomen.

Bij recente onderzoeken is vastgesteld dat het genoemde microcontinent afkomstig uit zuidelijke Poolgebieden (verder te noemen: het Zuidcontinent) grote delen van de ondergrond van Engeland en Wales (het Verenigd Koninkrijk zonder Schotland en Ierland) alsmede de huidige ondergrond van het Brabant-terranen moet hebben omvat. De resultaten van dit onderzoek zijn in 1991 in België gepubliceerd.*3

Fig. 1 is daaraan ontleend en aan André, 1983.

De in Engeland gelegen delen van het Zuidcontinent verschillen allemaal qua ouderdom. Zulke verschillen in ouderdom tussen de delen moeten ook voor Armorica als geheel kenmerkend zijn geweest. De verschillende onderdelen zijn:

A. De voortzetting van het Brabant-terranen onder East-Anglia, dat wil zeggen het

deel van Engeland ten noorden van Londen.

B. Het Ierse Rosslare-complex plus de overeenkomstige formatie in Anglesey, beide overblijfselen van het thans verzonken Irish Sea High.

C. Het Midlands Microcraton.

D. Mogelijk de ondergrond van Wales, de z.g. Welsh Basin.

Verder wordt aangenomen dat het Zuidcontinent ook nog een ander, maar intussen verdwenen, Precambrijs gebied heeft omvat.

Het verdwenen gebied (niet weergegeven in figuur 1) zou ten noorden van de andere onderdelen hebben gelegen. Het was mogelijk een bergrug. Het deel van dit verdwenen gebied dat ten noorden van het Brabant-terranen zou hebben gelegen is het Dutch High genoemd.

De diepste ondergrond van het Brabant-terranen doorlopend in East-Anglia (A) zou 1,9 miljard jaar oud zijn en bestaan uit

"felsic crystalline rocks" (= gneisen) (André, 1991, blz. 134)

De ouderdom van het Ierse Rosslare-complex en de formatie in Anglesey (B) wordt op 2,5 miljard jaar geschat.

Het Midlands Craton (C) moet echter voor het overgrote deel jonger dan 1,2 miljard jaar oud zijn (André, 1991, blz. 131). In de tijd dat beide continentale stukken nog onderdeel van het vroegere Armorica waren, ca. 900 m.j., is zowel het Midlands Craton als de ondergrond van het Brabant-terranen door bazaltische uitvloeiingen overdekt. Deze hebben later een metamorfose ondergaan (André, 1991, blz. 134).

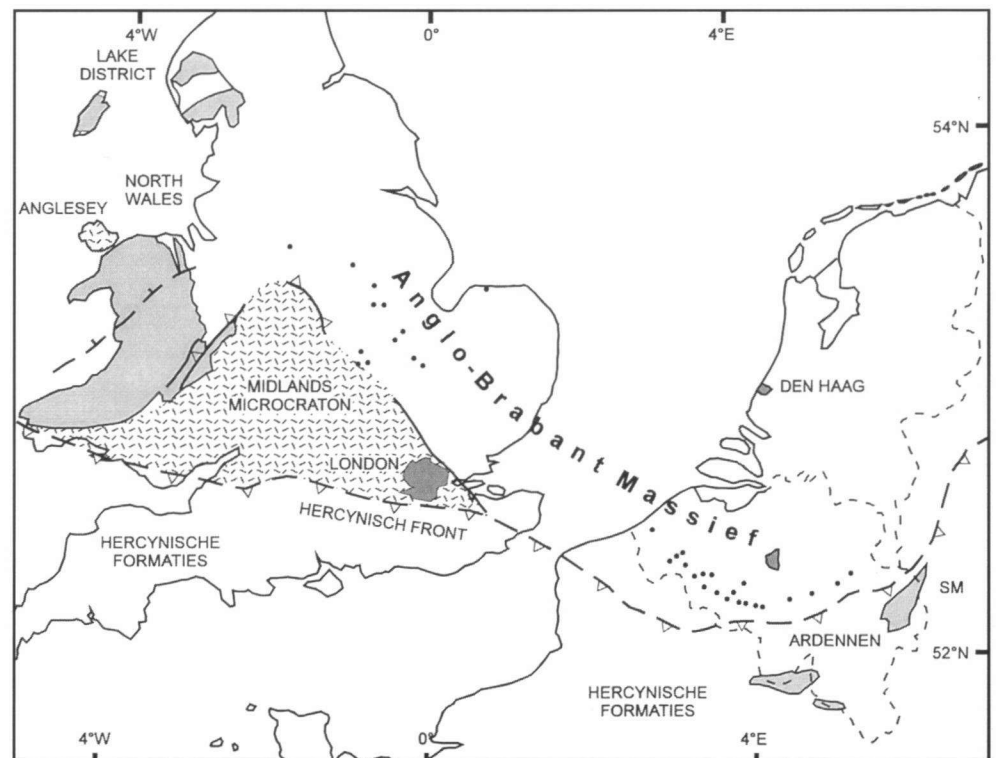
Ter vergelijking: Bretagne en de Kanaaleilanden zijn ontstaan uit het zuidelijke stuk met de hoofdmassa van Armorica (zie ook paragraaf 1.2). Hun ouderdom wordt op minstens 2 miljard jaar gedateerd.

*3 In 1982 heeft Ziegler op grond van fossiel-gegevens reeds vastgesteld dat de ondergrond van zowel het Midlands-craton als het Brabant-terranen uit een koudwatergebied afkomstig moet zijn geweest: "Cambrian and Ordovician faunas of the London-Brabant, the Armorican (= Bretagne)-microcontinent (en nog een aantal andere stukken) display clear affinities to Gondwana cold water faunas. (...) This can be interpreted as implying that a number of continental fragments were rifted off the northern margin of Gondwana (and drifted northward)" (Ziegler 1982, blz. 20).

In 1990 kwamen Von Hoegen, Kramm en Walter tot dezelfde conclusie aan de hand van het radio-actief verval van uranium en lood in microscopisch kleine zirkoonkorrels (> 0,2 - 0,5 mm) uit Vroeg-Cambrijsche zandsteen van het Brabant Massief en uit de Ardennen. Dit U-Pb verval (waaruit de ouderdom kan worden berekend) vertoont een typerend patroon; "a specific pattern of distribution of U-Pb ratios" (Von Hoegen e.a. 1990, blz. 46). Dit komt overeen met dat van andere zirkoon korrels met dezelfde kenmerken (afmeting, kleur, doorzichtigheid, enz.) die in even oude formaties van Centraal Europa en Noord-Afrika werden gevonden. Genoemd patroon verschilt echter opvallend van dat van - in alle opzichten - vergelijkbare zirkoonkorrels van ongeveer dezelfde ouderdom die in Laurentia en Zuid-Baltica werden gevonden.

Figuur 2. De ligging van de kruin van het Anglo-Brabant Massief en van de vulkaanlichamen die bij het ontstaan daarvan betrokken zijn geweest.

De betrokken vulkaanlichamen in East-Anglia zijn veel ouder dan die in België. De Brabant vulkanen zijn ontstaan door subductie van een oceanische bodem van uit het zuiden. Gezien de rijvormige ligging van de East-Anglia vulkanen moet worden aangenomen dat ook deze door subductie zijn ontstaan. Verdere meningen omtrent het ontstaan zijn verdeeld. Opvallend is de grote dichtheid van de ligging van de Belgische vulkanen (zie hoofdstuk 3.1) (naar Pharaoh e.a., 1991, blz. 87, gewijzigd).



De drie oceaangebieden

Het voorafgaande betekent dat er tijdens de noorddrift van Armorica een periode is geweest dat er sprake was van drie oceanische gebieden tussen de noordgrens van het Gondwanaland (thans Afrika zonder Atlas-gebergte) in het zuiden en Noord-Europa (Baltica en de Russische tafel) in het noorden, te weten:

1. Het oorspronkelijke oceaangebied tussen Armorica als geheel (inclusief het later afgescheiden Zuidcontinent) en Noord-Europa.

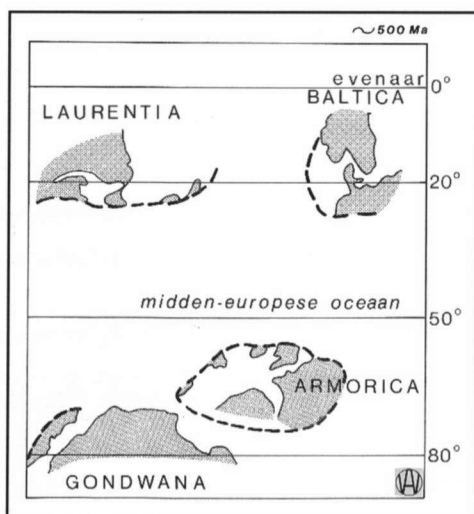
Volgens Perroud, Van der Voo & Bonhommet was dit gebied per einde Cambrium minstens 36° (breedtegraden) breed, uitkomend op ca. 4000 km (Perroud e.a., 1984). Aanvankelijk is dit zeegebied de Mid-Europeesche oceaan genoemd (zie figuur 3). Tegen de tijd dat dit gebied werd dichtgedrukt door het Zuidcontinent heeft de overgebleven strook zee de naam de Thornquist-oceaan of Thornquist-zeezone gekregen.

2. Het oceaangebied dat is ontstaan na de rifting, waardoor het Armorica gebied in twee stukken uiteen viel, dat wil zeggen tussen het latere Zuidcontinent en het resterende deel van Armorica. Mogelijk is dit oceaangebied ca. 2200 km breed geweest.

3. Het oceaangebied tussen de noordgrens van het Gondwanaland en het - als geheel - op drift geraakte Armorica. Dit oceaangebied

Figuur 3. Plaats van de continentale gebieden in het late Cambrium

(naar André, 1986a, blz. 103).



gebied wordt door Ziegler de Proto-Tethys oceaan genoemd.

De onder 1 genoemde bodem van de Mid-Europeesche oceaan zal oorspronkelijk door de noorddrift van Armorica-als-geheel en later door de noorddrift van het Zuidcontinent, onder Baltica en de Russische tafel tot subductie zijn gedwongen (volgens Ziegler ook onder Laurentia, de naam voor de vroegere continentale eenheid van het Canadese-Schild plus Groenland) (Ziegler 1989, blz. 2 en 4).

Indien de noorddrift van Armorica in het begin van het Ordovicium is begonnen (omstreeks 495 m.j.) en de botsing van het Zuidcontinent met Baltica rond 453 m.j. heeft plaats gevonden moet de subductie onder Baltica ongeveer 40 miljoen jaar hebben geduurd. Tijdens deze subductie en de daarop volgende botsing zal een omvangrijk Andes-achtig vulkanisch kustgebergte zijn ontstaan, dat later in de vorming van de NoordDuits-Poolse gebergtegordel is opgegaan.

Na de botsing van het Zuidcontinent tegen Baltica zal de onder 2 genoemde oceaانبodem op zijn beurt tot subductie zijn gedwongen onder de zuidrand van het Zuidcontinent oftewel het Brabant-terranen^{*5}. Daardoor is het Brabant-vulkanisme ontstaan. In zijn dissertatie van 1983 was André ook deze mening toegedaan (André, 1983) (zie verder paragraaf 1.12).

Ten slotte is het zuidelijke stuk met de hoofdmassa van Armorica - verdeeld in brokstukken - tegen het toenmalige Noordwest-Europa tot stilstand gekomen. Ook een deel van het huidige Bretagne plus alle Kanaaleilanden behoren tot dit zuidelijke stuk van Armorica. Wat er daarna met de Proto-Tethys-oceaan is gebeurd is een onderwerp apart.

In 1984 publiceerden Perroud, Van der Voo & Bonhommet een uitwerking van de eerder door hen reeds veronderstelde noorddrift van Armorica en de vermoedelijke afstanden die Armorica moest hebben afgelegd. Daarbij komen zij tot het oordeel dat Armorica zich met een snel-

heid van minstens 10 cm per jaar verplaatst moet hebben: "the Armorica plate must have undergone rapid drift representing a minimum velocity of about 10 cm/year" (Perroud e.a., 1984, blz. 580).

Tevens werd toen een situatietekening gepubliceerd (zie figuur 3). Daaruit valt de hiervoor genoemde Noord-Zuid-breedte van de Mid-Europeesche oceaan van ca. 4000 km te berekenen. Alvorens tegen Baltica aan te botsen moet het Zuidcontinent in elk geval deze afstand hebben afgelegd.

Verder moet rekening worden gehouden met het feit dat Noord-Europa al vanaf het Cambrium regelmatig naar het noorden verschoof. Volgens Faber in "Hoe Nederland ontstond" heeft deze verplaatsing gemiddeld ongeveer 1 cm per jaar bedragen (Faber, 1979). Terwijl het Zuidcontinent met 10 cm/jaar 40 miljoen jaar nodig had om 4000 km af te leggen schoof intussen Noord-Europa met 1 cm/jaar 400 km op. Het Zuidcontinent moet dus in het totaal ruim 4400 km hebben afgelegd toen het tegen Baltica aanbotste. Hiermee komen we tot de volgende datering voor de opeenvolgende gebeurtenissen.

Rond het begin van het Ordovicium (495 m.j.) maakt Armorica zich los van Gondwanaland en begint als geheel aan een snelle noorddrift van 10 cm per jaar. Volgens André ontstaat in het midden van het Ordovicium een riftzone in Armorica, waardoor het Zuidcontinent wordt afgesplitst en waarbij de noorddrift van het Zuidcontinent met dezelfde snelheid wordt voortgezet. Tegelijkertijd wordt het resterende deel van Armorica met dezelfde snelheid teruggeplaatst (André, 1991, blz. 133). Na 11 miljoen jaar is op deze manier tussen de twee delen van Armorica een oceaan van 2200 km ontstaan.

Als de activiteit van de riftzone ophoudt, begint de afgebroken noorddrift van de teruggeplaatste Armorica massa opnieuw. Er zijn dan drie landmassa's ontstaan, die als het ware in een lijn achter elkaar de noorddrift voortzetten.

*4 m.j. = miljoen jaar geleden volgens de tijdschaal van Elsevier (zie ook Introductie).

*5 Het is onduidelijk waarom geen subductie heeft plaats gevonden onder de rest van de zuidrand van het Midland craton. Er wordt getwist over het ontstaan van NW-ZO gerichte vulkanenrij in East Anglia, maar dat kan de bovengenoemde onduidelijkheid niet oplossen.

Het noordelijke deel van het oorspronkelijke Armorica, het Zuidcontinent, gaat voorop; het resterende, zuidelijke deel met de hoofdmassa van Armorica volgt; en de Afrikaplaat, het voormalige Gondwanaland, vormt de achterhoede.

Nadat de Mid-Europese oceaan tot volledig subductie is gedwongen onder Baltica, botst het vooropliggende Zuidcontinent rond 453 mjj (vlak voor het einde van het Caradocien) tegen Baltica. Direct daarna wordt de oceaانبodem van 2200 km lengte tussen het Zuidcontinent en de rest van Armorica tot subductie gedwongen onder de zuidkant van het Zuidcontinent, het latere Brabant-terrane.

Als deze tweede subductie rond 431 mjj ten einde komt, botst de het zuidelijke deel met de hoofdmassa van Armorica tegen het Brabant-terrane. Dat is ten tijde van het einde van het Llandoveryen. Een paar miljoen jaar later zal het Brabant-vulkanisme in het Wenlockien ten einde komen.

In de volgende twee paragrafen worden deze dateringen nader toegelicht.

1.3

De duur van het Brabant-vulkanisme

J. Verniers en G. van Grootel hebben in 1991 een artikel gepubliceerd over de datering van de Silurische afzettingen in het Brabant Massief aan de hand van microfossielen. Het Brabant-vulkanisme is volgens de auteurs geëindigd op de grens van Llandoveryen en Wenlockien. Ze merken daar het volgende over op:

"The age of the extrusives (= het strato-vulkanisme) is accurately known by detailed dating with graptolites or organic microfossils from the interbedded sediments, while the intrusives (de intrusies) are only datable with isotopes within large limits of error. New dating with fossils not only confirmed but described more accurately the west to the east shift through time of the magmatic activity in the Brabant Massif" (Verniers & Van Grootel, 1991, blz. 177).

Volgens deze uitspraak is het Brabant-vulkanisme in het westen dus iets eerder begonnen dan in het midden en heeft zich in dit opzicht als het ware van west naar midden verplaatst (zie figuur 4).

Zoals reeds in de inleiding is opgemerkt, hebben dateringen in de geologie een bepaalde onzekerheidsmarge. Hoe verder de datering in de geschiedenis terug gaat des te groter wordt de onzekerheidsmarge van de dateringen. Niettemin zijn deze dateringen onmisbaar om een globaal idee van de op elkaar volgende gebeurtenissen te kunnen vormen. Getracht wordt deze dateringen zo goed mogelijk te baseren op de ontwikkeling van de opeenvolgende bio-zones.

Zoals aangegeven door Verniers & Van Grootel is de datering met behulp van graptolieten en micro-fossielen veel nauwkeuriger dan die gebaseerd op het verval van isotopen. In het geval van de datering van het eind van het Brabant-vulkanisme in het begin van het Siluur zijn het vooral de microfossielen van Chitinozoa, die een zeer nauwkeurige datering mogelijk maken.

Chitinozoa zijn fles- of zakvormige holle organismen. De meesten zijn 0,15 à 0,30 mm lang. Ze dateren volgens Geys uit het Ordovicium (Geys, 1987, blz. 91-92). In het Siluur van het Brabant-terrane zijn er voor de Chitinozoa in het totaal 26 biozones of subzones vastgesteld. Er zijn tevens 17 graptoliet-zones beschreven, die deels gelijk lopen aan de Chitinozoa-biozones (Verniers & Van Grootel, 1991, blz. 171). Daardoor konden de verschillende afzettingen als gevolg van het Brabant-vulkanisme in het Siluur tamelijk goed worden gedateerd, zeker ten opzichte van elkaar.*6

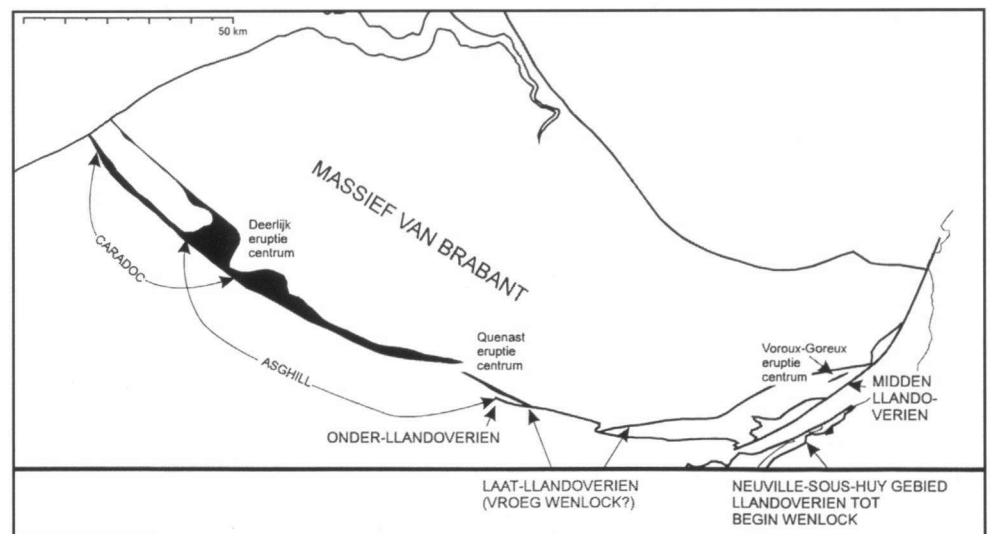
Volgens Verniers en Van Grootel is het Brabant-vulkanisme na een krachtige opleving nabij Nivelles geëindigd aan het einde van het Llandoveryen of begin Wenlockien (zie figuur 4). De grens tussen deze twee perioden wordt door Elsevier op 430 mjj gesteld. Uitgaande van deze datering wordt er in het onderstaande vanuit gegaan dat het Brabant-vulkanisme rond het begin van het Ashgillien (rond 450 mjj) is begonnen en rond 428 mjj is geëindigd en dus ongeveer 22 miljoen jaar heeft geduurd.

Dit sluit aan bij de eerdere veronderstellingen, dat:

- de rifting waarbij het Zuidcontinent werd afgescheiden ca. 11 miljoen jaar heeft geduurd, waarbij
- tussen het Zuidcontinent en het resterende deel van Armorica een oceaan van ca. 2200 km zou zijn ontstaan, en
- deze oceaan met een snelheid van 10 cm per jaar onder het Zuidcontinent ofte wel het Brabant-terrane, tot subductie zou zijn gekomen.

Het zal duidelijk zijn dat al deze dateringen op elkaar aansluiten, maar dat de gehele geologische tijdschaal op zichzelf een bepaalde onzekerheidsmarge heeft. Met de voornoemde dateringen en nog komende dateringen wordt vooral beoogd een duidelijk beeld te schetsen van een gecompliceerd maar niettemin samenhangend geheel van opeenvolgende gebeurtenissen.

Figuur 4. De eruptiecentra en de veronderstelde verplaatsing daarvan naar het oosten (naar Verniers en Van Grootel, 1991, blz. 180).



In verband met de duur van het Brabant-vulkanisme komen nu nog drie punten aan de orde:

1. het einde en het begin van de subductie verschilt van het einde en het begin van het vulkanisme.
2. de datering van de stolling van de intrusies van Quenast en Lessines.
3. de verplaatsing van het begin van het Brabant-vulkanisme van het westen naar het midden.

Ad 1.

Het begin van de subductie gaat uiteraard aan het begin van het vulkanisme vooraf. En zo gaat ook het einde van de subductie - het verdwijnen van de oceanische bodem onder het continent - aan het einde van het vulkanisme vooraf.

Als regel mag worden aangenomen dat de duur van vulkanisme korter is dan de duur van de subductie, gerekend vanaf het eerste moment van indaling van de zeebodem tot het volledig verdwijnen onder de plaatrand. Dat komt omdat de laatste opstijg van de vulkanische smelt, die op grote diepte (150 km) in de aardkorst ontstaat, zeer veel sneller verloopt dan de eerste opstijg, die zich moeizaam een weg naar het aardoppervlak moet banen. Niettemin zal in de volgende paragraaf worden toegelicht dat dit verschil zich bij het Brabant-vulkanisme waarschijnlijk niet heeft voorgedaan. Voorts wordt de schatting toegelicht dat de betreffende subductie mogelijk rond 453 mjj is begonnen en mogelijk rond 431 mjj ter plaatse van de zeebodem is geëindigd.

Ad 2.

De intrusies van Quenast en van Lessines behoren tot de best onderzochte overblijfselen van het Brabant-vulkanisme (zie paragraaf 2.1 en 2.8). André heeft de stolling van de intrusie van Quenast middels de isotopische Pb/U methode op 433 ± 10 mjj gedateerd. De stolling van de intrusie bij Lessines is volgens dezelfde methode

op soortgelijke wijze op 414 ± 16 mjj gedateerd.

Voor beide vulkanieten moet echter worden aangenomen dat de z.g. 'mise-en-place' (het einde van de eruptieve beweging) zowel als de daarop volgende stolling binnen de eerder genoemde periode van 450 tot 428 mjj (zie boven) heeft plaats gevonden.

Gezien de onzekerheidsmarges van de datering van de Lessines-intrusie zou de stolling hiervan dan op zijn laatst 428 mjj moeten hebben plaatsgevonden. De datering van de stolling van de Quenast intrusie rond 433 mjj is zeer goed te verenigen met de periode van 450 tot 428 mjj, die voor het begin en het eind van Brabant-vulkanisme is genoemd.

Niettemin is het zeer te betreuren dat destijds niet ook getracht is deze intrusies aan de hand van de veel nauwkeurigere methode met behulp van Silurische micro-fossielen te dateren (zie verder paragraaf 2.8.1).

Ad 3.

Dat het Brabant-vulkanisme in westen en midden niet ongeveer tegelijk is begonnen verdraagt zich moeilijk met de veronderstelling dat dit vulkanisme na rifting door subductie is ontstaan. Zoals bekend wordt het ontstaan van oceanische spreidingsruggen gekenmerkt door lange rechte stroken. Dit zijn naar men meent rechte verbindingen tussen ver uit elkaar liggende hot spots. Daarbij worden de van elkaar gescheiden continentale eenheden naar weerskanten weggedrukt in een richting loodrecht op de riftzone: "at right angles to the ridge axis" (Hall, 1987, blz. 313).

Daarom wordt er in het onderstaande van uitgegaan dat al het Brabant-vulkanisme langs de meest zuid-zuidwestelijke rij vulkanen praktisch tegelijk is begonnen. Er kunnen alleen verschillen zijn ontstaan door verschil in afstand tot de feitelijke (rechte) subductiezone en door mogelijke verschillen in de ondergrond.

1.4

De dateringen van 453 en 431 mjj

In voorafgaande is gesteld dat het Zuidcontinent rond 453 mjj met de noordkant tegen Baltica botste. In de daaropvolgende periode kwam de oceaanbodem tussen het Zuidcontinent en de rest van Armorica tot subductie onder de zuidkant van het Zuidcontinent, het latere Brabant-terranen. Het einde van deze subductie werd gesteld op 431 mjj; het Brabant-vulkanisme dat door deze subductie werd veroorzaakt, zou rond 428 mjj zijn geëindigd (zie paragraaf 1.2 en 1.3).

De keuze voor de twee dateringen van 453 mjj en 431 mjj hangen ten nauwste samen met de in paragraaf 1.3 nader gedocumenteerde aanname dat het Brabant-vulkanisme rond 450 mjj (op de overgang van Caradocien en Ashgillien) moet zijn begonnen en rond 428 mjj is geëindigd. Zoals eerder opgemerkt moet aan geologische dateringen een grote onzekerheidsmarge worden toegekend en dat geldt dus ook voor deze dateringen. De dateringen van 453 mjj en 431 mjj zijn echter voor het gehele beeld van de gebeurtenissen die in deze monografie worden beschreven van zodanig belang dat de keuze voor deze dateringen een extra toelichting rechtvaardigt.

1.4.1 De 453 mjj datering

Het Brabant-vulkanisme is in wezen een plaatrand-vulkanisme, veroorzaakt door subductie van de zeebodem onder de plaatrand. Zoals reeds in paragraaf 1.3 is opgemerkt is de tijd die tussen het begin en het einde van het vulkanisme verloopt niet gelijk aan de tijd tussen de eerste indaling van de zeebodem en de continent-continent-botsing die plaatsvindt nadat het laatste stukje oceanische zeebodem in de diepte verdwenen is.

Dat komt vooral omdat het opstijgen van de laatste smelt vanaf 150 km diepte zoveel sneller verloopt dan de opstijg van de eerste smelt.

In zijn algemeenheid wordt de duur van de periode tussen de eerste indaling van de zeebodem en het ontstaan van het vulkanisme aan het aardoppervlak door vier factoren bepaald:

1. de steilte van de subductie,
2. de snelheid van de subductie,

*6 Het is niet zo verwonderlijk dat er met behulp van de genoemde micro-fossielen zoveel biozones te onderscheiden zijn. De levende organismen, waarvan de fossielen voor deze bepalingen gebruikt worden, planten zich zeer snel voort, zeker gezien op een geologische tijdschaal. Zeer kleine, maar stabiele veranderingen in temperatuur, de aanwezigheid en concentratie van mineralen, het zuurstof-gehalte e.d. van de leefomgeving kunnen maken dat een bepaald soort organisme zich beter kan ontwikkelen, handhaven en voortplanten dan andere. In een waterig milieu kunnen zulke organismen zich ook relatief snel en over grote afstanden verspreiden. De samenstelling van de organismen in een bepaalde periode, af te lezen aan de fossielen, levert daardoor een biologische vingerafdruk voor die periode op.



3. de vorming van de eerste smelt en
4. de duur van de opstijg van de eerste smelt.

De onzekerheden in deze factoren zijn zodanig dat het moeilijk is om binnen een marge van een miljoen jaar een datering aan te geven voor het begin van de subductie, die zich tegelijkertijd met de eerste fase van de botsing van het Zuidcontinent met Baltica moet hebben voorgedaan. Een indicatie van het tijdstip van deze botsing, waarbij de Mid-Europese oceaan - later de Tornquist-oceaan - werd gesloten, wordt echter door de onderhavige monografie gegeven en in relatie gezet met andere gebeurtenissen.

Indien wordt aangenomen dat het Brabant-vulkanisme op de grens van het Caradocien en Ashgillien, rond 450 m.j., is ontstaan (zie paragraaf 1.3) dan houdt dit in dat de subductie die dit vulkanisme heeft veroorzaakt een paar miljoen jaar eerder moet zijn begonnen. Indien dit verschil op 3 miljoen jaar wordt geschat, dan moet het begin van genoemde subductie dus op 453 m.j. worden gedateerd. Aangenomen wordt dat 453 m.j. tevens het tijdstip is geweest van de botsing tussen het Zuidcontinent en Baltica, waardoor de noorddrift van het Zuidcontinent vrijwel tot stilstand kwam.

De drie miljoen jaar tussen het begin van de subductie en het begin van het vulkanisme omvatten dan:

- de tijd die het duurt voordat de subductieplaat een diepte van 150 km heeft bereikt,
- de vorming van de eerste smelt zodanig dat deze tot opstijging kan komen,
- de duur van de eerste opstijg, die wel licht behoorlijk meetelt.

In deze monografie wordt verondersteld dat de zeebodem onder de zuidrand van het Zuidcontinent een relatief steile subductie heeft ondergaan. Dit wordt nader toegelicht in paragraaf 1.7. Verder wordt in eerste instantie aangenomen dat deze subductie zich met een gemiddelde snelheid van 10 cm per jaar heeft voltrokken. Dit cijfer is ontleend aan de paleomagnetische schattingen van Perroud, Van der Voo & Bonhommet (Perroud e.a., 1984) (zie paragraaf 1.2). Op grond van de recentere studies moet echter worden aangenomen dat de snelheid van die subductie zal zijn afgenomen bij toenemende diepte*7.

De combinatie van deze gegevens betekent dat alleen al het bereiken van een diepte van 150 km na de eerste indaling ruim anderhalf tot twee miljoen jaar gekost moet hebben.

Men moet echter rekening houden met een vertragende omstandigheid aan het begin van de subductie. De nog jonge oceaanbodem ten zuiden van het latere Brabant-terranen moet een uitzonderlijk hoog drijvend vermogen hebben gehad.

1.4.2 De 431 m.j. datering

In paragraaf 1.3 is de duur van het Brabant-vulkanisme besproken en het vermoedelijke einde daarvan rond 428 m.j. Zoals opgemerkt doet het einde van de subductie onder het Zuidcontinent en de daarmee samenhangende continent-continent-botsing tussen Armorica en het Zuidcontinent zich eerder voor dan het einde van het vulkanisme. Ook hier is het verschil op drie miljoen jaar geschat, zodat het einde van de subductie op 431 m.j. is gesteld. De overeenkomst met de eerder genoemde drie miljoen jaar is toevallig.

Het Brabant-vulkanisme begon mogelijk drie miljoen jaar na het begin van de subductie en eindigde - naar schatting - ook drie miljoen jaar na het eind van de sub-

ductie. Hoewel deze intervallen gelijk zijn, zijn de redenen om deze intervallen aannemen totaal verschillend.

In het voorafgaande is gesteld dat aangenomen wordt dat de subductie zich met een gemiddelde snelheid van 10 cm per jaar heeft voltrokken. Deze vond zijn oorsprong in de opstuwende kracht van de noorddrift van het zuidelijke deel van Armorica. Het einde van de subductie wordt veroorzaakt door de continent-continent botsing tussen Armorica en het Zuidcontinent. Het laatste stuk van de indalende oceaanbodem ontbeert daarna de externe druk van de plaattektonische processen die de subductie verder steeds aandreef.

Het voortzetten van de indaling van het laatste stuk oceaanbodem zal volgens de literatuur dan vooral bepaald worden door het eigen gewicht van de subductieplaat (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 171). Mogelijk zal de drukontlasting door opstijgende smelt - ook in de laatste fase - altijd wel een rol hebben gespeeld, hoewel dat niet in de geraadpleegde literatuur wordt genoemd.

Met het wegvallen van de forceerde druk wordt aangenomen dat de gemiddelde snelheid van het laatste stuk oceaanbodem ongeveer 5 cm per jaar zal zijn geweest. In combinatie met de intussen vrij steile subductie leidt dat tot de schatting van de drie miljoen jaar tussen het einde van de subductie ter hoogte van de plaatrand en het einde van het vulkanisme.

Reeds eerder kwam aan de orde dat de eerste opstijg van vulkanische smelt veel langer duurt dan de laatste. Vooral ter plaatse van de aardkorst ontstaat door uitslijting een belangrijke verruiming van de eerste opstijgwegen (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 224).

Na het einde van de subductie komt er een tijdstip dat er op een diepte van 150 km - bij gebrek aan aanvoer van nieuw mate-

*7 Wortel stelt in 1986: "For lithosphere of ages above 70-100 MA (mega annum = miljoen jaar) the sinking rate (op grote diepte) appears to be between 4 and 6 cm/yr" (Wortel 1986, blz. 122). Subductiebodems op grote diepte hebben een eigen indalingssnelheid van gemiddeld 5 cm per jaar onafhankelijk van de indalingssnelheid bij het begin. Volgens Pannekoek wordt aangenomen dat snel indalende subductiebodems op grote diepte overwegend afremmende indalingsweerstand onder vinden. "Op grote diepte zijn de bewegingen in de Benioff-zones overwegend van compressieve aard" (Pannekoek 1982, blz. 170).

*8 M. B. Stephens, Geological Survey of Sweden: "The Scandinavian Caledonides: a complexity of collisions", 1988.

riaal - geen of onvoldoende smelt meer wordt gevormd om de opstijg aan te vullen. Op dat moment zullen de grotere opstijgkanalen (als de meest kwetsbare) door het enigszins plastische karakter van de diepere formaties met grote kracht worden dicht gedrukt. Mogelijk ontstaat daardoor dan een tijdelijke toename van het vulkanisme voorafgaande aan het einde daarvan.

Bij grote continent botsingen zoals o.m. bij de sluiting van de Iapetus ocean*8 ontstaat dikwijls een aanzienlijke gebergtevorming door samengeperste oceanische sediment massa's. De aard van het subductie vulkanisme en het einde daarvan kunnen daardoor niet meer worden vastgesteld. Bij het kortstondige Brabant-vulkanisme heeft genoemde gebergtevorming zich niet voorgedaan. Daarom is misschien nergens fraaier waar te nemen hoe subductie-vulkanisme teneinde komt dan bij Quenast, Bierghes, Lessines en Nivelles. Hopelijk zal ooit nog eens kunnen worden vastgesteld of het omvangrijke vulkanisme bij Roeselare op de zelfde wijze is geëindigd.

1.5

Aanvullende opmerkingen over het Dutch High en het Zuidcontinent

In deze monografie wordt gesteld dat de bodem van de Mid-Europeesche Oceaan door subductie geheel onder Baltica en de aangrenzende Russische Tafel moet zijn verdwenen. Dit proces moet direct zijn begonnen toen Armorica aan zijn noorddrift begon. Het betrof een oceanische bodem van ca. 4000 km. Ter vergelijking: de oceanische bodem die thans in de Pacifische Oceaan onder Japan en de Marianen Rug wegduikt, is op een afstand van ca. 9600 km ten westen daarvan ontstaan.

In tegenstelling tot de hier geformuleerde hypothese veronderstelden André, Hertogen & Deutsch in 1986 dat de betreffende oceanische bodem onder Armorica moet zijn verdwenen wegens "the northward drift of Armorica over the Medio-European oceanic plate" (André e.a., 1986b). De consequenties daarvan zijn echter volkomen in strijd met de nauwkeurige waarnemingen van Walter in 1980.

De subductie die conform de nieuwe zienswijze van André e.a. onder de noord-

grens van Armorica (= later de noordgrens van het Zuidcontinent) is ontstaan, zou langs deze noordgrens een aanzienlijk vulkanisme moeten hebben veroorzaakt, dus ook ter plaatse van de Dutch High. Het is ondenkbaar dat dit geen gevolgen zou hebben gehad voor de afzettingen in het door Walter genoemde dalingsgebied, dat ook in het Ordovicium verder moet zijn weggezakt.

Volgens Walter hebben de Ordovicische afzettingen uitsluitend bestaan uit "shaly rocks with minor intercalations of sandstones", overgaande in "sandy laminated shales" (kleischalies met tussengelaagde zandige afzettingen). Vanaf het begin van het Ordovicium nemen de tussengelaagde afzettingen met het verloop van de tijd toe: "the proportion of sandy intercalations increases from base to top" (Walter, 1980). Van een afzetting van enig vulkanisch materiaal is blijkbaar geen sprake, terwijl die toch had moeten plaatsvinden indien eerder genoemd vulkanisme zou zijn ontstaan, vooral ook gezien de grote afstand tussen de noordkust van het Dutch High (zie figuur 1) en het vulkanisme langs het zuiden van het Brabant-terrane. Op deze gronden moet de bovenvermelde zienswijze van André e.a. dus worden afgewezen. Het enige alternatief is dat vanaf het begin van de noorddrift een subductie onder Baltica heeft plaatsgevonden. Ook Ziegler is uitdrukkelijk deze mening toegedaan (Ziegler, 1989, blz. 2 en 4).

De botsing van het Zuidcontinent met Baltica zal zeker een geweldige bijdrage hebben geleverd aan de verdere groei van het Noordduits-Pools Caledonisch gebergte. Maar als daar vanaf het midden of het einde van het Siluur geen verdere tektonische krachten hebben gewerkt, dan is de gebergtevorming daar toch zeker meer dan 400 m.jg geëindigd. Het gebergte is nadien geheel door erosie verdwenen. Het fundament is ten slotte door rek in de aardkorst tot op grote diepte weggezakt.

Dan blijft echter de vraag over hoe te verklaren valt dat de Dutch High is ontstaan en blijkbaar een diepe wortelzone moet hebben gehad. Deze wortelzone heeft gemaakt dat dit hoogte-gebied zowel in het Cambrium als in het Ordovicium als 'stable high' waarschijnlijk steeds boven water heeft gelegen en steeds maar weer sediment naar het zuiden heeft afgezet. Op deze vraag kan hier helaas geen antwoord worden gevonden. Mogelijk gaat het daarbij om één van die verrassende verschijn-

selen van het merkwaardige continentale geheel dat Armorica is gedoopt.

1.6

Het onder water liggende Brabant-terrane

In een publikatie in 1980 behandelt Walter de sedimentaire opbouw van het Brabant-terrane vanaf het vroegste Cambrium. De zogenaamde Devillien*9 afzettingen in het centrum van het Brabant-terrane zijn in het begin "deposited in a coastal shallow water environment". In het noorden van het Roepi-massief worden deze afzettingen echter gekenmerkt door een "turbiditic sedimentation". Dit wijst volgens Walter op een "increasing distance from the source area - a large northern high" (het eerder genoemde Dutch High).

Het hele afzettingsgebied werd in het vroegste Cambrium gekenmerkt door een constante langzame daling, die min of meer door de afzetting gecompenseerd werd: "the successive subsidence of the shelf area was more or less compensated by the sedimentation" (Walter, 1980, blz. 16-17).

In het begin van het Revinien ontstaat een versnelling van deze daling: "the depositional environment" van het Brabant-terrane "became deeper". Maar in het westen en midden dragen de afzettingen nog steeds het kenmerk van een "well-aerated outer shelf sea", hoewel de turbidietafzettingen in het zuiden zich voortzetten. Dit rustige beeld blijft zich praktisch gedurende het hele Cambrium voortzetten, hoewel er sprake zou zijn van "southern or southwestern supply areas" in het Revinien 4 en 5: "The northern source area had almost lost its influence" (Walter, 1980, blz. 18).

Dit lijkt allemaal vrij ongecompliceerd, maar dat is het toch niet. Een bodemdaling als omschreven, wordt steeds door rek in de aardkorst veroorzaakt. Deze moet zich - gezien het voorstaande - dan vrijwel gedurende het hele Cambrium (590-500 m.jg) of in het laatste driekwart van deze periode hebben voorgedaan (Brouwer, 1991, blz. 2), ter plaatse van Armorica.

In dit verband is het verrassend dat Ziegler

*9 Het Devillien 1 en 2 zijn Belgische benamingen van de oudste Cambrische afzettingen aldaar.

in 1984 melding maakt van een omvangrijk dalingsgebied dat gekenmerkt wordt door een "nearly continuous sequence of epicontinental^{*10} Ordovician, Silurian and Devonian sediments which overlay a basement-complex that was consolidated during Cadomian^{*11} paroxysm" (Ziegler, 1984, blz. 95). Dit was dus een dalingsgebied met een ondergrond, die volgens Ziegler gevormd werd door omvangrijke tektonische gebeurtenissen, die op de grens van Precambrium en Cambrium hebben plaatsgevonden. Ongetwijfeld moeten daarop ook Cambrische sedimenten zijn afgezet.

Volgens Ziegler is dit dalingsgebied aangebottst tegen de continentale eenheid die in het voorafgaande als het afgesplitste Zuidcontinent is betiteld. Zoals eerder reeds benadrukt, wordt in de onderhavige monografie gepoogd alle belangrijke geologische en tektonische gebeurtenissen vanaf het Cambrium tot en met de vorming van het Massief van Brabant in onderling verband op een rij te zetten. Daarbij speelt de noorddrift van Armorica een belangrijke rol, alsmede de recente en verrassende bevindingen van Van der Voo & André dat tijdens deze noorddrift en in het Ordovicium een riftzone moet zijn ontstaan, die het eerder genoemde Zuidcontinent heeft afgesplitst. Dit houdt in dat beide bedoelde delen van Armorica in Cambrium en begin Ordovicium - ondanks de bedoelde rek - als één continentale eenheid naar het noorden verplaatst zijn.

In zijn boek "The Continental Crust" heeft Meissner veel aandacht gegeven aan shelfgebieden, die zonder uitzondering door rek ontstaan (zie boven) (Meissner, 1986). Volgens Meissner zijn shelfgebieden gemiddeld ca. 20 km dik. Onder deze gebieden komt de Moho omhoog waardoor een isostatisch evenwicht wordt gehandhaafd. Hoe dieper het onder water ligt, hoe dunner het shelfgebied is.

In het onderstaande komt nog aan de orde dat het Brabant-terrane deels gekenmerkt werd door een opvallende diepte waarin turbidieten zijn afgestort. Daaruit volgt dat het Brabant-terrane vóórdat daar het vulkanisme begon een relatief dunne aardkorst moet hebben gehad, met een dikte van zeker niet meer dan eerder genoemde 20 km en mogelijk iets minder. Bij de bespreking van de dacitische intrusies in de middensector komt dit opnieuw aan de orde.

Walter heeft ook veel aandacht geschonken aan de zuid-noord gerichte sedimentatie in de periode rond 431 m.j., toen de twee gescheiden gebieden na subductie van de tussen-gevormde oceaan, weer bij elkaar aansloten (botsten). Dit komt in paragraaf 1.10 nader aan de orde.

1.7

De steile subductie

1.7.1 Inleiding

Bij subductie van oceaanbodemplaat onder een continentaal gebied, wordt de afstand tussen de rand van dit gebied en de plaats waar het vulkanisme optreedt, bepaald door de hoek waaronder de oceaanbodemplaat wegduikt. Is deze hoek ongeveer 45° en ontstaat de opstijgende smelt op een diepte van 150 km, dan bedraagt de afstand tussen het diepste punt van de subductietrog en vulkanisme op het continent ook ca. 150 km. Vindt er subductie plaats onder een hoek van bv. 67° of bv. 73° zijn de steile subductie, dan bedraagt genoemde horizontale afstand bij een indaling van 150 km resp. ca. 64,5 km of 45 km.

De afstand van de rand van het Brabant-terrane tot het centrum van de huidige Quenast-exploitatie bedraagt echter ca. 7 km, terwijl de vulkanen van Nivelles en Monstreux praktisch op de rand van het oorspronkelijke Brabant-terrane liggen (zie figuur 6). Deze korte afstand of het ontbreken daarvan, is het gevolg van de gematigde 'continent-continent collision' die rond 431 m.j. is begonnen (zie paragraaf 1.11) en waardoor een korstverkortening van zuidwest naar noordoost^{*12} heeft plaatsgevonden. De gevolgen daarvan hebben zich in de vorm van plooiingen tot

een eind ten noorden van de vulkanen uitgestrekt.

Bij een subductie onder een hoek van 45°, zoals veel voorkomt, zou genoemde korstverkortening ca. 150 min 7 = 143 km zijn geweest, waarvoor - op basis van de plooiingen ten noorden van de vulkanen - geen aanwijzingen zijn. Bij een korstverkortening van 143 km kan ook niet van een gematigde 'continent-collision' worden gesproken; er zou een gebergteketen zijn ontstaan, wat niet het geval is.

Dat een beperkte korstverkortening heeft plaats gevonden is geen omstreden kwestie. Ook een verkorting van 80 km is wel genoemd. De veronderstelling dat een steile subductie onder een hoek van 67° heeft plaats gevonden (waaruit de meer genoemde afstand van 64,5 km volgt) is een hypothese, die verder nog zal worden uitgewerkt. Deze is gekozen omdat een aantal gebeurtenissen, die met genoemde subductie samenhangen, dan het beste kunnen worden verklaard.

1.7.2 De rifting

Volgens het voorgaande is tijdens de noorddrift van Armorica een rifting ontstaan waardoor het noordelijk deel (het Zuidcontinent) is afgesplitst en waardoor zich een nieuwe oceaanbodemplaat tussen beide continentale eenheden heeft gevormd. Rifting is een proces waarbij verhit mantelmateriaal van uit grote diepte (misschien wel 300 km of meer) oprijst van onder de continentale aardkorst en deze in twee stukken uiteendrijft. In de spleet die daarbij ontstaat vormt zich door uitsmelting een bazaltisch magma en - aan weerszijden van de spleet - een zogenaamde spreidingsrug. Door afkoeling en inzinking ontstaat daaruit een oceanische bodem. Deze bestaat uit een poreuze bazaltlaag van 1 tot 2 km dik, met daaron-

^{*10} Volgens de Oxford Dictionary of Earth Sciences is een epicontinental sea: "a shallow sea which extends far into the interior of a continent". Deze term wordt ook gebruikt voor shelfzeegebieden, die veelzijdig door continentale gebieden zijn ingesloten zoals de Noordzee (Allaby and Allaby 1990).

^{*11} Een heftige tektonische periode voorafgaande aan het Cambrium.

^{*12} Verondersteld wordt dat zuidwest naar noordoost de richting is waarin alle subductie- en continent-verplaatsingen hebben plaatsgevonden. In het onderstaande komen deze verplaatsingen bij herhaling aan de orde. Eenvoudigheidshalve is daarbij dan steeds van "noord-verplaatsing" en "druk vanuit het zuiden" gesproken, terwijl daarmee de verplaatsing naar het noordoosten of noord-noordoosten wordt bedoeld. Hetzelfde geldt voor de druk vanuit het zuiden, terwijl die uit het zuidwesten of het zuid-zuidwesten moet zijn gekomen.

der langzaam gestolde gabbro's met een dikte van 4 tot 4,5 km; en daar weer onder een dunne laag kristallijne peridotieten. Tezamen vormen deze formaties een oceanische bodem van 5 to 6 km dik (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 31). Door voortdurende aanwas ter plaatse van de spreidingsruggen, zal deze bodem zich naar weerszijden uitspreiden en de nieuw gevormde continentale eenheden voor zich uit drijven.

Onder de bazaltische bodem vormt zich ter plaatse van de spreidingsruggen echter nog een andere - aanzienlijk dikkere - formatie van materiaal afkomstig uit de bovenmantel. Ook dit materiaal spreidt zich naar beide zijden uit, schuivend over de asthenosfeer. Beide formaties - min of meer samengehecht - worden tezamen de "oceanische lithosfeer" genoemd. Tot voor kort werd de dikte daarvan op ca. 100 km geschat. Recent wordt ook een dikte van 60 tot 80 km genoemd.

1.7.3 De afremming

In paragraaf 1.2 (blz. 9) is aangenomen dat de Mid-Europese Oceaan rond 453 m.j. tot volledige subductie onder Baltica is gekomen en dat direct daarna de subductie van de eerder genoemde nieuwe oceananbodem van ca. 2200 km onder de zuidrand van het Zuidcontinent is begonnen. Gesteld is toen, dat laatstgenoemde subductie moet zijn ontstaan nadat de noorddrift van het Zuidcontinent door botsing met Baltica tot stilstand of praktisch tot stilstand was gekomen. Voorts is daarbij gesteld dat deze laatstgenoemde subductie, na een indaling tot aan de bodem van het Zuidcontinent, onder een hoek van ca. 67° verder de diepte is ingegaan. Dit laatste verdient thans nadere toelichting.

Als de noorddrift van het Zuidcontinent met 10 cm per jaar (10 km/100.000 jaar) de zuidkust van Baltica nadert is daaraan al een hele geschiedenis vooraf gegaan. Het wegstuwen (subductie) van de oude oceananbodem, die in het zeer verre zuiden is ontstaan, moet in die tijd en ook later, geen ernstige problemen hebben opgeleverd. In het geval dat deze subductie onder een geringe hoek heeft plaats gevonden, moeten zich echter vanaf het begin daarvan (mogelijk rond 495 m.j.; zie paragraaf 1.1) reeds "aangroeiwiggen" langs Baltica hebben gevormd. Ook het laatst aangevoerde sediment zal daarin dan zijn opgenomen. Door de kracht waarmee het Zuidcontinent wordt voortgestuwd zal

een eerste ontmoeting met de aangroeiwiggen en een eerste samenpersing nog geen vermindering van de betreffende noordbeweging hebben opgeleverd. Het is echter duidelijk dat de toenemende weerstand, die daarbij wordt ondervonden, ten slotte een afremming van de verplaatsingssnelheid van het Zuidcontinent zal hebben veroorzaakt. De aaneenhechting van beide continenten houdt in dat grote hoeveelheden sediment tot een gebergtevorming of tot het ontstaan van overschuivende dekbladen moet hebben geleid. Het samenpersen van deze massa's, waarbij direct verkitting optreedt verlangt niet alleen grote kracht maar vraagt - gezien het karakter van de vervormbaarheid van gesteenten en hun formaties*13 - ook zeer veel tijd.

Dit alles tezamen leidt tot een afremming van de noordverplaatsing van het Zuidcontinent over telkens kleinere afstanden per jaar. Bij een constante kracht van de voortstuwing leidt dit volgens deskundigen tot een afremmingsperiode van ongeveer 3-400.000 jaar bij een remweg van 10 tot 15 km.

Zodra de genoemde afremming inzet en na aanzienlijke afbraak langs de zuidrand van het Zuidcontinent, komt de voortstuwende oceananbodem tot een subductie (zie onder). Berekeningen tonen aan dat deze subductie, die eerst onder een uiterst kleine hoek begint, uiteindelijk op een diepte van ca. 20 km, onder een hoek van 65° tot 70° in de mantel zal wegduiken. Op basis van deze berekeningen moet een indaling door de mantel onder een hoek van 67° een verantwoorde hypothese worden genoemd, met dien verstande dat het Brabant-vulkanisme dan mogelijk rond 450 m.j. begint, volgens de schattingen (paragrafen 1.3 en 1.4).

1.7.4 Het ontstaan van de subductie en van de twee verschillende sediment massa's

De oceanische bodem die het Zuidcontinent vanaf de riftzone heeft voortgestuwd is mogelijk slechts 1100 km breed geweest (de helft van de eerder genoemde oceanische bodem van ca. 2200

km) en aan de voorkant mogelijk slechts 11 miljoen jaar oud. Deze bodem moet nog een groot drijvend vermogen hebben gehad. Ter vergelijking diene dat de oceanische bodems die onder Java en Japan wegduiken resp. op 120 en 140 miljoen jaar oud worden geschat. Algemeen wordt aan genomen dat oceanische bodems pas na ongeveer 200 miljoen jaar hun drijvend vermogen hebben verloren.

Als eerste uitgangspunt van de verdere behandeling van wat zich bij de stagnatie van de noordverplaatsing van het Brabant-terranen waarschijnlijk heeft voorgedaan, wordt aangenomen dat het Zuidcontinent (en dus ook het Brabantgebied) bij de eerder genoemde rifting langs een vrijwel loodrechte breuk van de rest van Armorica is afgebroken en dat de oppervlakte van het onderwater liggende shelfplateau ca. 1500 meter hoger heeft gelegen dan de oppervlakte van de oceanische bodem*14.

Dit houdt in dat bij de voortstuwing van het onderhavige Brabant-terranen aanvankelijk drie onderdelen te onderscheiden waren als volgt:

1. de eerder genoemde ca. 1500 meter,
2. een bodemdeel van 5-6 km dat onder druk stond van de harde oceanische bodem,
3. de rest van de daaronder liggende continentale bodem die onder druk heeft gestaan van de oceanische lithosfeer, voornamelijk bestaande uit peridotiet-massa's.

Tweede uitgangspunt is dat de noordverplaatsing tot een grootscheepse afbraak van de continentale bovenlaag van 1500 meter moet hebben geleid. Door het grote drijvend vermogen van de oceanische bodem, maar ook door de steun van de daaronder liggende lithosfeer zal het lang hebben geduurd voor dat de oceanische bodem naar beneden toe - eindelijk - is doorgebogen. De opvallende afbraak massa moet toen enorm zijn geweest.

Van minder belang - maar wel vermeldenswaard - is dat ook ter plaatse van het boven ad 2 bedoelde bodemdeel een onge-

*13 Onder grote druk laten gesteentemassa's zich - onder bepaalde omstandigheden - vervormen; zij het onder verloop van veel tijd. Dit wordt "plastische deformatie" genoemd. In de Geologie is dit een belangrijk onderwerp. Zie Pannekoek blz. 117 e.v.

*14 Dit verschil is momenteel meer dan twee keer zo groot, indien de shelfplateaux van de huidige continenten worden weggedacht (Pannekoek, blz. 476 e.v.).

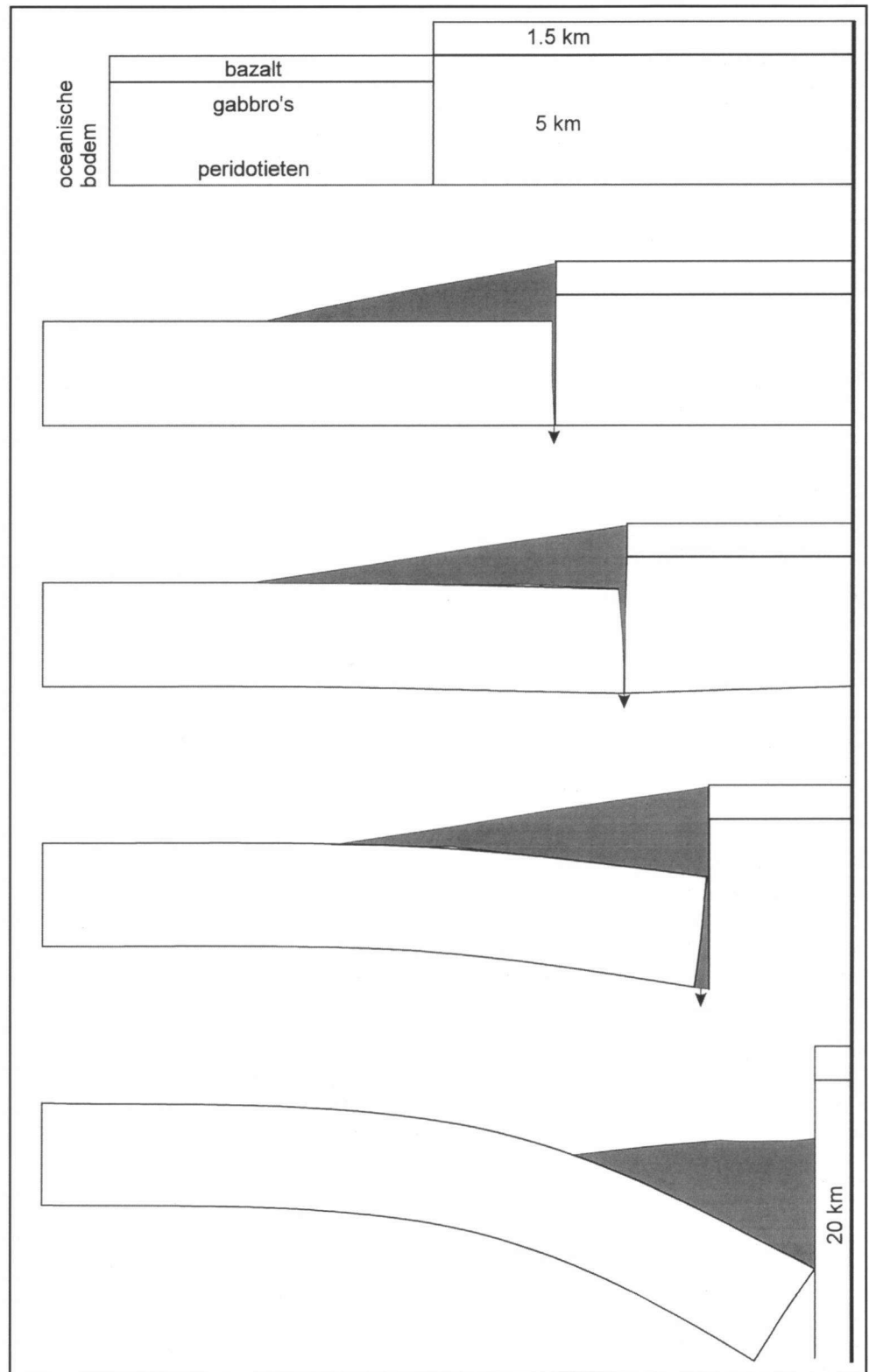
veer gelijke afbraak moet hebben plaatsgevonden. Als gevolg van de zwaartekracht zal deze langs de kustwand naar beneden zijn gezakt (zie figuur 5) en zo - grotendeels verpulverd - in de mantel terecht zijn gekomen. De onderhavige analyse houdt in dat ook deze afbraak aanzienlijk moet zijn geweest. Overigens wordt aangenomen dat ook de eerst genoemde "afbraak" intensief verbrokkelend zal zijn geworden. Er zal daardoor "sediment" zijn ontstaan.

Hoogst belangrijk is nu dat als hypothese moet worden aangenomen dat er te midden van de 140 km riftzone - ten noorden waarvan later het Brabant-vulkanisme zal ontstaan - een tektonische inzinking moet zijn geweest van ca. 25 km breed en langs de zuidelijke kuststrook ca. 1500 meter diep. Dit houdt dan in dat de grootscheepse afbraak van de 1500 meter hoge continentale bodem ter plaatse van de 25 km*15 niet heeft plaatsgevonden.

Tenslotte moet dan worden aangenomen dat de grootschalige afbraak van de eerder genoemde 1500 meter hoge kuststrook, na verloop van tijd tot een uniforme ombuiging van de stugge en goed geconsolideerde oceanische bodem zal hebben geleid; dus over de gehele afstand van de eerder genoemde 140 km. Door deze ombuiging zal dan een trog zijn ontstaan met daarin in de eerste plaats de massale afbraak die de oorzaak van de ombuiging is geweest.

Er doet zich daarbij dan echter een situatie voor waaraan niet voorbij mag worden gegaan. Zodra de oceanische bodem enigermate is omgebogen (waarbij de afbraak van de 1500 meter kust overminderd zal zijn doorgegaan) zal ook afbraak van het in ad 2 bedoelde bodemdeel op de oceanische bodem terecht zijn gekomen; verder aan te duiden als "additionele afbraak". In eerste

Figuur 5. Schematische voorstelling van de subductie-ombuiging van de oceanische bodem. De sterke ronding van de ombuiging op een diepte van ca. 15 km ontstaat door de hoge temperatuur op die diepte (ca. 500°C?). De totale ombuiging ontstaat echter vooral ook door de terugwaartse ombuiging. In totaal ontstaat daardoor een zeer omvangrijke boog; tegenwoordig wel over een afstand van 250 tot 300 km (en meer?) voordat de boog onder het continent wegduikt.



*15 Met het oog op een eventuele uitzakingsproces in de subductietrog op een diepte waar zich nog een zekere spreiding van het meegestroomde sediment kan hebben voorgedaan, is uitgegaan van een "tussenstuk" van ca. 25 km. De afstand tussen de ontsluiting bij Quenast en die bij Lessines meet slechts 22 km, terwijl van de intrusie bij Lessines wordt aangenomen dat de bron daarvan nog iets dichterbij die van Quenast heeft gelegen (André 1983, blz. 26).

instantie zal deze slechts gering zijn geweest, maar zijn toegenomen bij verdere ombuiging. In tegenstelling tot de afbraak van de meer genoemde 1500 meter die plaatsvond over een afstand van 115 km, zal de bedoelde additionele afbraak over de gehele afstand van de 140 km in de genoemde trog terecht zijn gekomen; dus ook ter plaatse van de 25 km.

Als de trog dan later tot volle ontwikkeling is gekomen en de oceanische bodem tenslotte als subductie bodem in de mantel wegduikt, zal blijken dat de afbraak per kilometer ter plaatse van de 25 km in het niet valt bij wat elders per kilometer terecht is gekomen. Dit grote verschil wordt gezien als een verklaring voor het feit dat later ter plaatse van de 25 km 7 intrusies in de aardkorst zijn blijven steken, terwijl elders explosief vulkanisme is ontstaan.

De mening dat er ter plaatse van genoemde 25 km een inzinking moet zijn geweest kan helaas niet opgrond van waarnemingen worden gestaafd. Door een continent-botsing rond het einde van het Siluur (zie paragraaf 1.11) is het zuidelijk deel van het oorspronkelijke Brabant-terrane over een afstand van mogelijk ca. 60 km naar het noorden toe weggedrukt en geplooid. De bovenstaande mening en hetgeen daaruit volgt zal helaas dus altijd wel een hypothese moeten blijven. De andere genoemde uitgangspunten zullen, naar verwachting, zonder veel probleem geaccepteerd kunnen worden.

1.7.5 De ombuiging (zie figuur 5)

Verbuiging van gesteenteformaties zoals de oceanische bodem "zullen slechts uiterst langzaam plaatsvinden en met een grote kromteschaal" (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 137); daarbij is de kromteschaal dan uit te drukken bv. in centimeters per kilometer bodem-oppervlak. Van belang is nu dat het totaal van deze ombuiging kan toenemen door een toename van de afstand waarover deze ombuiging zich uitstrekt. Een ombuiging

van A cm per kilometer kan dan toenemen tot 2A cm over een afstand van 2 km.

Verondersteld wordt dat deze factor een rol heeft gespeeld bij elke ombuiging van een oceanische bodem die tot subductie wordt gedwongen. De plasticiteit van de warme tot zeer warme onderliggende lithosfeer zal daarbij een belangrijke rol hebben gespeeld. Zonder deze plasticiteit zou het ontstaan van een grote boogvorm niet mogelijk zijn geweest.

Tegen de tijd dat de indalende boog daarbij tot een hoek (met het horizontale vlak) van 40° is gekomen zal ter plaatse van de eerder genoemde 115 km een omvangrijke en goed gevulde sedimentwig zijn ontstaan, zulks in tegenstelling tot de hoeveelheid sediment die per strekkende kilometer ter plaatse van de 25 km zal zijn ingezakt. Het verschil dat later zal ontstaan tussen explosief vulkanisme en intrusies die in de bodem zijn blijven steken zal voornamelijk met boven genoemd volumeverschil te maken hebben.

Als ter plaatse van de totale 140 km een verdere ombuiging plaats vindt - eerst tot een hoek van 65° en daarna tot 67° waarmee de oceanische bodem in de mantel wegduikt - zal de bovenkant van de sediment massa's (bij 65°) met iets meer dan 40% omhoog worden "geknepen". De druk op de onderste lagen van genoemde sedimenten zal daardoor overeenkomstig toenemen, met dien verstande dat ter plaatse van de 115 km een druk zal zijn ontstaan die vele malen groter zal zijn geweest dan ter plaatse van de 25 km. Dit druk verschil zal van doorslaggevende betekenis zijn geweest voor het opnemen van H₂O door de sediment mineralen.

Fijnkorrelig sediment wordt namelijk gekenmerkt door het massaal vasthouden - aan de oppervlakte en in de tussenruimten - van kleine hoeveelheden water. Bij hoge druk echter zullen de watermoleculen (H₂O) op verrassende wijze binnendringen in de holten van aanwezige kristalroosters of zich als OH-groepen aan bestaande mineralen hechten*16, waardoor het water verdwijnt tegelijk met het volume daarvan. Ook zal daardoor een verkitting van het sediment optreden.

Door het voorstaande zal ter plaatse van 115 km per strekkende meter aanzienlijk meer H₂O en OH in de beklemde sedimentmassa zijn opgenomen dan ter plaatse van de 25 km.

Bij de processen die zich later op een diepte van 150 km zullen afspelen, zal het bovengenoemde verschil ten slotte resulteren in het ontstaan van een relatief droge vulkanische smelt ter plaatse van de 25 km en een meer H₂O bevattende smelt ter plaatse van de 115 km. In het eerste geval zullen alleen intrusies zijn ontstaan die in de aardkorst zijn blijven steken. In het tweede geval zal explosief vulkanisme zijn ontstaan.

1.8

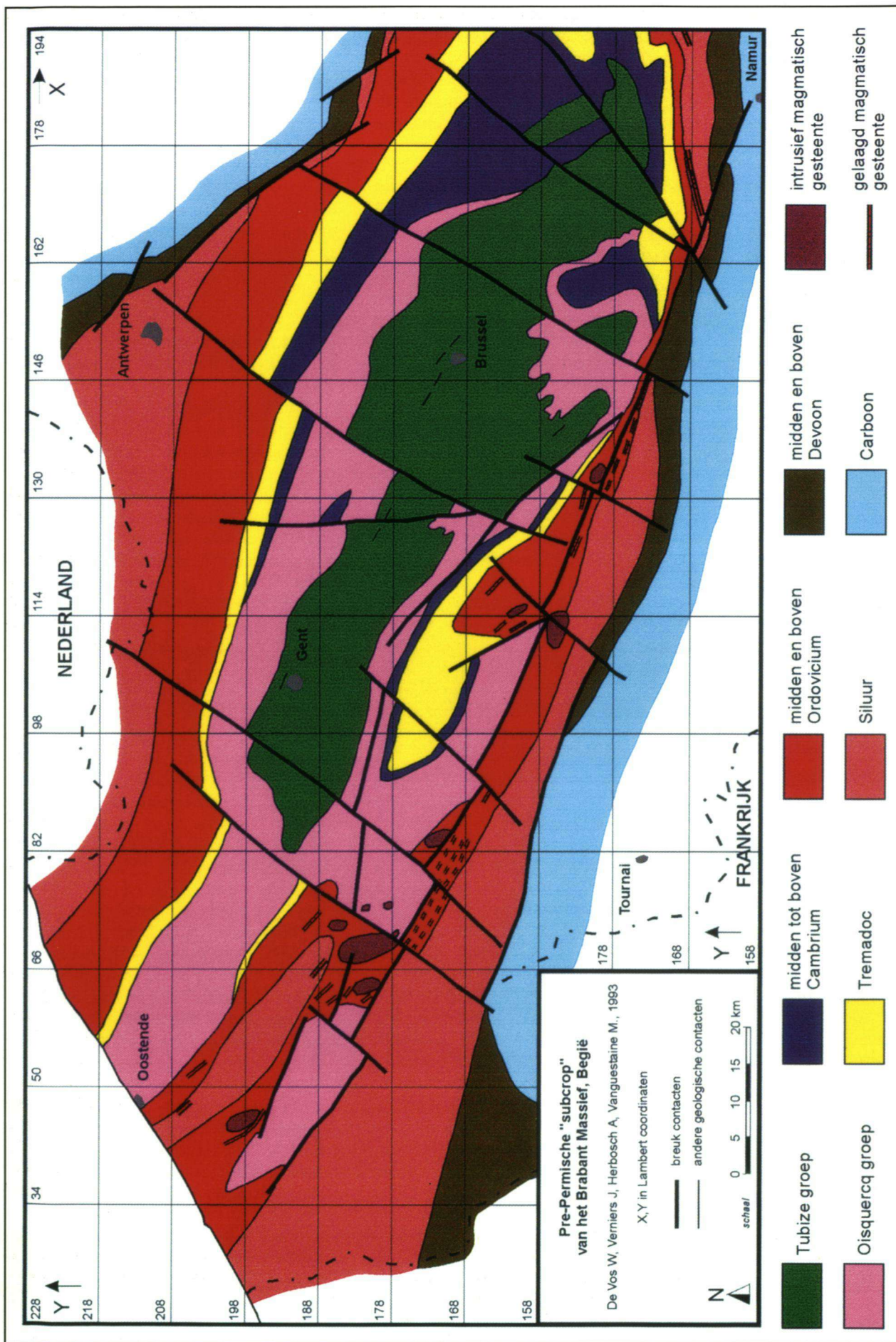
Het breukenpatroon ter plaatse van het Brabant-vulkanisme

In 1968 publiceerde de Belgische Geologische Dienst de resultaten van een bodemonderzoek van Legrand, waarbij onder meer een beeld werd gegeven van de ondergrond van het Massief van Brabant en omringend België, van alle formaties tot en met het Carboon; een bodemkaart dus waarbij alle volgende formaties zijn "weggedacht". Sedertdien heeft in België veel verder bodemonderzoek plaatsgevonden. Dit heeft geresulteerd in een hernieuwde uitgave van de bodemkaart onder de titel "A New Geological Map of the Brabant Massif, Belgium" (Geol. Magazine, Vol. 130, sept. 1993, blz. 610) met toelichting van de Belgische geologen De Vos, Verniers, Herbosch en Vanguestaine. Bij dit verdere onderzoek is een opvallend patroon van breuken vastgesteld ter plaatse van de vroegere vulkanen in het westen en midden (zie figuur 6).

Uit de betreffende figuur blijkt dat eerst een 'longitudinal fault' moet zijn ontstaan (blz. 610), dat wil zeggen een lange rechte breuk "parallel aan een opvallende gebergte keten" (zie Geological Nomenclature 1980) van ongeveer ZO naar NW over precies de lengte (althans volgens de tekening) als van het vroegere vulkanisme in midden en westen. Daarna is het gehele Brabant-terrane onderhevig geweest aan belangrijke transversaalverschuivingen. Verschillende stukken van eerst genoemde breuk zijn daarbij verplaatst geworden. "The (ZO-NW) faultzone was broken by later transverse movements and block faulting (= schollen verplaatsing)" (blz. 610).

In het genoemde artikel wordt volstaan met de beschrijving van de resultaten van het betreffende onderzoek. Behalve dat

*16 De H₂O die zich op deze manier van bestaande mineralen heeft vastgehecht wordt kristalwater genoemd. Soms wordt deze benaming ook wel gebruikt voor het "kristalwater" dat zich van de genoemde aanhechting als water heeft los gemaakt (Pannekoek, bz. 532).



Figuur 6. Pre-permische ondergrond van het Massief van Brabant (naar De Vos e.a., 1993). (Met speciale toestemming van de Cambridge University Press en instemming van de Belgische Geologische Dienst).

uiteraard wordt vastgesteld dat een bodemopheffing heeft plaats gevonden bij het ontstaan rond 419 m.j. (zie paragraaf 5.2) van het Massief van Brabant, wordt ook melding gemaakt van een kleine bergrug die vroeger in westen en midden van het Brabant-terranen moet hebben gelegen. Beide bergruggen zijn momenteel geheel vlak geërodeerd. Het centrale deel van genoemde bergruggen dateert uit het Cambrium. Zoals figuur 6 aangeeft ligt het genoemde breukenpatroon geheel in formaties uit Midden- en Boven-Ordovicium.

In het patroon is de omvang van de intrusies bij Quenast, Lessines en Grammont aangegeven, als ook van een aantal locaties van vulkanisme in het westen. Laatstgenoemde gegevens zijn opvallend.

Voor alle vulkanische uitvloeiingen in het westen is de vaststelling van de omvang van de uitvloeiingen en de mogelijke plaats van de bijbehorende vulkaan een belangrijk gegeven.

De tekening maakt de indruk dat de nieuwe gegevens op het voorgaande betrekking hebben. Bij Roeselare (Roulers) is een elliptische omvang van ca. 7 km lengte vastgesteld. Corin en André hebben veel aandacht besteed aan de vulkanische uitvloeiingen die in de buurt van Roeselare op een diepte van 223-153 m onder het huidige zeeniveau zijn aangetroffen (zie paragraaf 3.2). Gezien de aard van de vondsten ging het daarbij om duidelijke uitvloeiingen aan het aardoppervlak. Echte intrusies zijn gestolde vulkanische opwellingen (duidelijk te herkennen aan hun kristallisatie) die in de aardkorst zijn blijven steken, "emplaced within pre-existing rocks" (Oxford Dictionary of Earth Sciences, 1990) bij Quenast en Bierghes waarschijnlijk op een diepte van ca. 1625 m onder het aardoppervlak c.q. de zeebodem (zie paragraaf 2.2).

Indien bovenstaande interpretatie van de tekening juist is, is thans overtuigend vastgesteld dat het vulkanisme bij Roeselare van aanzienlijke omvang moet zijn geweest, wat door André in 1983 reeds werd vermoed.

Ook de andere nieuwe gegevens betreffende het westelijk vulkanisme zijn dan van overeenkomstig belang. Dit betreft dan niet alleen dat nu ook de juiste locaties van het vulkanisme bij Lichtervelde en Pittem zijn vastgesteld, maar mogelijk ook de juiste locatie van een drietal andere vulkanen in dezelfde buurt. Of het daarbij om

bekende of deels onbekende vulkanen gaat, is uit de tekening niet op te maken. Verder is intrigerend dat nu ook, naar het lijkt, de omvang van de uitvloeiingen bij Keiem zijn vastgesteld. Dit houdt dan namelijk in dat de uitvloeiingen die bij Leffinge destijds (1954 of eerder) zijn aangetroffen van een vulkaan afkomstig moet zijn geweest, die nog steeds niet bij benadering is gelokaliseerd.

Ten aanzien van het bovenstaande en tal van andere punten, houdt de Belgische Geologische Dienst nog een slag om de arm: "It is too early at this stage to establish a detailed sequence of tectonic events" (blz. 610). Verdere mededelingen van deze Dienst mogen met spanning tegemoet worden gezien.

De Vos en collega's achten het mogelijk dat de ZO-NW breuk ongeveer tegelijk met vulkanisme ontstaan is: "penecontemporaneous with the magmatism". Hoewel niet wordt uitgesloten dat de transversaal-breuken (merendeels) van een latere datum zijn, wordt toch opgemerkt dat enkele intrusielichamen "close to the intersection" (= dicht bij het kruispunt) van de ZO-NW breuk en de transversaal-verschuivingen zijn ontstaan. Bij het verder intekenen van de vulkanen blijkt dat eerst de intrusies moeten zijn ontstaan en daarna de transversaal-breuken. Als het andersom zou zijn geweest zouden veel meer vulkanen juist op de kruisingen zijn ontstaan, hetgeen, naar blijkt, niet het geval is.

Ten slotte vragen de 'longitudinal faults' die in het bovenstaande reeds werden genoemd nog bijzondere aandacht. Deze moeten ongetwijfeld aanvankelijk één aaneengesloten geheel zijn geweest, hetgeen wordt ondersteund doordat ca. 80 miljoen jaar, na het begin van het Brabant-vulkanisme, in hetzelfde traject een formidabele horizontale verschuiving moet hebben plaatsgevonden.

Het breukengebied dat de horizontale verschuiving heeft achtergelaten wordt de Oudenaarde-Bierghes breukzone genoemd met een lengte van ca. 70 km. De longitudinale breuk heeft een lengte gehad van ca. 175 km vanaf het westen tot voorbij Nivelles. Gezien de mineralen die bij genoemde horizontale verschuiving naar boven zijn gekomen (zie paragraaf 2.8), moet deze breukzone zich tot aan de onderkant van het shelfplateau hebben uitgestrekt. Dit houdt in dat ook de longitu-

dinale breuk ongeveer een zelfde diepte moet hebben gehad.

1.9

De bergrug waarop de vulkanen zijn ontstaan

Mortelmans en tijdgenoten zijn van mening dat er een bergrug is ontstaan tegelijk met het begin van het Brabant-vulkanisme. Deze bergrug zou meer genoemde vulkanen hebben gedragen: "une cordillère (bergketen) localement émergée, formant un archipel parsemé (bezaaid) de volcans dacitiques" (Mortelman, 1955, blz. 210).

Volgens Pannekoek & Van Straaten is een geringe isostatische opheffing van de bodem ter plaatse van subductie-vulkanisme een normaal verschijnsel (blz. 172). Mogelijk is het beeld van een opvallende bergrug nog versterkt, door de omvangrijke depressie die destijds ten noorden van de vulkanen is ontstaan. Wellicht heeft het vulkanisme voorkomen dat ook de bodem onder de vulkanen mee in de bodemdaling van de depressie werd betrokken.

1.10

De ontsluiting bij Tubize

Door de tamelijk recente opheffing van het Massief van Brabant (in het Pleistoceen) zijn de oudste gesteenten in de bodem van dit Massief op enkele plaatsen door rivierontsluitingen zichtbaar geworden.

Figuur 7 geeft een overzicht van de voornaamste plaatsen met uitzondering van Blanmont. Deze plaats ligt aan de Orne, een bovenloop-zijrivier van de Dijle. Daar zijn kwartsieten ontsloten. "The age is unknown but could be late Precambrian" (André e.a., 1986a, blz. 104). De belangrijkste ontsluiting ligt echter in het dal van de Senne bij Tubize. Daar is het belangrijke Onder-Cambrium ontsloten. De fraaie ontsluitingen bij de punten 2 en 3 in figuur 7 bevinden zich op een fabrieksterrein.

Volgens Walter is de sedimentatie in het begin van het Cambrium begonnen met "pure sands deposited in a coastal shallow water environment". Deze strekte zich niet alleen uit tot het Brabant-terranen,

maar ook verder naar het oosten en het zuiden. Volgens Walter betroffen deze sedimenten "psammitic and coarse psammitic rocks", afbraakprodukten van complexen van sterk metamorfe gesteenten (Walter, 1980, blz. 16-17).

Spoedig daarna moet zich echter in het gehele gebied, maar mogelijk vooral in het midden en westen daarvan, een geleidelijke bodemdaling hebben voorgedaan, waardoor de aanvoer van sediment de vorm van turbidieten heeft aangenomen.

Daarbij betrof het de aanvoer van grof verweringspuin (bij Tubize ontsloten) afkomstig van de eerder genoemde metamorfe formaties. De grovere stukken van dit puin zijn door Vander Auwera en André (1985) grondig onderzocht. Zij bevatten zowel afbraak van gneis, glimmerschisten en micro-pegmatieten als ook metamorfe vulkanische fracties (metavolcanics) in hoeveelheden van 10-30% of meer (André e.a., 1986a, blz. 103).

Dit sediment moet derhalve afkomstig zijn geweest van complexen van gesteenten die uit een eerdere sedimentatie zijn voortgekomen en die daarna onder hoge druk een sterke metamorfose hebben ondergaan. Volgens de datering van de graniet-gneisschist-resten moeten deze kristallijne gesteenten rond 1900 m.j. zijn ontstaan. "The mean age of the protoliths (= moedergesteente) from which these granites and gneisses derived were older than 1,9 GA" (= 1,9 miljard jaar) (André e.a., 1986a, blz. 110).

Gezien het feit dat ook de vulkanische fracties grindjes (conglomeratische rolsteentjes en arkose-brokkjes) en ander sediment bevatten, zijn André, Deutsch en Hertogen van mening dat de oorspronkelijke sedimenten van het Gondwanaland afkomstig zijn geweest. Deze zijn toen mogelijk in een delta-gebied afgezet dat veel later door opheffing en afscheiding van een groot stuk van het oorspronkelijke Gondwana-continent tot het Armorica-

gebied zou gaan behoren. "The source of this old detritus came from somewhere in Gondwana through a series of sedimentary cycles" (André e.a., 1986a, blz. 110).

1.11

De gematigde 'continent-continent collision'

In het voorafgaande is gemotiveerd dat de continentbotsing ten zuiden van het Brabant-terranen wellicht per einde van het Llandoveryen (ca 430 m.j.) heeft plaats gevonden. Na een krachtige opleving is het vulkanisme ca. 2 miljoen jaar later geëindigd.

Genoemde continent-continent-botsing heeft zich echter niet voortgezet. In plaats van het gebruikelijke consolidatie-proces, dat tot een gebergtevorming zou hebben geleid, is de botsing tot stilstand gekomen. In dit verband spreekt Ziegler van een 'soft-docking' (lezing eind april 1992 voor de V.U. te Amsterdam).

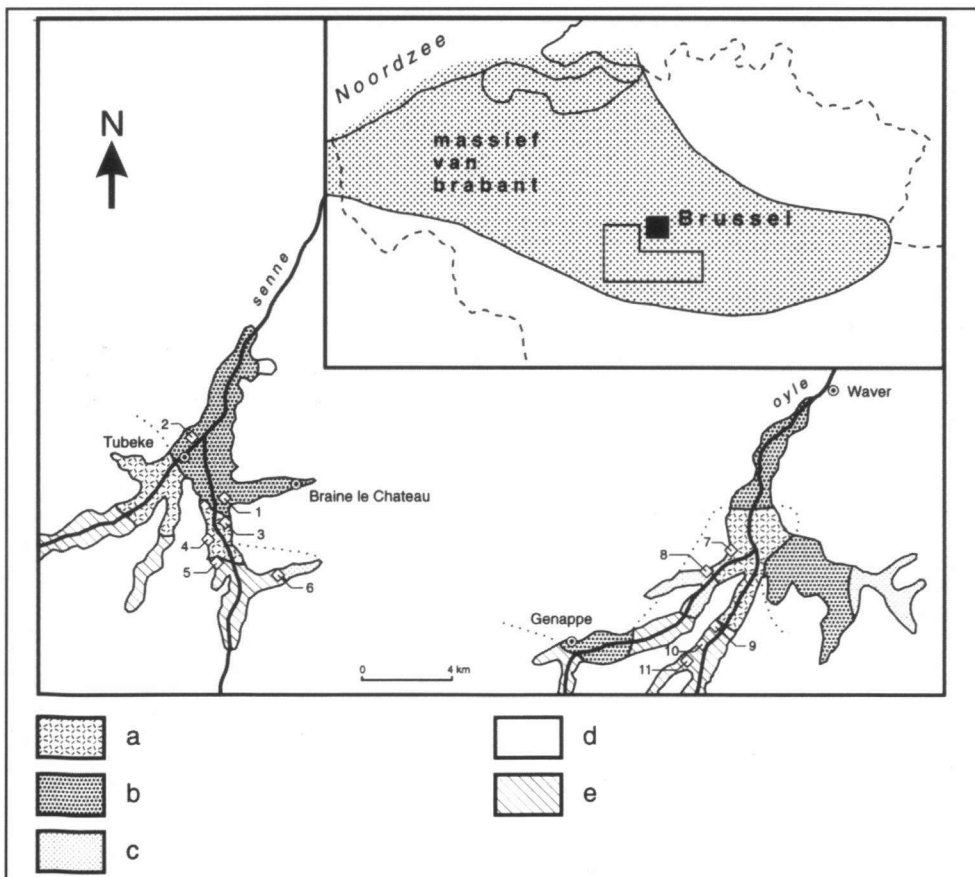
Deit neemt niet weg dat genoemde botsing aanmerkelijke sporen heeft achter gelaten.

In paragraaf 1.7 kwam aan de orde dat de afstand tussen de rand van het Brabant-terranen en de vulkanen aan de oppervlakte, bij een vermoedelijk steile subductie van de oceanische plaat onder een hoek van 67°, gevolgd door een smelt op 150 km diepte, ca. 63 km moeten hebben bedragen. Deze afstand moet oorspronkelijk langs de hele vulkanenrij ongeveer gelijk zijn geweest, resulterend in een strook van gelijke breedte.

In figuur 6 wordt de overgang van Devoon naar Ordovicium weergegeven. Deze overgang wordt beschouwd als de teruggedrongen, oorspronkelijke rand van het Brabant-terranen. Uit de plaats van de (donker gekleurde) intrusies in figuur 6 blijkt dat de strook van ca. 63 km door korstverkorting over de gehele lengte aanzienlijk smaller is geworden. In het westen is de afstand tussen de vulkanen en de rand van het Brabant-terranen nog ca. 18 km breed, ter plaatse van Quenast ligt de rand thans op 7 km van het intrusie-centrum en bij Nivelles is de strook zelfs tot nihil gereduceerd.

Genoemde korstverkorting heeft tot een aanzienlijke plooiing en scheefstelling van de aardlagen geleid (zie figuur 8). Deze

Figuur 7. Vroegpaleozoïsche ontsluitingen langs de zuidrand van het Massief van Brabant. a. Oisquercq-Mousty Subgroep (Boven-Cambrium); b. Tubize Subgroep (Onder-Cambrium); c. Blanmont Subgroep; d. Tertiair; e. Ordovicium. 1 t/m 11 locaties van ontsluitingen (naar André, 1986a).



vervorming hebben zich tot ver naar het noorden langs de inmiddels gestolde vulkaanlichamen voortgezet.

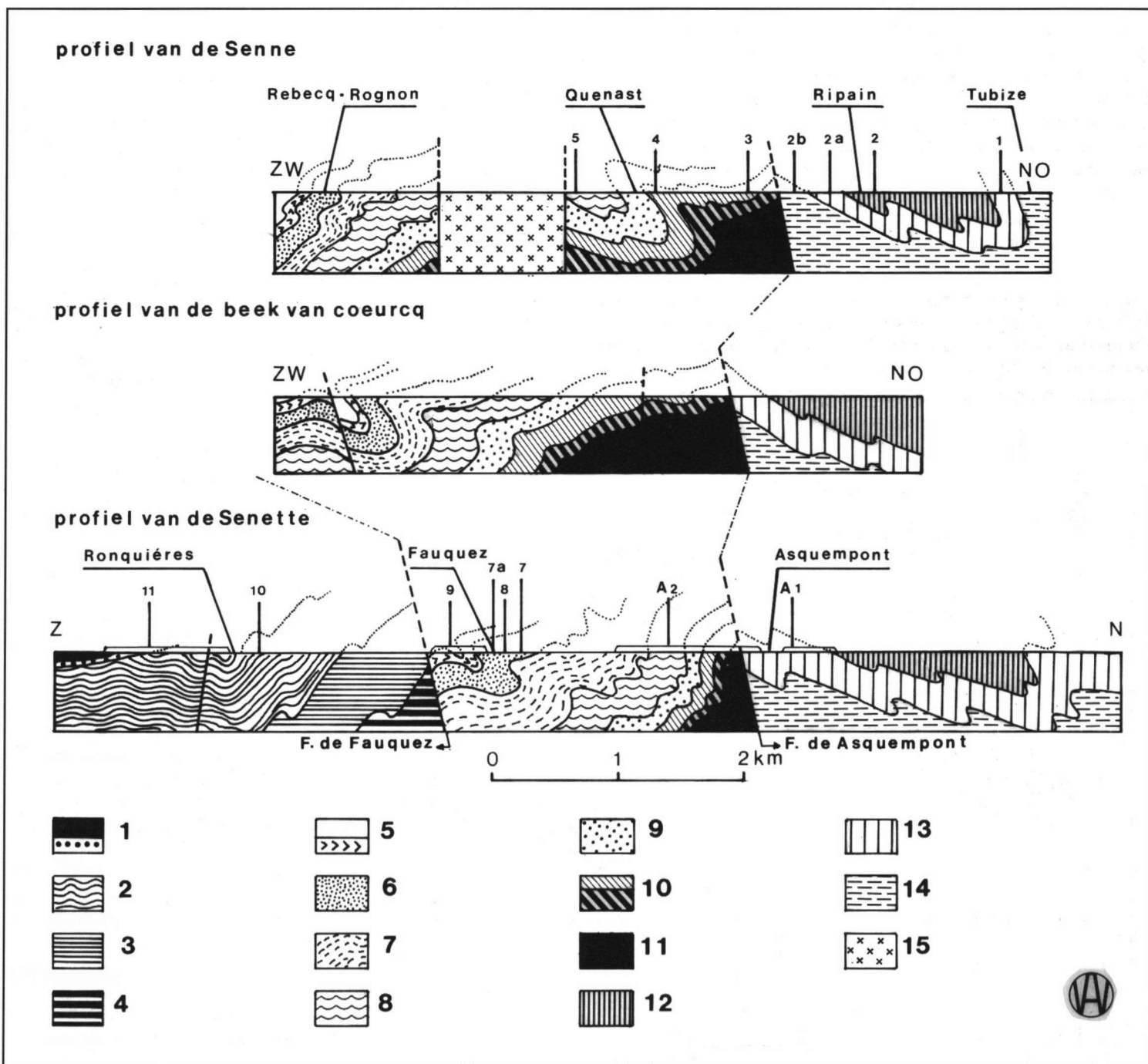
Belangwekkend is nu dat zich terplaatse van het Brabant-gebied in een periode van miljoenen jaren nog twee andere plaattektonische beweging hebben voortgedaan.

1. Rond het midden van het Ludlovien (ca 418 m.j.) is een (Laat Caledonische) bodembeweging vanuit het noorden ontstaan. Door de druk daarvan zijn de eerder vanuit het zuidwesten opgestuwde en geplooidde lagen deels weer naar het zuiden terug gebogen (zie bovenste profiel van figuur 8).

2. Op grond van paleomagnetische gegevens heeft Van der Voo geconcludeerd dat het Armorica-gebied zich daarna weer een eind naar het zuiden heeft terug getrokken. Dit is gepaard gegaan met een rek in de aardkorst waarbij de bekende Devonische zee-arm is ontstaan. (Van der Voo, 1988, blz. 321).

Figuur 8. Ongeveer Noord-Zuid verlopende profielen in de ca. 5 km brede omgeving van Quenast (naar Masson, 1973, blz. 92 © MASSON S.A. Paris).

1. Devoon met transgressie-conglomeraat; 2. Onder-Ludlovien; 3. Wenlockien; 4. Llandoveryen; 5. Ashillien met tuffen; 6. Caradocien; 7. Llandielien; 8. Llanvirnien; 9. Areigien; 10. Tremadocien; 11. Boven-Reviniën; 12. Onder-Reviniën 1b; 13. Onder-Reviniën 1a; 14. Devillien; 15. Microdioriet van Quenast.



In 1984 had Ziegler echter reeds geoordeeld dat "regional compression ceased essentially at the transition from the Silurian to the Devonian (= 400 m.jg) and gave way to regional extension (= rek)" (Ziegler, 1984, blz. 98).



Ter plaatse van de gematigde 'continent-continent collision' moet zich ook nog een andere ontwikkeling hebben voorgedaan. Voorafgaand aan deze 'collision' moet zich ten zuiden van het Brabant-terrane een tamelijk stabiel ander continentaal gebied (dat wij thans - een deel van - het zuidelijke deel van Armorica noemen) hebben bevonden. Volgens Walter zijn er vanaf dit laatste gebied grote hoeveelheden sediment in de vorm van turbidieten in de steeds smaller wordende zee-sleuf tussen de twee continentale gebieden afgestort (Walter, 1980, blz. 22).

Turbidieten zijn troebelingsstromen, die op onder water liggende hellingen ontstaan en die onder bepaalde omstandigheden in beweging komen en dan geweldige hoeveelheden sediment - meestal over lange afstand - verplaatsen. Dit betekent dat de noordrand van het genoemde continentale gebied een shelf-plateau moet zijn geweest. Maar het betekent ook dat er een boven zee liggend achterland moet hebben bestaan waar al dat sediment oorspronkelijk van afkomstig moet zijn geweest.

Sedimentatie vanaf het Brabant-terrane zal vrijwel niet hebben plaatsgevonden. Dit gehele gebied lag toen nog onder water. Alleen de vulkanen op de bergrug zullen het beeld hebben vertoond van een rij vulkanische eilanden, vanwaaraf mogelijk alleen tefra door de lucht naar het zuiden zijn afgezet. Het gevolg is geweest dat het sediment dat vanaf het zuiden werd aangevoerd, na de aaneensluiting van Armorica en het Brabant-terrane, ten slotte onder water in noordelijke richting, tussen de vulkanen door is afgezet. Een belangrijk deel daarvan is daarbij via turbidieten in het eerder genoemde gebied van de Brabant-depressie - waar zich een verdere bodemdaling had voorgedaan -

terecht gekomen. De omvang daarvan moet zodanig zijn geweest, dat het centrale Brabant-terrane in de Masson-gids over België vergeleken wordt met een "depot turbiditique" (Masson, 1983).

Als gevolg van deze sedimentverplaatsing over de bergrug, zijn rond de blijkbaar inmiddels reeds vrij geërodeerde intrusielichamen van Bierghes en Quenast, opmerkelijke zuid-noord gerichte structuren (stroming dan wel uitschurings-verschijnselen?) in Silurische aardlagen aangetroffen.

"Les alignements (= structuren) de Silurien s'incurvent (= krommen zich) autour des massifs de Bierghes et de Quenast, comme si ceux-ci avait joué le rôle de blocs résistantes" (André & Deutsch, 1984, blz. 376 in navolging van Corin).

1.12

De veranderde visie van André

In het voorstaande is aangenomen en gemotiveerd, dat het Brabant-vulkanisme in midden en westen een oud plaatrand-vulkanisme is geweest, ontstaan door subductie van een oceanische bodem ten zuiden van de plaatrand. Ook André in zijn dissertatie van 1983 was het daarmee eens. "Une zone Benioff plongeant du sud vers le nord sous les rameaux Caledonian belges" werd het meest waarschijnlijk geacht (André, 1983, blz. 240 en 299).

Deze zienswijze is daarna door André totaal verlaten. In een artikel dat in 1986 verscheen is hij samen met Hertogen en Deutsch van mening dat het Brabant-vulkanisme is ontstaan gedurende de sluiting van de Mid-Europese Oceaan en dat de bodem daarvan (wellicht voor een deel) vanuit het noordoosten in zuidelijke richting onder het Anglo-Brabant-microcontinent (dan wel onder het Zuidcontinent) is verdwenen. (Zie ook noot *11.) Het Brabant-vulkanisme zou dan nu zijn ontstaan door een "South-southeast directed subduction beneath the Midlands-Brabant Craton"... "at the southern margin of the Medio European ocean" (André e.a., 1986b, blz. 881 resp. 880). Ondanks dat daardoor tal van cruciale vragen worden opgeworpen is deze zienswijze verder niet uitgewerkt.

In verband hiermee dient er op te worden

gewezen, dat er in deze monografie eveneens van wordt uitgegaan, dat de Mid-Europese Oceaan mede door de noorddrift van het Zuidcontinent - waarvan het Anglo-Brabant-microcontinent een onderdeel is geweest - per einde van het Llandoveryen (430 m.jg) gesloten is geworden. Dit proces is per begin Ordovicium begonnen en rond 450 of 455 m.jg geëindigd (zie paragraaf 1.3). Ook Ziegler is deze mening toegedaan (Ziegler, 1989, blz. 2 en 4).

De lezer zal begrijpen dat de schrijver dezes aan laatst genoemde hypothese heeft vastgehouden - mede gezien de bovenbedoelde cruciale vragen waar het antwoord op ontbreekt. Desondanks zal ook deze monografie ongetwijfeld nog vragen onbeantwoord laten.



HOOFDSTUK 2

HET VULKANISME LANGS DE ZUID-RAND VAN HET BRABANT-TERRANE: HET MIDDEN

2.1

Inleiding

Van de vulkanische activiteit die zich op de grens tussen Ordovicium en Siluur langs de zuidrand van het Brabant-terranen heeft voorgedaan, worden momenteel op veel plaatsen nog de bewijzen aangetroffen. In de Masson-gids over België van 1983 zijn de plaatsen weergegeven die in 1981 bekend waren. Figuur 9 is daaraan ontleend. Op basis van de nieuwste gegevens zijn in deze figuur correcties aangebracht voor de plaats van diverse vulkanen en voor de aard van vulkanisme (intrusies).

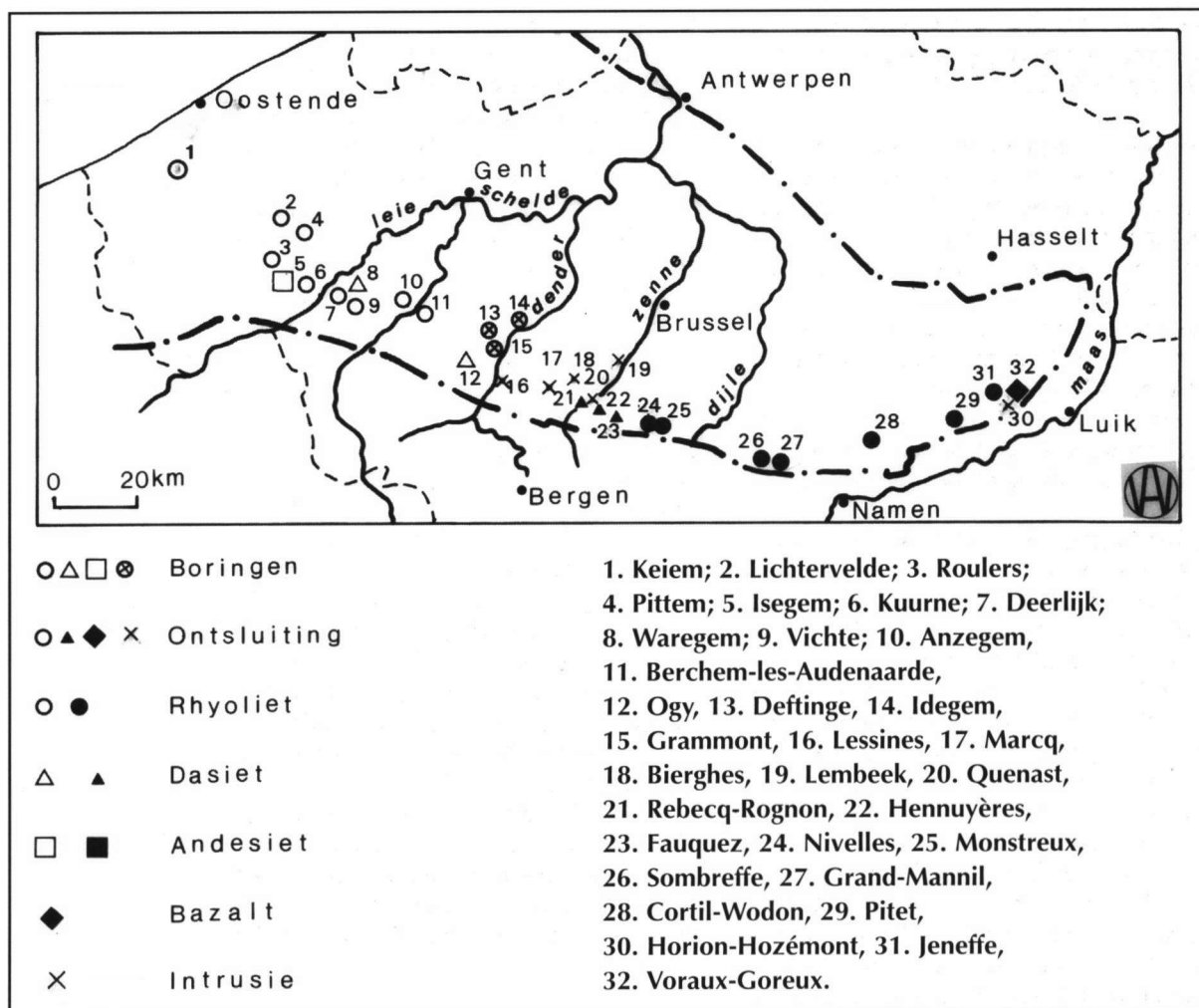
Zoals reeds in paragraaf 1.8 is vermeld heeft de Belgische

Geologische Dienst in 1993 een Pre-Permische bodemkaart van het Massief van Brabant gepubliceerd (zie figuur 6). Wat het Brabant-vulkanisme betreft wordt in de toelichting geconstateerd dat "there is no continuous magmatic zone but rather a series of eruption centres" (Geol. Magazine, Vol. 130, sept. 1993, De Vos e.a., blz. 610).

Op basis hiervan wordt een onderscheid gemaakt tussen het vulkanisme in het westen (cijfers 1 t/m 11 in figuur 9), in het Midden (12 t/m 27) en in het oosten (28 t/m 32). In het Midden kan dan verder nog onderscheid gemaakt worden tussen de regio van de intrusies (13 t/m 23) en de

regio met zeer explosief vulkanisme (24 t/m 27).

Het vulkanisme in het westen en in het midden is door de reeds besproken subductie ontstaan. Het vulkanisme in het oosten heeft niets met subductie te maken. Het heeft betrekking op een gabbroïde intrusie bij Hozémont, alsmede op sterk verweerde bazalten en bazaltische kussenlava's en spilieten ten westen van Luik. De erupties aangegeven met de nummers 1 t/m 15 zijn slechts uit boringen bekend. Daarbij werden merendeels alleen de afzettingen aangetroffen. Vooral als dat slechts tuffen zijn bestaat de mogelijkheid dat de vulkaan daarvan een heel stuk ver-



Figuur 9. Overzicht van de plaatsen waar het Brabant-vulkanisme is waargenomen (volgens André in 1981), wat de locaties betreft gewijzigd conform de nieuwste gegevens (naar Masson, 1983, blz 17, c MASSON S.A., Paris), aangepast conform nieuwe gegevens omtrent locaties en intrusies.

derop moet worden gezocht. Wat dit betreft kwamen echter in paragraaf 1.8 een aantal vermoedelijke nieuwe ontdekkingen aan de orde.

De samenstelling van het subductie-vulkanisme en de betreffende gesteenten - zoals ook bij ander vulkanisme - vertoont een uiterst grote verscheidenheid. Het onderscheid bij de naamgeving richt zich echter op de aanwezigheid van enkele hoofdbestanddelen en dan ook nog binnen zeer ruime grenzen. Daardoor wordt dit vulkanisme al naar de omvang van het SiO_2 -gehalte meestal als volgt ingedeeld:

	SiO_2 -gehalte
Andesiet-bazalt	53 - 57 %
Andesiet	57 - 63 %
Daciet	63 - 68 %
Ryoliet	68 - 78 %

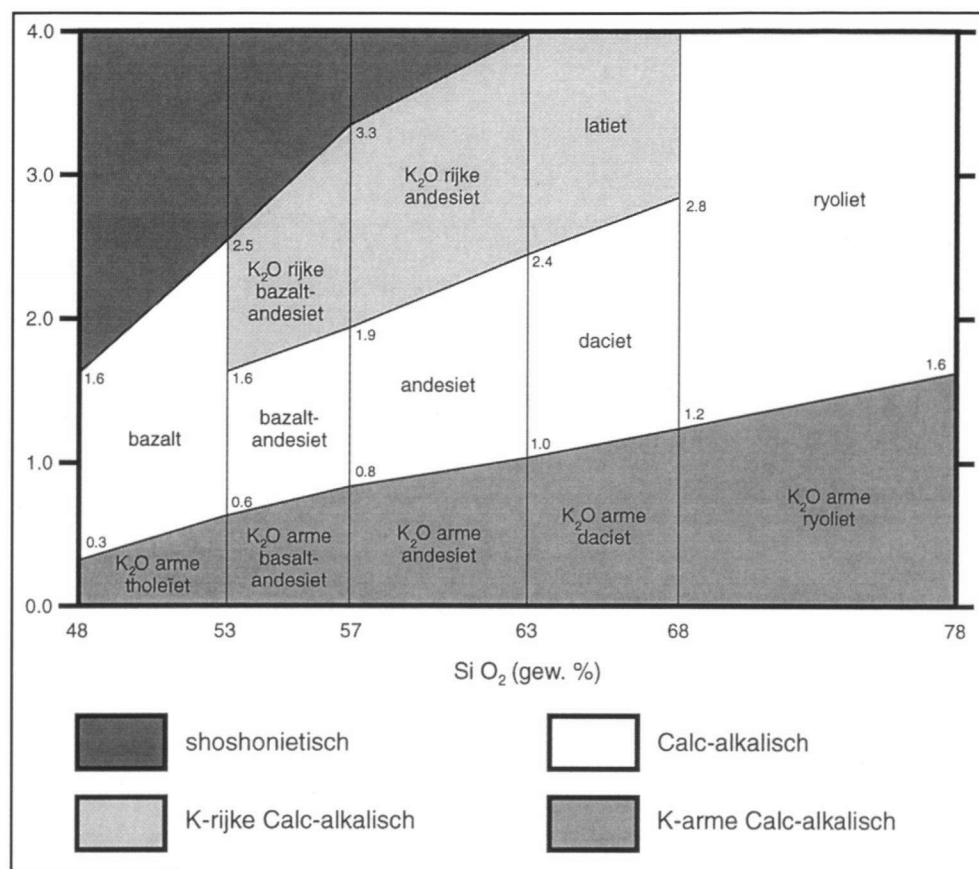
Wordt ook het K_2O -gehalte in aanmerking genomen dan ontstaat het volgende beeld. (zie figuur 10).

De genoemde gesteenten bestaan behalve uit SiO_2 en K_2O nog uit een groot aantal andere componenten, die alle in gewichtspercentage aanzienlijk kunnen verschillen zonder dat dit in de standaard benaming tot uitdrukking komt. Dit kan voor ieder van de vier genoemde gesteenten tot tamelijk grote verschillen in de samenstelling leiden.

De serie andesiet-bazalt, andesiet, daciet, ryoliet wordt de calc-alkali serie genoemd. Andere schrijvers noemen iets andere scheidslijnen tussen de vulkanieten van deze serie, waardoor de andesiet-bazalt dan soms vervalt. Zo wordt het SiO_2 -gehalte van andesiet bijvoorbeeld op 54-62% gesteld in plaats van de hiervoor genoemde 57-63%. Maar dat veroorzaakt geen wezenlijke verschillen.

Subductie-vulkanisme komt grotendeels voor in de vorm van andesiet, genoemd naar het Andes-gebergte. Uit de nieuwste gegevens blijkt echter dat langs de zuidrand van het Brabant-terrane het daciet overheerst.

In figuur 9 is middels rondjes, vierkantjes en driehoekjes de aard van het vroegere vulkanisme aangegeven op basis van wat daarover in 1981 bekend was. Sedertdien is het oordeel over de aard van



Figuur 10. Subductie-vulkanisme gerangschikt naar het gewichtspercentage van SiO_2 en K_2O . (Deels ontleend aan Hall, 1987, blz. 393).

het vulkanisme voor veel plaatsen veranderd.

Momenteel is men van oordeel dat het Brabant-vulkanisme in het westen (1 t/m 11) en in het oostelijke deel van het midden (21 t/m 27) dacitisch van karakter en daardoor - met uitzondering uiteraard van de mogelijk recent ontdekte intrusies - sterk explosief is geweest. Van de acht intrusies (13 t/m 20) worden er zeven ook dacitisch genoemd. Ze hebben een gemiddeld SiO_2 -gehalte van 62,33% (Dietrich & Skinner, 1979, blz. 125).

Het jongste vulkanisme dat bij Deerlijk (7) heeft plaatsgevonden wordt ryolitisch genoemd, terwijl recent ook ryoliet is aangetoond bij Keiem (1). Andesietisch vulkanisme dat typerend is voor subductie-vulkanisme komt slechts voor in een enkele afzetting bij Isegem (5), hoewel het zuurdere daciet daar toch heeft overheerst. Uit tal van boorresultaten blijkt overigens dat de aard van de uitstoot ook op tal van andere plaatsen in de loop der (miljoenen) jaren nogal aan veranderingen onderhevig is geweest.

Het overheersen van daciet, in plaats van andesiet, langs de zuidrand van het Brabant terrane, is een opmerkelijk aspect. Een mogelijke verklaring daarvoor komt in paragraaf 2.3 aan de orde.

2.2

Het vulkanisme in het Midden

Het subductie-vulkanisme in het westen is alleen uit boringen bekend. Daarom wordt eerst het grotendeels dagzomende subductie-vulkanisme in de middensector behandeld. Het is heel opvallend dat in deze sector acht intrusies zijn ontstaan die in de aardkorst zijn blijven steken (kruisjes in figuur 9). Deze acht omvatten de kleine intrusies bij Deftinge (13 in figuur 9), Grammont (15) en Idegem (14), die op een diepte van 20 tot 80 meter onder het huidige aardoppervlak liggen en bij hun ontstaan misschien door ca. 1500 meter Silurische lagen werden bedekt. Verder zijn er drie zeer grote intrusies bij Quenast (20), Bierghes (18) en Lessines (16) ont-

staan. Hier is het gesteente door erosie aan het daglicht gekomen. Dit is bij Bierghes en Lessines aanvankelijk op kleine schaal en thans op grote schaal blootgelegd.

De hele kleine intrusie bij Marcq (17) met eenzelfde samenstelling als die van Quenast is sedert kort aan genoemde zes intrusies toegevoegd. Het vulkanisme bij Fauquez is niet in de aardkorst blijven steken en hoort hier dus eigenlijk niet bij (en in figuur 9 ook niet als intrusie aangegeven).

Het vulkanisme bij Lembeek (19) heeft in figuur 9 ook een kruisje gekregen. Waarom is echter niet duidelijk. In 1861 werd daar een dioriet met kleine hoeveelheden lood- en kopererts gevonden en kort geëxploiteerd en valt dus geheel buiten het dacietische patroon.

Het gaat dus eigenlijk om zeven intrusies van dacietisch magma, die op de grens tussen Ordovicium en Siluur tot hoog in de aardkorst zijn doorgedrongen en daar zijn blijven steken.

In 1983 maakt André melding van een studie van B.P. Kokelaar uit 1982 betreffende intrusiële lichamen die zodanig hoog in de aardkorst zijn doorgedrongen dat daarbij waterhoudende sedimenten werden bereikt. Zandige sedimenten kunnen op relatief grote diepte nog veel water bevatten.

Door de grote hitte van de omhoogdringende intrusie (minstens 1000°C) kan dan een z.g. fluidisatie optreden; d.w.z. een (beperkt) vloeiend gedrag van de sedimentmassa. Bij latere afgravingen dwars op de intrusiewanden zijn de effecten daarvan dan goed te zien. André is van mening dat dergelijke vloeiverschijnselen ook langs de bovenrand van de Quenast-groef zijn of waren waar te nemen.

Volgens Kokelaar kunnen dergelijke verschijnselen zich uitsluitend voordoen bij een matige druk van minder dan 312 bar (André, 1983, blz. 25). De druk van 300 bar is gelijk te stellen aan die van ca. 1200 meter huidige oppervlakte-aardkorst met een dichtheid van 2,5 tot 2,6 kg/l. Dit duidt inderdaad op een uitzonderlijk hoogtebereik van het intrusiële lichaam.

Maar ook zonder de mogelijke waarneming van André kan worden geconstateerd dat de intrusie van Quenast tot hoog in de aardkorst is doorgedrongen. Daarbij wordt

er dan van uitgegaan dat de Quenast-intrusie geëindigd is met de vorming van een lakkoliet. Bij het ontstaan daarvan ondervindt de smelt plotseling een sterke zijdelingse drukontlasting, gepaard gaande met een snelle afkoeling. Door dit laatste komt dan ook het verder opdringen van de intrusie ten einde. Gezien de waarnemingen van Mortelmans moet dit proces zich ook bij Quenast hebben voltrokken.

Volgens Robaszynski en Dupuis in de uitgave van Masson over België (1983) wordt de dikte van het versteende Brabant-Siluur op "meer dan 4000 meter" geschat (blz. 14) terwijl het Llandoveryen daarvan iets minder dan 1/3 zou hebben uitgemaakt. Bij de stolling van de intrusie van Quenast - even voor het einde van het Llandoveryen - zullen de Silurische afzettingen misschien zo'n 1300 meter dik zijn geweest omgerekend in compact gesteente en ca. 1625 meter in de vorm van sediment met een dichtheid van 2 kg/l (volgens Kokelaar blz. 22). Zelfs als deze getallen destijds anderhalf maal groter zouden zijn geweest, zou toch nog van een uitzonderlijk hoogtebereik van het intrusiële lichaam kunnen worden gesproken.

Daarboven moet zich dan nog een laag zeewater hebben bevonden. Zoals in paragraaf 3.2 nog aan de orde komt, moet de diepte van deze zee ter plaatse van de vulkanen in het westen ca. 40 tot 50 meter zijn geweest. Er is geen aanleiding te veronderstellen, dat de zee bij Quenast veel dieper was.

De intrusie bij Quenast moet tot een uitzonderlijke hoogte "in de aardkorst" zijn doorgedrongen, mede door de laatste krachtige opleving waarmee het subductie-vulkanisme is geëindigd. Ter vergelijking diene dat opstijgende granietbatholieten wegens drukontlasting merendeels op een diepte van 6000 meter stollen (Pannekoek & Van Straaten, 1982 blz. 210). Het proces van de laatste sterke opleving doet zich daarbij echter niet door.

Hetzelfde geldt voor de intrusies bij Bierghes en Lessines als ook voor de vier kleinere intrusies. Dit betekent dat al deze kwarts-houdende intrusies relatief zeer "droog" moeten zijn geweest, zulks in opvallende tegenstelling tot de vulkanen in het westen en het resterende explosieve vulkanisme in de Middensector (24 t/m 27 in figuur 9). Daardoor rijst de vraag hoe het mogelijk te verklaren valt dat deze intrusies zo relatief "droog" zijn geweest, ter-

wijl het overige dacitische Brabant-vulkanisme zijn explosief karakter behalve aan het SiO₂-gehalte juist aan een grote hoeveelheid H₂O te danken zou hebben.

2.3

Het subductieproces en de aard van de opstijgende smelt

In paragraaf 1.7.5 kwam de verrassende wijze aan de orde waarop H₂O zich onder grote druk aan de sediment-mineralen hecht, hetzij door een plaats te vinden in het kristalroosters van deze mineralen, hetzij als OH-groepen aan de sediment-mineralen zelf. Deze binding is echter zodanig dat het water (H₂O) zich bij gewijzigde omstandigheden daaruit weer gemakkelijk los maakt. Ook dan wordt wel gezegd dat het water zich als kristalwater uit de eerst genoemde bijzondere bindingen los maakt.

Uit het voorgaande volgt dat de subductiebodem uiteindelijk bestaat uit een bovenlaag van bazalt waaraan het samengeperste sediment met binnengedrongen kristalwater, zich heeft vastgehecht. Behalve de eerder genoemde aanhechting van de sedimenten aan de oceanische bodem zal de gezamenlijke afdaling ook nog zijn bevorderd door de "ruwheid" (kammen en riggels) van de oceanische bodem.

Door de toenemende hitte bij verdere afdaling zullen smeltprocessen ontstaan op een diepte van ca. 150 km. Verondersteld wordt dat deze processen ondermeer inhouden dat het eerder genoemde - in het sediment - binnen gedrongen kristalwater zich weer uit het genoemde sediment losmaakt en in de vorm van watergas naar buiten treedt. Aangenomen wordt dat een zelfde proces zich voordoet bij het bazalt. Men is tegenwoordig van mening dat oceaanwater is binnen gedrongen bij het ontstaan van de bazalt en dat daardoor bij de stolling "allerlei H₂O en OH-houdende omzettingsmineralen zijn gevormd" en ingesloten (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 171). Als gevolg van de grote verhitting zal ook dit laatste bedoelde kristalwater op een diepte van 150 km tot watergas zijn overgegaan.

Volgens Pannekoek & Van Straaten (1982) zal dit zo gevormde H₂O-gas een smeltpunt verlaging van de peridotietmagma hebben veroorzaakt.

Verondersteld wordt dat de lichtere mineralen zich daardoor uit genoemde magma zullen losmaken om dan te samen met de verhitte H₂O als een andesietische smelt op te stijgen. Pannekoek & Van Straaten: "Dat smelting van de mantelperidotiet optreedt is dan het gevolg van sterke smeltpunt verlaging door toevoer van H₂O dat bij verhitting uit de oceaanbodemgesteenten ontwijkt".

Maar zo eenvoudig is bedoelde ontwikkeling niet te omschrijven. De bazaltische bodem zal door een dikke sediment laag bedekt zijn geweest. Ook in deze laag zullen verhitte H₂O moleculen zijn ontstaan en door volumetoename naar buiten zijn gekomen. Maar eigenlijk moet verondersteld worden dat de H₂O moleculen direct zijn doorgedrongen in de aangrenzende laagjes van de peridotietmagma gepaard gaande met het onmiddellijk optreden van het afscheidings proces.

Hoe het dan zit met het watergas dat in de bazalt vrijkomt en daar eveneens wil uit treden ondanks de aanwezigheid van de aangehechte sedimentlaag, wordt niet duidelijk gemaakt. Het eenvoudigste is echter te veronderstellen dat de uit het bazalt vrijkomende verhitte H₂O-moleculen door het sediment penetreren en dan op de zelfde manier deelnemen aan de vorming en afscheiding van een andesietische smelt, zoals eerder vermeld. Daarbij ligt het voor de hand te veronderstellen dat ook het sediment dat uit de continentale bodem afkomstig is op de zelfde wijze zal worden gesplitst in lichtere en zwaardere moleculaire onderdelen. Per saldo zullen de H₂O moleculen dan vrijwel(?) zonder tussen fase van de ene aanhechting in de andere (=andesietische smelt) over gaan. Maar het belangrijkste is dan dat er twee soorten andesietische smelten zullen opstijgen. De ene soort over een afstand van 115 km met veel aangehecht kristalwater; en de andere soort over een afstand van 25 km met relatief weinig aangehecht kristalwater.

Over wat er dan verder met het bazalt is gebeurd is Pannekoek echter onduidelijk. Verondersteld moet echter worden dat een deel van het bazalt verandert in een andesietische smeltmassa; voornamelijk door een verlies van FeO-mineralen (zie paragraaf 2.2), waarna de rest van het bazalt dan in eklogiet verandert; een "very high-pressure metamorphic equivalent of igneous rock of basaltic composition" (Hatch, Wells and Wells, 1972, blz. 439).

Het voorstaande houdt nu in dat de smelten die ter plaatse van de eerder genoemde 115 km opstijgen aanmerkelijk meer "kristalwater" zullen hebben bevat dan de smelten die ter plaatse van de ca. 25 km zijn opgestegen. Uit de "115 km"-smelten ontstaat - na verrijking met SiO₂ - het explosief vulkanisme; uit de relatief "droge" smelt ter plaatse van de 25 km ontstaan dan alleen maar intrusies. Zie onder (paragraaf 2.4).

2.4

Het ontstaan van explosief vulkanisme en intrusies

Explosief vulkanisme ontstaat indien de opstijgende smelt behalve veel kristalwater ook veel SiO₂ bevat.

SiO₂ verhoogt de viscositeit (= stroperigheid) van de smelt. Water dat bij drukontlasting uit vulkanische smelten vrijkomt heeft een tegengesteld effect. Indien een smelt die veel SiO₂ en veel kristalwater bevat, dicht bij het aardoppervlak een drukontlasting ondervindt, gaat het kristalwater over in vrije moleculen. Niet alleen dat water meer volume heeft dan (opgesloten) kristalwater; maar deze toename valt in het niet bij de volumetoename bij overgang van water naar gasvorm of tot stoom. "Es ist bekannt dass überhitztes Wasser beim Übergang in den Gas- bzw. Dampfzustand einen rund tausendfach größeren Raum beansprucht" (Rast, blz. 35). Bij een grote SiO₂-viscositeit leidt dit dan tot explosief geweld en vulkanisme.

Is kristalwater slechts beperkt aanwezig, dan blijft de opstijgende smelt in de aardkorst steken. Ook dan vindt blijkbaar een omzetting van kristalwater in watergas plaats. Volgens Pannekoek & Van Straaten (1982) (blz. 210) is dat in beginsel een geleidelijk proces. Indien er slechts weinig kristalwater tegelijk vrijkomt, wordt dit door de omgevende bodem opgenomen,

tegelijk met een zeker temperatuurverlies. Daardoor blijven veel, tamelijk droge, granitische smelten in de aardkorst steken. Hetzelfde geldt voor dacitische smelten. Bevat dergelijke smelten echter veel kristalwater, dan ontstaat er door de massale omzetting een versnellend effect, waardoor dan explosief vulkanisme optreedt.

2.5

De SiO₂-verrijking en het ontstaan van dacietisch vulkanisme

In 1983 kwam André in zijn dissertatie tot de conclusie dat de ondergrond van het Brabant-terran ca. 1,9 miljard jaar oud is en uit gneis moet bestaan (André, 1983). Naar aanleiding daarvan neemt men thans aan dat de opstijgende vulkanische smelt door SiO₂ assimilatie een grote SiO₂ verrijking heeft ondergaan.

Deze verrijking tijdens de opstijging door de aardkorst wordt als een belangrijke factor beschouwd voor de vorming van het uiteindelijke karakter van het vulkanisme. Gneis bevat ca. 70% SiO₂ waarvan meer dan een derde in de vorm van vrije kwartsen (Schumann, 1975, blz. 72). "The magma supplying subduction volcanoes often must rise through ancient continental rocks, already high in silica, which greatly increases their chance of contamination" (Decker & Decker, 1989, blz. 77).

De overgang van de andesietisch-bazaltische smelt naar een dacitische smelt zal voornamelijk veroorzaakt zijn door de aanzienlijke hoeveelheid vrije kwarts van het gneis. Overigens bevat daciet vrije kwarts en andesiet niet (Dietrich & Skinner, 1979, blz. 176). Aansluitend op het voorgaande is het onderstaande overzicht interessant (Dietrich & Skinner, 1979, blz. 176).

componenten mineraal	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	Na ₂ O	K ₂ O
Peridotiet	39,37	4,47	14,09	0,50	0,26
MORB bazalt	52,40	13,55	12,52	2,32	0,40
Andesiet	56,63	16,85	7,06	3,08	2,24
Daciet	62,33	17,30	2,68	4,21	4,46

De opstijgende smelt

Zoals eerder is betoogd, moet de 100 km dikke en 140 km brede oceanische bodem langs een vrijwel rechte kamlijn zijn omgebogen. Daardoor is deze plaat ook tamelijk uniform in de diepte weggedoken. De plaat moet daarom ook op 150 km diepte over een aaneengesloten stuk zijn opgesmolten.

Kennelijk is er daarna een tamelijk gecompliceerd opstijgproces gevolgd. Voorop staat dat in ieder geval tal van opstijgwegen zich bundelen. Anders is het niet te verklaren dat het subductie-vulkanisme zich aan het aardoppervlak manifesteert als een reeks afzonderlijke vulkanen. In de Alloeten vertonen deze onderlinge afstanden van 6 of 7 km. Op Java zijn de onderlinge afstanden ongeveer tien keer zo groot.

Volgens André moet worden verondersteld dat de intrusies bij Quenast en Bierghes praktisch uit één en dezelfde opsmelt-bron afkomstig zijn geweest: "The Quenast plug crystallized at the same time from the same magma as the Bierghes sill." (André & Deutsch, 1985, blz 915; idem 1986, blz. 106).

Het ligt voor de hand te veronderstellen dat er in de mantel een centrale opstijgweg is geweest, die onder het aardoppervlak een soort reservoir of een platte "bel" heeft gevormd waaruit, op enige afstand van elkaar, twee ongeveer overeenkomstige intrusies zijn ontstaan. De afstand tussen de twee intrusies moet aanvankelijk tamelijk gering zijn geweest. Gegeven een opstijg over een afstand van ca. 20 km tot de aardkorst is een afwijking aan het aardoppervlak van 4 of 5 km te verwaarlozen.

De activiteit van deze twee intrusies is ongeveer 5 miljoen jaar eerder geëindigd dan het vermoedelijke algehele einde van het explosieve Brabant-vulkanisme. En dit geldt zeker in vergelijking met de intrusie bij Lessines. Het voortijdig einde van de activiteit van de intrusies bij Quenast en Bierghes moet een bijzondere oorzaak hebben gehad.

Het is niet aannemelijk dat in een aaneengesloten smeltzone plotseling een plaats ontstaat waar het opsmeltingsproces is geëindigd, terwijl het aan weerskanten

daarvan nog 5 miljoen jaar doorgaat. Dit laatste is gebleken uit de studie van Verniers en van Grootel betreffende het explosief vulkanisme bij Nivelles en Monstreux en de intrusie bij Lessines. Daarom moet worden verondersteld dat er ergens in de opstijgweg van ca. 130 km hoogte tussen de smelt en het veronderstelde reservoir onder Quenast en Bierghes een blokkade is ontstaan, bijvoorbeeld op een diepte van 110 km onder de aardkorst. Door deze blokkade zal dan prompt de opstijgweg zijn dichtgeknepen dankzij de plasticiteit van het mantelmateriaal op deze diepte.

Als onmiddellijke gevolg daarvan zal er een aanzienlijke opleving hebben plaatsgevonden van de intrusie-activiteiten bij Quenast en Bierghes. Bij Quenast zal dit een plotseling verder doordringen in de aardkorst hebben veroorzaakt alsmede de vorming van de lakkoliet. Bij Bierghes zal dit tot de vorming van de 'sill' aldaar hebben geleid of tot een uitbreiding daarvan (zie ook paragraaf 2.8.2).

Verondersteld is wel dat de 'sill' bij Bierghes, die ter plaatse van de exploitatie een dikte van ca. 300 m heeft, zich waaiervormig heeft uitgebreid, vanaf een rechtstandig gevormde intrusiepijp. Daardoor zou de genoemde breedte van ca. 8 km zijn ontstaan, uitwiggend naar de kanten. Deze waaiervormige 'sill', mogelijk met een lengte (vanaf de pijp) van ca. 1000 m moet een enorme volume hebben gehad; een volume dat binnen een vrij kort tijdbestek tussen de ophellende lagen van de aardkorst is ingeperst.

Bovendien zal het huidige aardoppervlak bij Bierghes - evenals toendertijd bij Quenast - met ca. 1000-1500 m dikke Silurische lagen bedekt zijn geweest. De 'sill' intrusie moet daarom niet alleen de huidige bedekkende lagen, maar ook de Silurische lagen hebben opgeperst. Een opmerkelijke intrusie-activiteit, voorafgaande aan het beeindigen daarvan.

2.7

De hydrothermale opwellingen en de aard van het oorspronkelijke intrusie- gesteente

Na de stolling van de intrusies van Quenast en Bierghes, dat wil zeggen na de primaire kristallisatie, is er bij Quenast - volgens André - nog een hogedruk-metamorf

opgetreden, althans op het niveau van het gesteente dat momenteel wordt gewonnen. Op beide plaatsen zijn vervolgens vanuit grote diepte, langs de buitenkant van de gestolde intrusie-lichamen hydrothermale opwellingen naar boven gekomen. De gevolgen daarvan zijn bij Quenast goed te bestuderen vanwege de diepe exploitatie die daar plaatsvindt.

Bij een temperatuur van 250°C (André & Deutsch, 1985, blz. 914) zijn daar - in opeenvolgende zones - ingrijpende rekristallisaties ontstaan: "une transformation prononcée des roches" (André, 1983, blz. 43).

Langs de noordelijke en noordoostelijke buitenrand van het intrusielichaam van Quenast zijn daardoor vijf opeenvolgende paragenese zones ontstaan.

Dit zijn zogenaamde secundaire lage-temperatuur-parageneses geweest (André, 1983, blz. 6). Een secundaire paragenese is een metamorfose waarbij onder bepaalde omstandigheden een specifieke combinatie van tegelijk gevormde mineralen ontstaat. In het onderhavige geval werd de situatie dus gekenmerkt door een relatief lage temperatuur, vergeleken met de temperatuur van de primaire stolling.

Door het vrij grote temperatuurverschil heeft zich ter plaatse van de vijf genoemde zones een zogenaamde 'retrograde' metamorfose voorgedaan. Dit is een rekristallatie waarbij gehydrateerde lage-temperatuur-mineralen ontstaan als gevolg van toegevoegd water (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 199). Deze hydrothermale metamorfose heeft zich echter niet uitgestrekt tot de gesteentemassa in de kern van de groeve, waar de voornaamste exploitatie plaatsvindt.

Het huidige gesteente wordt door André als volgt omschreven. Het vertoont eerstelingen van plagioklaas, veelal omgezet in albiet, kwarts en omgezette FeMg-mineralen. Bij de laatste omzetting is voornamelijk clinochloor (een mineraal uit de chloriet-groep) en epidoot ontstaan en ook wel biotiet uit omgezette pyroxenen. Als 'accessoir' komt ook ilmeniet, apatiet en zircon voor. Dit alles gevat in een fijn tot uiterst fijnkorrelige grondmassa: "le tout baignant dans une mesostage finement à très finement grenue" (André, 1983, blz. 29 en 32).

Ook langs het gestolde intrusielichaam van Bierghes moeten overeenkomstige hydrothermale opwellingen naar boven

zijn gekomen. Aan de onderkant van de 'sill' van Bierghes zijn volgens André sporen van genoemde opwellingen aangetroffen. Mogelijk zijn langs het intrusielichaam van Bierghes overeenkomstige paragenesen ontstaan als bij Quenast. Doordat de vulkaanpijp bij Bierghes niet is opgelegd kan daar echter niets met zekerheid over worden gezegd.

2.8

De drie grote intrusielichamen

De intrusies van Quenast, Bierges en Lessines behoren tot de best onderzochte overblijfselen van het Brabant-vulkanisme. Wat er gebeurt als een subductie-vulkanisme ten einde komt, is mogelijk nergens fraaier te zien dan aldaar.

In het navolgende worden deze drie intrusies afzonderlijk besproken. In de intrusies zijn grote groeven aangelegd. Deze groeven zijn allen eigendom van dezelfde maatschappij. Het gesteente wordt op grote schaal geëxploiteerd ten behoeve van de wegenbouw. Door de uiterst fijne kwartshoudende grondmassa is het zeer resistent en biedt het grote slijtvastheid.

2.8.1 De groeve van Quenast en de intrusie bij Marcq

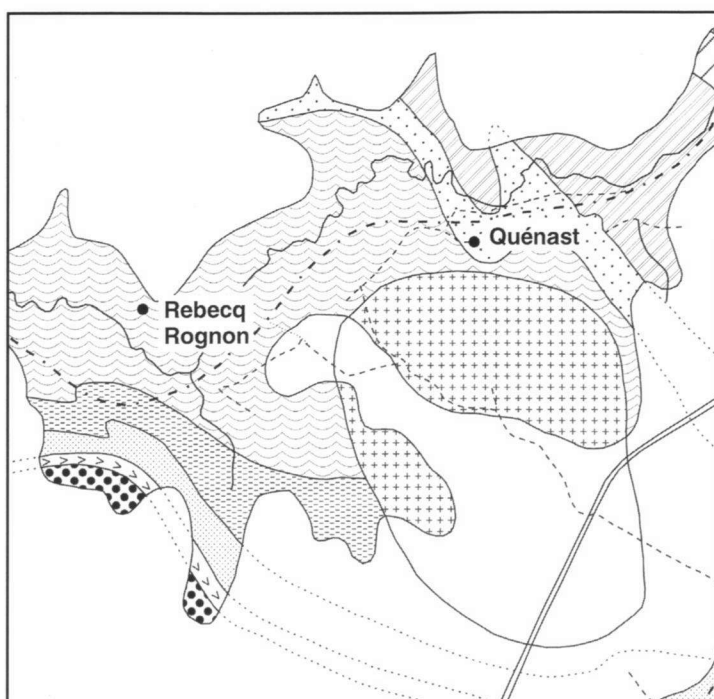
De omvangrijke intrusie bij Quenast bestaat uit twee delen. In figuur 11 is het deel dat ontsloten is aangegeven met platte kruisjes. Het tweede deel is alleen uit boringen bekend. Van het ontsloten deel wordt op het ogenblik alleen het noordoostelijke deel geëxploiteerd. Dit is de groeve van Quenast, zoals aangegeven in figuur 12.

Langs de zuidkant wordt de groeve van Quenast begrensd door een volkomen gladde, vrijwel loodrechte wand. Deze wand maakt de indruk te zijn ontstaan bij de intrusie van het noordoostelijke deel, waarin thans de exploitatie plaats vindt. Hoe deze wand naar het westen doorloopt

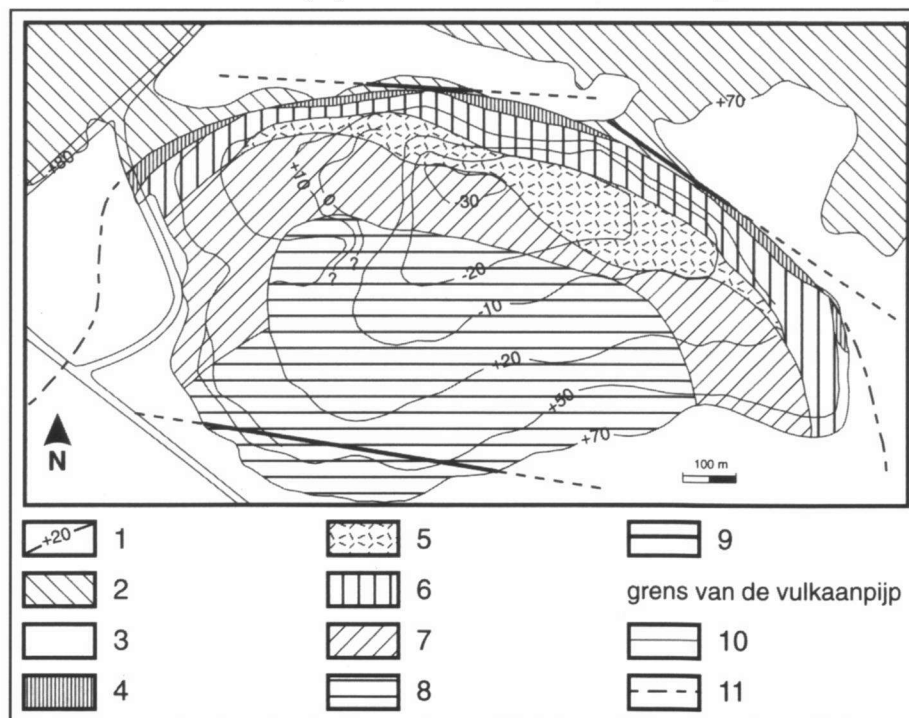
Figuur 11.
De omvang van de twee intrusielichamen ten zuiden van Quenast. De NZ- en OW-doorsnede van het geheel is ca. 1800 bij 1440 m.

Het noordoostelijke deel, de huidige groeve in exploitatie, meet ca. 800 bij 1300 m.

(naar Masson, 1973, blz. 90, © MASSON S.A., Paris).



Figuur 12. Groeve van Quenast met de opeenvolgende paragenese-zones langs de noordkant van de groeve (zie paragraaf 2.8). (naar André en Deutch, 1985). 1. Hoogtelijnen; 2. Ordovicische schalies; 3. Jongere afzettingen; 4. Gordel van calciet-muscoviet-chloriet; 5. Gordel van gezondeerde epidoot; 6. Gordel van biotieten; 7. Zone van epidootknollen; 8. Zone met epidoot, chlorieten kaliveldspaat; 9. Breukzones die na de stolling zijn ontstaan; 10. Grens van de vulkaanpijp in het veld; 11. idem, uit boringen.



*17 Het gesteente dat bij de boringen is aangetroffen vertoont veel overeenkomst met de gesteenten van Bierges en Lessines (André 1983, blz. 32). Overigens is André van mening dat de intrusies bij Quenast en Bierges "crystallized at the same time from the same magna" (André en Deutsch 1985, blz. 915).

is niet duidelijk. Bij de exploitatie is de wand met rust gelaten.

Het geheel van figuur 11 maakt de indruk dat de intrusie van het zuidelijke deel het eerst heeft plaats gevonden. Deze is echter onder het niveau van het huidige aardoppervlak blijven steken*17. Als deze veronderstelling klopt, is daarna - grenzend aan de eerste - een tweede intrusie ontstaan. De tweede intrusie is hoger in de aardkorst opgestegen en heeft uiteindelijk een lakkoliet gevormd in de onder water liggende Silurische lagen.

Door latere opheffing van het betreffende gebied en door de daarop volgende erosie is de top van deze intrusie in de vorm van een kleine, maar duidelijk geprononceerde bergrug in het landschap zichtbaar geworden. Van deze bergrug is in 1852 een schilderij gemaakt.

Reeds in de 16e eeuw is het Quenast gesteente - toen nog van de lakkoliet - voor bouwwerken gebruikt. De exploitatie op grotere schaal is echter in 1705 ter hand genomen voor de bestrating van de

weg tussen Brussel en Mons. Een stuk van deze weg is in figuur 11 te zien, als ook in figuur 12 in de hoek rechtsonder. In 1850 waren er 20 exploitaties in bedrijf. In 1964 zijn alle exploitaties samengevoegd ten behoeve van vergaande mechanisatie.

In 1937 heeft Mortelmans een omvangrijke studie gepubliceerd, gebaseerd op onderzoek van een belangrijke ontsluiting bij horizontale werkzaamheden vanuit één van de toenmalige nog afzonderlijke groeves. De bovenste nog aanwezige Silurische aardlagen, die door de intrusie waren bereikt, konden daarbij goed aan een onderzoek worden onderworpen (zie figuur 13).

Daarbij bleek dat de aardlagen ter plaatse van het contact met de intrusie-smelt tot hoornrots waren omgezet. Ook op verdere afstand had een metamorfose plaatsgevonden - met de afstand in afnemende mate. Voorts bleek dat de intrusie-massa ter plaatse van het onderzoek een uiterst snelle afkoeling en stolling had doorgemaakt. Zulks is mogelijk het gevolg geweest van een snelle druk-ontlating,

waardoor de stollingstemperatuur daalt en een versnelde stolling ontstaat. Hierdoor is een stollingslichaam ontstaan "incomplètement différencié" dat wil zeggen met een totaal ongedifferentieerd gesteente. "La roche de Quenast (dat wil zeggen het gesteente van de lakkoliet!) se présente comme une brusque intrusion" als bewijs van een plotselinge versnelde intrusie en de stolling daarvan (Mortelmans, 1937, blz. 203).

Het laatste deel van de opstijging die de lakkoliet heeft gevormd, moet dus met grote onstuimigheid gepaard zijn gegaan. Daarbij zal een groot deel - zo niet alles - van wat de opstijgende intrusie in een eerder stadium bij de opsmelting van bovenliggende aardlagen moet hebben opgenomen, in de lakkoliet terecht zijn gekomen.

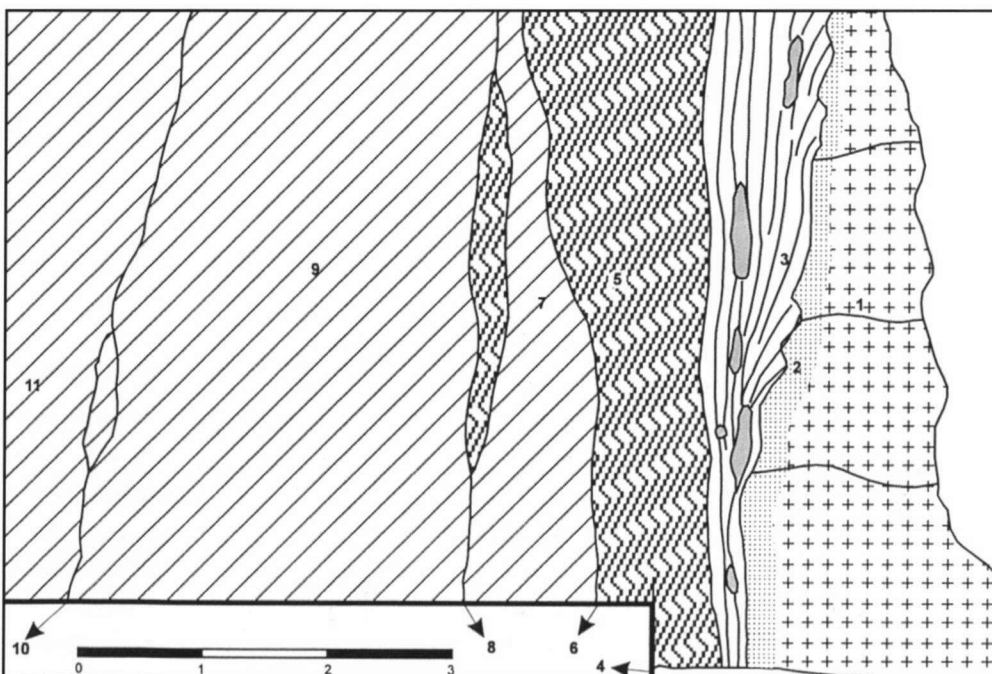
Het gevolg hiervan is dat het gesteente, dat thans op een diepte van 130 m onder het omringende "maaveld" (in 1980 toen André zijn studiemonsters verzamelde misschien ca. 120 m diep) wordt gewonnen, kenmerkend mag worden geacht voor de samenstelling en de kwaliteit van de gehele intrusie. Daardoor mag het recent gewonnen gesteente van Quenast zonder voorbehoud vergeleken worden met de dactitische gesteenten die bij Bierges en Lessines worden gewonnen.

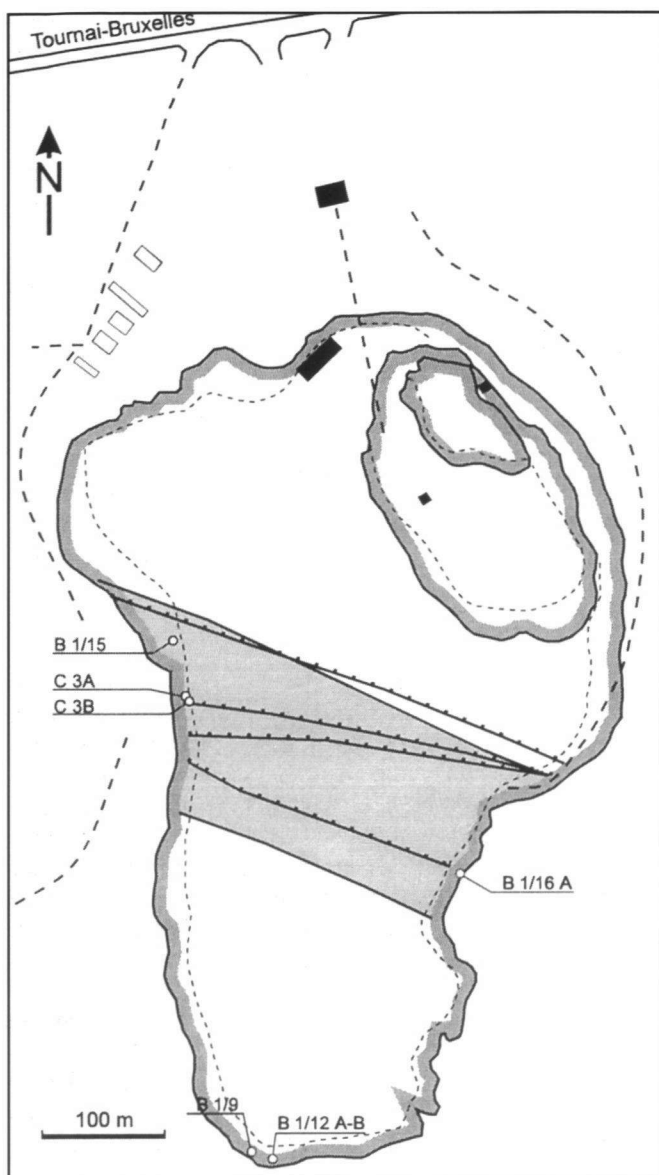
Laatst genoemde intrusies zijn namelijk aan de oppervlakte gekomen in de vorm van sills, dat wil zeggen in de vorm van intrusies die tussen uiteengedrongen schieve aardlagen naar boven zijn gekomen (zie ook figuur 15). Daardoor is de vermenigving die bij Quenast, ongetwijfeld heeft plaats gevonden, bij Bierghes en Lessines achterwege gebleven.

André heeft de stolling van het intrusielichaam bij Quenast volgens de radiometrische U-Pb-methode gedateerd op 433 ± 10 m.j. Deze datering heeft plaatsgevonden aan verse gesteenten die rond 1980 door hem in de diepte van de groeve zijn verzameld.

Voor de onderhavige monografie is het uiteraard te betreuren dat niet over een meer nauwkeurige datering kan worden beschikt, vooral omdat het Brabantvulkanisme waarschijnlijk niet langer dan ca. 22 miljoen jaar heeft geduurd. In die zin is het jammer dat Mortelmans in 1937 geen poging heeft gedaan tot datering van de stolling van de lakkoliet. Aan de hand van de graptoliet-fossielen in de omrin-

Figuur 13.
Profiel D. van de geïntrudeerde Silurische lagen.
1. normaal gestold intrusiegesteente;
2. gestold mengsel van intrusie-magma en opgesmolten Siluur;
3. hoornrots.
4., 6., 8. en 10. breukvlakken;
5. grijs tot zwarte schisten, sterk gedeformeerd en verpulverd en met kleine sterk verbrijzelde kwarts-lenzen;
7., 9. en 11. leivormige schisten soms met pyriet
(naar Mortelmans, 1937, blz. 175 en 176).





Figuur 14.
De groeve van Bierghes.
Ingetekend zijn de breuk-
en verschuivingszones
die het groevecomplex
doorsneden hebben.

B.1/15 = een myloniet-
zone = een zone van
kristallijn gesteente dat
ontstaat bij
een verschuiving onder
zeer grote druk.

B.1/16 = een fyloniet-
zone gekenmerkt door
druksplijting en het ont-
staan van dungelaagde
gesteenteformaties langs
de verschuivings vlakken.

C.3A = een rode cal-
cietzone.

C.3B = een witte calci-
tische dolomiet; zie tekst.

Deze doorsnijdingen zijn
allen nog waar te nemen
in de groewewand. In
1963 heeft Corin daar al
veel aandacht aan gege-
ven.
(naar André en Deutsch,
1985)

gende Silurische lagen moet zo'n datering destijds zeer wel mogelijk zijn geweest. Dit zou tot een redelijk nauwkeurige gedatering hebben geleid (zie paragraaf 1.3). Ook bij Marcq, 11 km ten westen van Quenast, is een rechtstandig opgerezen intrusie van dacitisch smelt ontstaan. Deze is echter aanzienlijk kleiner geweest dan die bij Quenast en is blijven steken in de Silurische lagen die thans - door erosie - aan de oppervlakte liggen.

2.8.2 De groeve van Bierghes

Deze groeve ligt ca. 5 km verwijderd van die van Quenast. Het intrusielihaam wordt eveneens als een 'sill' beschouwd. Het is meer dan 300 m dik en mogelijk 8 km breed en duikt met een helling van ca. 30 graden naar het zuidwesten. Het gesteente is ook een metamorfe daciet: in

het noorden fraai donkergrijs en tamelijk homogeen maar op andere plaatsen duidelijk porfirisch.

In 1985 had de groeve een omvang van 500 bij 700 m (zie figuur 14). Door voortgaande exploitatie in de breedte (conform de ligging van de 'sill') zal de omvang van de groeve nog verder zijn toegenomen. Het gesteente is praktisch gelijk aan dat van Quenast "and crystallized at the same time from the same magma" (André & Deutsch, 1985, blz. 915).

De Bierghes-groeve heeft een opvallende, ca. 150 m brede breukzone die dwars door de groeve loopt. Deze breukzone zet zich in WNW-richting voort tot Oudenaarde (40 km) en verder. Uit boringen is gebleken dat langs deze breuk aanzienlijke verschuivingen hebben plaatsgevonden,

waardoor vergruizing en breccies zijn ontstaan over een breedte van 1 tot 4,5 km (André & Deutsch, 1985, blz. 916).

Naar de andere kant loopt de breukzone ook langs de uiterste noordkant van het intrusie-lichaam van Quenast en zo verder naar Genappe (30 km).

Mineralogisch onderzoek van André & Deutsch heeft aangetoond dat deze breuk te zamen met alle deformaties die daar hebben plaatsgevonden rond 373 ± 11 mjd moet zijn ontstaan (André & Deutsch, 1985). In hoofdstuk 5 komt nog aan de orde dat het ontstaan van deze breuk verband moet houden met de opening van de bekende Devonische zee-arm en de sluiting daarvan rond 375 miljoen jaar geleden.

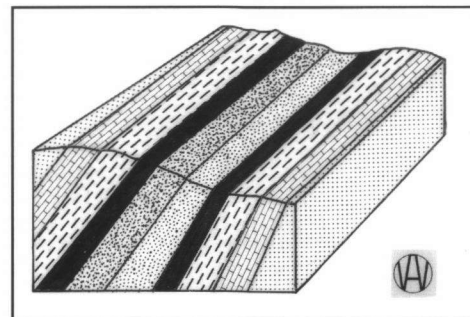
De breuk moet doorlopen tot in de diepste regionen van de aardkorst. Dwarsbreuken die in de groeve van Bierghes zijn ontsloten zijn gevuld met hematiet en daardoor rood gekleurde dolomiet en kwarts als ook met (diepte) carbonatiet (Corin e.a., 1963, blz. 172).

Carbonatiet onderscheidt zich van de gewone kalk en calciet door een relatief hoog gehalte aan strontium, niobium, tantalum en zirkoon (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 216). "Pas vrij recent is ontdekt dat gesmolten carbonaatvloei-stof een echt product van magmatische activiteit is" (Onze Aarde, 1978, blz. 164).

2.8.3 De groeve van Lessines

Eerder is gesteld dat de ombuiging van de oceaanbodem die ten zuid-zuidwesten van het Brabant-terranen tot subductie is gekomen, een ongeveer rechte ombuigingslijn, de kamlijn genoemd, moet hebben vertoond. Daardoor moet ook een ongeveer rechte opsmeltingszone zijn ontstaan op een diepte van ca. 150 km.

Figuur 15. 'Sills' (naar Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 213).



Doordat de Brabant-vulkanen inclusief de intrusielichamen merendeels ongeveer eveneens op een rechte lijn liggen - precies parallel aan genoemde opsmeltingszone - moet worden aangenomen dat de smelten die in genoemde zone zijn ontstaan - praktisch gesproken - rechtstandig zijn opgestegen, zowel door de mantel als door de aardkorst. Wat dat betreft liggen de intrusies van Quenast en Lessines precies op de veronderstelde lijn met ongeveer een oost-zuidoost naar west-noordwest gerichte oriëntatie.

In het bovenstaande is ook aan de orde gekomen dat de intrusies bij Quenast en Bierghes tot een opvallende hoogte in de aardkorst zijn opgestegen. Deze intrusies zijn gestold nadat zich een heftige intrusie-activiteit had voorgedaan. Daarbij is gesteld dat dit moet worden beschouwd als een typerend verschijnsel dat zich praktisch gesproken bij ieder einde van subductie-vulkanisme zal voordoen, zowel bij explosief vulkanisme als bij intrusies. Ook de intrusie bij Lessines is na heftige opleving tot hoog in de aardkorst doorgedrongen, voorafgaande aan het einde van de intrusie-activiteit.

'Sills' ontstaan pas in de hogere aardlagen in het geval de opstijgende smelt een uiterst harde en resistente schuin-omhoog liggende aardlaag ontmoet, die slecht geconsolideerd is met de daaronder liggende aardlaag (zie figuur 15). Het binnendringen van de smelt tussen deze aardlagen kan dan de "weg van de minste weerstand" vormen.

Het is waarschijnlijk dat de 'sills' bij Lessines (evenals die bij Bierghes) juist ontstaan zijn tijdens de laatste heftige fase, voorafgaande aan het einde van de intrusie-activiteit. Ook bij Lessines heeft zich een rechtstandige opstijging van de smelt voorgedaan en wel vanaf eerder genoemde smeltzone op een diepte van ca. 150 km. Overigens bestaan er ook kleine verschillen tussen de gesteenten van Lessines en die van Quenast en Bierghes. Volgens André is het gesteente van Lessines iets meer andesitisch (André, 1983, blz. 43). Dat wil dus zeggen dat het gesteente in Lessines iets minder SiO_2 en iets meer MgO en plagioklaas bevat in plaats van kaliveldspaat. Deze kleine verschillen zijn juist een ondersteuning van de onderhavige hypothese. In alle drie de gevallen gaat het om dezelfde relatief "droge" smelt, ontstaan als gevolg van de eerder genoemde H_2O -ontgassing.

In Lessines heeft het hele complex een dikte van 800 m, verdeeld in twee sectoren. Het onderste deel telt 11 'sills' die in dikte variëren van 20 m tot 100 m en heeft een totale dikte van 450 m. Waar thans de exploitatie plaats vindt, wordt de boven- en onderkant van iedere 'sill' gekenmerkt door breccies die gevat zijn in een verhard, binnengedrongen sediment (= 'a mudstone' matrix). Het midden van deze 'sills' is "divided into prisms and irregular polygonal (= veel hoekige) columns" vergelijkbaar met de krimpstructuren in bazaltische afzettingen (André, 1991, blz. 321). Over de bovenste 350 m geeft André verder geen informatie. Mogelijk is dit één massieve 'sill'.

In 1965 werd het porfirisch dacietgesteente nog geëxploiteerd in ca. 20 afzonderlijke groeven, verdeeld over een oppervlakte van ca. 4 km². Momenteel vormen deze één geheel van aanzienlijke omvang.

2.9

De spleet ten zuiden van Quenast en het vulkanisme bij Fauquez

Volgens Corin is bij graafwerkzaamheden rond 1890 ten zuiden van Quenast een 13 km lange spleet ontdekt (Corin, 1965). Deze strekt zich uit van ca. 4 km ten westen van Quenast en naar het zuidoosten over een afstand van ca. 9 km. Dat is ongeveer parallel aan de oriëntatie van de vulkanenrij Lessines-Quenast en zo verder naar weerskanten en parallel aan de smeltzone op een diepte van 150 km. In 1894 was de "Société Belge de Geologie" onder leiding van Vallée Poussin daar op bezoek.

Rond 1963/64 heeft Corin de inhoud van de spleet zeer grondig onderzocht. Daarbij is hij tot de conclusie gekomen dat zich lava-opwellingen in de spleet hebben voorgedaan. Deze zijn echter thans totaal vergaan en in andere mineralen omgezet. De betreffende spleet zet zich voort naar Hennuyère waar Corin overeenkomstige lava's heeft aangetroffen (Corin, 1965, blz. 73). Dat kunnen echter geen explosieve lava's zijn geweest. Ze moeten derhalve eveneens zijn voortgekomen uit eerder genoemde zone waar een relatief droge smelt is ontstaan. De spleet is als een breuk in figuur 6 weergegeven. In deze figuur correspondeert het begin van de spleet ongeveer met de gegevens

van Corin, ca. 4 km west van Quenast, maar is naar het oost-zuidoosten mogelijk iets langer dan de 9 km die Corin vermeldde.

Tegen de achtergrond van de onderhavige hypothese kan de betreffende spleet praktisch alleen pas ontstaan zijn in de allerlaatste fase van het Brabant-vulkanisme. De breuk of spleet loopt namelijk langs de eerste intrusie bij Quenast op een afstand van slechts ca. 600 m. De breuk moet ongetwijfeld heel erg diep zijn geweest. Bovendien moet daarin slechts weinig vloeibare lava zijn opgeborreld. Het is bijna ondenkbaar dat dit heeft plaats gevonden tijdens het opstijgen van de tweede intrusie bij Quenast. Hoogstens kan worden verondersteld dat de lava's ontstaan zijn ten tijde van de heftige eindfase van de intrusie van Quenast.

Iets anders is dat de breuk zich ongeveer tot Fauquez moet hebben uitgestrekt. Dit kan misschien een verklaring opleveren voor het wonderlijke (kleinschalige) "vulkanisme" dat daar heeft plaats gevonden en dat zich in twee vormen - uitvloeiing en daarna als uitblazing van as - aan het aardoppervlak heeft gemanifesteerd. Daardoor past dit vulkanisme eigenlijk noch in de hypothese van André, noch in de onderhavige hypothese.

Het is eigenlijk heel bijzonder dat bij Fauquez, onder water, eenzelfde magma is uitgevloeid als bij Quenast en Bierghes in de aardkorst is blijven steken en dat zich daarna ter plekke nog een vulkanisch uitblazing heeft voorgedaan.

Volgens Masson zijn genoemde uitvloeiingen gevolgd door een "explosief vulkanisme" (Masson, 1983, blz. 173). De afzettingen daarvan zijn nog terug te vinden op ca. 1 km zuid-oost van het Bois de Rocs. Gezien de gradering zijn deze assen - althans voor een deel - onder water afgezet.

2.10

Het verdere vulkanisme in het Midden

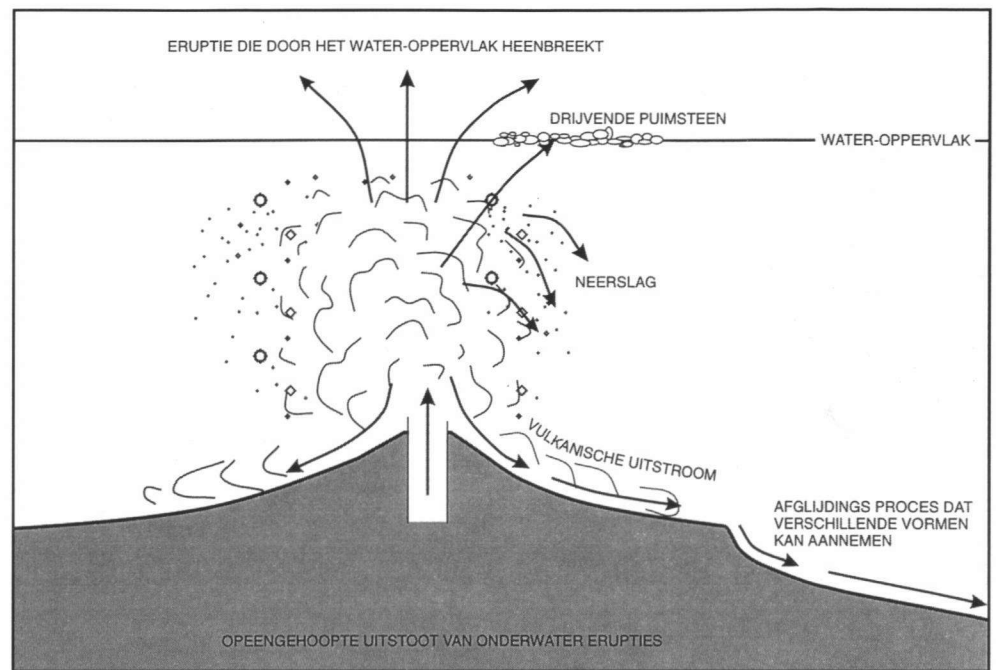
Naast de hiervoor behandelde intrusies bevinden zich in de middensector ook nog de vulkanieten van Nivelles en Monstreux (24-25) alsmede die van Sombreffe en Grand-Manil (26-27). Ook dit vulkanisme is onder water ontstaan, maar heeft de afzetting van grote hoeveelheden van zeer kwartsrijk puimsteen niet verhinderd. Na

het uitblazen boven water vindt kort daarna een afzinking plaats (zie figuur 16).

Op deze wijze is tussen Montreux en Grand-Manil over een afstand van 40 km een belangrijke formatie van euriet (= diagenetisch verharde afzetting van zeer kwartsrijke vulkanische assen en puimsteen) ontstaan. De euriet-afzettingen worden afgewisseld door donkere Silurische lagen. Het geheel heeft een dikte van 30-40 m: "un horizon puissant de 30 à 40 metres interstratifiée", "temoignage (getuigenis) d'un très important épisode volcanique" (Denaeyer en Mortelmans, 1954, blz. 758; Mortelmans, 1955, blz. 192).

Op vele plaatsen is het eurietgesteente geëxploiteerd ten behoeve van de keramische industrie.

Volgens André (1983) en andere auteurs is het genoemde vulkanisme - na een heftige opleving - op de grens van het Llandoveryen en Wenlockien rond 430 m.j. geëindigd.



Figuur 16. Manieren waarop onder water pyroclastische uitstroom en neerslag ontstaan (Fisher en Schminke, 1984, blz. 10).



HOOFDSTUK 3

HET VULKANISME IN HET WESTEN

3.1

De aard van het vulkanisme

In tegenstelling tot het "midden" waar een opheffing is ontstaan, heeft in het westen een bodemdaling plaatsgevonden. Deze betrof een daling van enkele honderden meters toenemend naar het westen. Daardoor zijn de vulkanische uitvloeiingen, die ook in het westen onder water zijn ontstaan - toen op een diepte van ongeveer 40 m - bewaard gebleven en deels bij boringen aangetroffen.

Aan de hand van deze eerste boringen - maar vooral aan de hand van de verdere boringen sedert de publicatie van Corin in 1965 en de daarbij aangetroffen fossielen - is een beeld ontstaan omtrent het begin en het verdere verloop van het betreffende vulkanisme. Daarbij is gebleken dat het vulkanisme in het westen opvallend explosief is geweest, waarschijnlijk zonder uitzondering. Maar ook dat veel uitvloeiingen hebben plaatsgevonden. Het is geen uitzondering dat dit samengaat.

Door bij de boringen door te gaan tot aan de oorspronkelijke zeebodem moet het mogelijk zijn om de eerste uitvloeiingen tamelijk nauwkeurig te dateren - vooral sedert de datering van Chitinozoa-biozones. Tot voor kort was men van mening dat het vulkanisme bij Deerlijk, waar veel boringen hebben plaatsgevonden, op de grens van het Caradocien en Ashgillien (450 m.jg) zou zijn begonnen. Ten westen daarvan zou het begin dan duidelijk uit het Caradocien dateren en het explosief vulkanisme in het "midden" dan pas uit het Ashgillien. Op die wijze zou het begin van het Brabant-vulkanisme zich van west naar oost hebben verplaatst.

Zoals eerder betoogd zou eigenlijk verwacht mogen worden dat al dit vulkanisme ongeveer tegelijk is begonnen. Nu sedert kort aan de hand van de Chitinozoa nauwkeuriger dateringen mogelijk zijn, worden de genoemde dateringen zo mogelijk vernieuwd. Gegevens daarover zijn echter nog niet beschikbaar.

Het is opvallend, dat de afstand tussen de vulkanen in sommige gevallen nogal gering is, zoals blijkt uit de volgende cijfers:

Afstand	Deerlijk - Kuurne =	ca. 6 km
Afstand	Deerlijk - Vichte =	ca. 4 km
Afstand	Kuurne - Isegem =	ca. 7 km
Afstand	Isegem - Roulers =	ca. 6 km
Afstand	Vichte - Waregem =	ca. 6 km

In grote vulkaanbogen, waar momenteel een sterke subductie plaatsvindt, is de doorsnede van een vulkaanvoet van 10 km geen uitzondering. De voet van de geërodeerde askegels van de grote vulkanen op Java meten al gauw het 5-voudige. De afstand van de top van de Merapi (2911 m hoog) en de Lawu (3265 m hoog) aan weerskanten van Surakarta bedraagt 85 km, terwijl de doorsnede van de voet van de askegel van ieder al gauw op 50 km uitkomt. In de Katmai-sector van de oostelijke Aleoeten varieert de afstand tussen de (talrijke) vulkanen tussen de 7 tot 13 km (Kienle & Swanson, 1983, blz. 413).

In dit verband is het heel opmerkelijk dat "there is no continuous magmatic zone, but rather a series of eruption centres" (De Vos e.a., 1993, blz. 610).

Zoals eerder vermeld heeft het Brabants subductie-vulkanisme zich slechts uitgestrekt over een afstand van ca. 140 km. Dit in tegenstelling tot de vulkanenrij van de Aleoeten-boog bijvoorbeeld, die ca. 2200 km meet met een trogzone van 3500 km. De Indonesische boog meet ongeveer 6000 km. Ook de kleine uitgestrektheid van het Brabant-vulkanisme is bijzonder.

In de dissertatie van André (1983) worden alleen de metamorf omgezette tuffen van Deerlijk (2 boringen) en het nabijgelegen Harelbeke ryolitisch genoemd. Zijn dissertatie beperkt zich verder tot de andesi-

tisch-dacitische vulkanieten van Izegem en Waregem en tot de metadacieten van Roulers. Voor de andere aangeboorde afzettingen verwijst hij naar Corin. Aan diens werk is het volgende ontleend, met dien verstande dat het daarbij voornamelijk zal gaan om de vraag of 'welded tuffs' zijn ontstaan en om de vraag in hoeverre dit westelijk vulkanisme onder water is begonnen (Corin, 1965)*18.

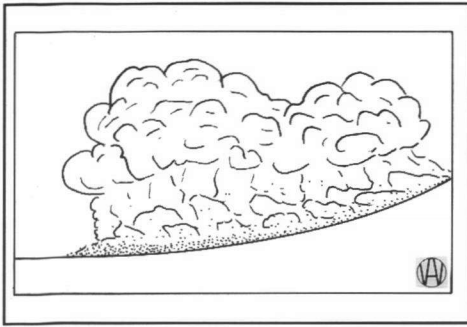
Bij de vraag of 'welded tuffs' zijn ontstaan, moet gewaakt worden voor een spraakverwarring. Er zijn drie begrippen, die goed van elkaar onderscheiden moeten worden: vulkanische gloedwolken, ignimbrieten en 'welded tuffs' (= soudure du tuf).

Volgens Pannekoek & Van Straaten zijn vulkanische gloedwolken tefrastromen bestaande uit pyroklastica in de vorm van zeer beweeglijke massa's van kleine brokjes, gesuspenderd in mengsels van hete vulkanische gassen (H_2O en CO_2) en lucht (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 234). Deze gassen ontstaan onder meer door het openbarsten van kleine gas- of waterdamp-belletjes met een huidje van vulkanisch glas. Door dit uiteenbarsten ontstaan microscopisch kleine splinters van vulkanisch glas, die 'shards' worden genoemd.

De gloedwolken dalen met een snelheid van honderden kilometers per uur van de vulkaanhelling af en kunnen dan zeer grote oppervlakken bedekken. In het Precambrium en Perm bedroegen deze oppervlakken 1000 km² en meer (zie figuur 17).

Als zulke gloedwolken aan de voet van de vulkaan tot stilstand komen zullen daaruit z.g. ignimbrieten ontstaan. Volgens Pannekoek is dit een algemene term voor vulkanische gesteenten, die uit stromen gloeiend tefra-materiaal ontstaan, ongeacht de structuur, grofheid of petrologische samenstelling daarvan.

*18 De sedertdien verzamelde gegevens doen aan de bevindingen van Corin geen afbreuk.



Figuur 17. Gloedwolk van de uitbarsting van de vulkaan Mont Pelée (1903, Martinique) voorafgegaan door een grondlawine van klastisch materiaal (naar Hall, 1987).

Wanneer het gloeiende tefra materiaal tot stilstand komt, kan het binnenste van de betreffende afzettingen nog zodanig heet zijn dat de daarin massaal aanwezige splinters van vulkanisch glas aan elkaar smelten. Indien dit op grote schaal gebeurt ontstaan 'welded tuffs' (zie figuur 18). In veel gevallen blijft het ontstaan van 'welded tuffs' in afkoelende ignimbrieten achterwege. In die gevallen zijn de afzettingen van de gloedwolk dan ook moeilijk te onderscheiden van andere typen van asafzettingen. Alleen door de structuur van de totale afzetting is het verschil tussen beide afzettingen te herkennen. Dit is alleen goed mogelijk in het "vrije veld".

Volgens de huidige auteurs is dit verschil niet uit het resultaat van enkele boringen vast te stellen. In de gevallen dat Corin van mening is dat mogelijk afzettingen van gloedwolken (= ignimbrieten) zijn aangetroffen moet daarom aan deze conclusie worden getwijfeld. Corin baseert zich daarbij voornamelijk op de aanwezigheid van shards. Maar asregens kunnen op grote schaal ook 'shards' bevatten. Maar deze zijn volgens Hall nooit heet genoeg geweest om 'welded tuffs' te vormen; "Air-

fall ash is never hot enough for welding to occur" (Hall, 1987, blz. 49).

3.2

Gedetailleerde opmerkingen over enkele westelijke vulkanen

In 1938 is bij Leffinge tot 398,50 m beneden het huidige zeeniveau geboord. Daarbij is op 333 m voor het eerst dacitisch vulkanisme aangetroffen. Het bodempakket tussen 398,50 m en 333 m (= 65,50 m) is van onder tot boven ongeveer als volgt gelaagd:

398,5-387 m

Laaggradige metamorfose van zanden en kleien, waarin 'shards' voorkomen wat op asregens uit gloedwolken duidt.

387-372 m

Zwarte schisten (die ook pyriet bevatten) door metamorfose uit rottingsslib ontstaan.

372-355 m

Veel verschillende tufafzettingen met een sporadische lava-afzetting.

De afzettingen tussen 398,50 m en 372 m (dikte 26,5 m) zijn onder water afgezet. Bodemdaling dan wel stijging van het zeeniveau sedert het begin van het vulkanisme: ca. 372 m. De krater heeft waarschijnlijk ver van Leffinge verwijderd gelegen. De recente boringen waarbij ryoliet is gevonden liggen op respectievelijk 7,5 km en 10 km verwijderd.

In Lichtervelde is tot op een diepte van 368 m onder het huidige zeeniveau geboord, terwijl de bovenste Paleozoïsche formaties op een diepte van 173 m werden bereikt.

De bovenste formaties hebben een dikte van 70 m en reiken dus tot 243 m diep. Of dat ook vulkanische afzettingen zijn, die door een vulkanische uitbarsting in de buurt zijn veroorzaakt is niet duidelijk. Het gesteente dat op 243 m diepte en dieper werd bereikt, komt volgens Corin echter vergaand overeen met de afzettingen die bij Leffinge tussen 372 m en 355 m diep zijn gevonden.

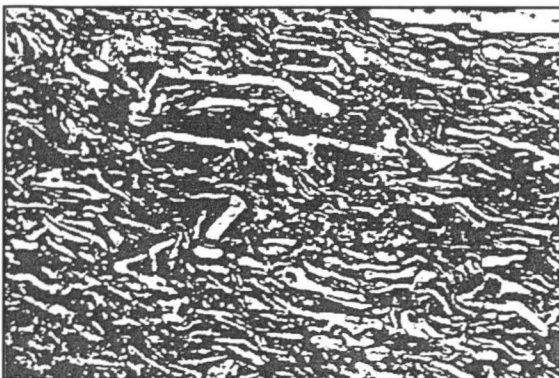
Uit gegevens van Legrand die door Corin worden overgenomen, zou kunnen worden opgemaakt dat laatst bedoelde formaties zich uitstrekken tot een diepte van 326,40 m, wat een dikte van ca. 83 m zou betekenen. De onderste 9 m daarvan bevatten 'shards' en hebben een metasomatose doorgemaakt.

Metasomatose is een rekristallisatie en vervanging van bepaalde moleculen door anderen. De verkiezing van kalk - wat in Lichtervelde niet heeft plaatsgevonden - is daarvan een voorbeeld. Omzetting van kaliveldspaat (= orthoklaas) in sericiet is een ander voorbeeld.

Vanaf 326 m tot een diepte van ca. 342 m (dikte 16 m) verandert het beeld. De afzettingen zijn duidelijk porfirisch maar bevatten "enclaves de schiste noir" toenemend met de diepte. Dit maakt de indruk, dat ook deze formaties onder water zijn afgezet, waarbij de stukjes schist door metamorfose uit kleiig Fe-bevattend sediment zijn ontstaan. Gezien de bodem van de afzettingen op 368,60 m bereikt is geworden, zou dit betekenen dat de eerste vulkanische afzettingen op die plaats ca. 42 m onder water zijn ontstaan, overigens op tamelijk grote afstand van Lichtervelde.

De onderste lagen - tezamen 26 m - bevatten vloeistrukturen, waarbij door Corin vooral aandacht wordt gevraagd voor de onderste 9 m. Deze bestaat uit kleine hoekige porfirische brokken - die breccies worden genoemd - en die gecementeerd zijn door een mengsel van veldspaat, porfier-gruis, kwarts, pyriet en "carbonaat" waarbij stellig ook metamorfose te pas is gekomen. Ook de hoeveelheid pyriet die wordt genoemd, doet afzetting onder water vermoeden.

In Roulers zijn een drietal boringen verricht. Daarbij zijn verschillende afzettingen van metadaciet gevonden op een diepte van ca. 153 m onder het huidige zeeniveau; volgens André (1983) met een dikte



Figuur 18. Ryoliet-ignimbriet. Precambrium: Dalarna, Zweden. Duidelijk zichtbaar zijn de omtrekken van de in half-vloeibare toestand geplette en aaneengelaste scherfjes vulkanisch glas (naderhand veranderd in fijnkristallijne aggregaten). Bij de meeste aaneengelaste ignimbrieten is overigens deze scherfjesstructuur niet meer te zien. Vergroting 45 x. (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 234).

van ca. 70 m dus reikende tot een diepte van ca. 223 m (André, 1983, blz. 61). Volgens André moet daar plaatselijk een omvangrijk vulkanisme hebben bestaan ("sans doute important"). De vulkanieten maken de indruk op land te zijn afgezet. Zij bevatten praktisch geen kwarts, maar des te meer veldspaat.

De vulkanische afzettingen van Kuurne bevinden zich op een diepte van 116 m tot 180 m onder het huidige zeeniveau; dikte dus 64 m. De onderste 20 m bestaan uit massieve porfiroïden met een tussenlaagje dat galeniet (PbS), pyriet (FeS₂), chalcopryiet (CuFeS₂) en arseenkies (FeAsS) bevat. Dit wijst op een langdurige en verwarmde afzetting onder water, waarbij - via verwarmd zeewater - mineralen zijn uitgekristalliseerd. Volgens Legrand omvatten de onderste 35 m minstens vijf verschillende afzettingen van uitbarstingen.

Op een diepte van 116 m tot 160 m bevinden zich vulkanische breccies en tuffen als ook een massieve laag porfirisch gesteente met vloeistrukturen. Op 149,59 m diepte bevindt zich een tuflaag met graptolieten. Dit betekent dat alle diepere lagen hoogst waarschijnlijk onder water zijn afgezet en ook nog een stuk van de daarop volgende lagen; stel 5 m tot 10 m. Niettemin is Corin van mening dat ook 'welded tuffs' zijn afgezet. Dit moet dan dus gebeurd zijn nadat de vulkaan zodanig hoog boven het water was uitgekomen, dat de gloeiende tefra-lawine op een landoppervlak tot stilstand kon komen. De onderste 35 m tot 40 m is waarschijnlijk onder water afgezet. De bodemdaling bedraagt in dit geval mogelijk ca. 140 m.

In de buurt van Deerlijk zijn 3 boringen verricht waarvan een tot een diepte onder het huidige zeeniveau van 170 m en 2 x 183 m diep. De vulkanische lagen werden bereikt op ca. 101 m en 112 m diepte (onder datzelfde niveau). Dat betekent in alle drie gevallen een dikte van ca. 70 m.

De onderste 50 m van één van de diepste boringen bestaat uit zwarte schalies van een verharde lutum (het fijnst denkbare sediment). Daarin komen 4 hele dunne tuflaagjes voor met een graptoliet van het genus *Climacograptus*, die volgens Richter uitstierf in het begin van het Ashgillien (= laatste fase van het Ordovicium, ca. 450-440 m.j.) (Richter, 1981, blz. 359). Dit betekent dat het (porfirisch-dacitisch) vulkanisme van Deerlijk

in het begin van het Ashgillien ca. 50 m onder water moet zijn begonnen.

De daarop volgende lagen (de bovenste ca. 20 m) bestaan praktisch uitsluitend uit euriet. Volgens André eindigen deze afzettingen met aan elkaar gesmolten 'shards': "débris de ponce (puimsteen) - de forme elliptique (deze vormen ontstaan door platgedrukte glasomhulde microscopisch kleine gasbelletjes) - soudé l'un à l'autre" (André, 1983, blz. 63). In dit geval zijn daardoor dus 'welded tuffs' gevormd, volgens André mede doordat de aard van het vulkanisme van dacitisch naar ryolitisch was geëvolueerd. Een van de boringen eindigt aan de bovenkant met zware schalies- en lutum-afzettingen uit het Siluur. Mogelijk moet dit het gevolg zijn geweest van een zeespiegelstijging die volgens vele auteurs in het Siluur moet hebben plaatsgevonden (Damon, 1971, Vail e.a., 1977, Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 166).

In Waregem is geboord tot op een diepte van 158,60 m beneden het huidige zeeniveau. De aangetroffen vulkanische afzettingen zijn ongeveer 50 m dik en reiken van ca. 106 m tot 158 m diep. Het onderste deel daarvan bestaat uit breccies, die een middelgradige metamorfose hebben ondergaan waardoor zowel de plagioklassen als de kwartsen zijn aangetast. Ook ilmeniet en apatiet komen voor.

André spreekt over een metamorfe breccie, die uit een relatief kwartsarm daciet is ontstaan (André, 1983, blz. 61). Niettemin meent Corin dat ter plaatse eenzelfde evolutie naar kwartsrijker vulkanisme heeft plaatsgevonden als in Kuurne en Vichte. "Cette intrusion s'apparente (vertoont gelijkenis met) ainsi aux ignimbrites de Kuurne et Vichte" (Corin, 1965, blz. 51).

In Vichte hebben 2 boringen plaatsgevonden, waarvan de laatste tot een diepte van 280 m beneden het huidige zeeniveau. Na 80 m zijn de eerste porfiroïde vulkanische afzettingen aangetroffen. Hoe dik deze zijn wordt niet duidelijk. Uit het verslag van de eerste boring tot een diepte van 125 m zou een dikte van 45 m kunnen worden afgeleid. Volgens André zou zich bij Vichte in beperkte mate eenzelfde evolutie van dacitisch naar nog zuurder vulkanisme hebben voorgedaan als in Kuurne.

Bij Isegem is op een diepte van 133 m een massieve porfirische daciet aangetroffen.

Volgens André is de boring daarbij in de vulkaankegel terecht gekomen. Er is wel een stuk dieper geboord. Maar daarbij is uiteraard geen bodem van een vulkanische afzetting bereikt. Het gesteente is relatief kwartsarm (zoals dat van Roulers en Waregem), zelfs armer aan kwarts dan b.v. de micro-dioriet van Quenast. De metamorfe omzettingen in het aangetroffen gesteente vertonen typische kenmerken van een hydrothermaal proces, dat alleen maar binnen de kraterpijp kan worden verwacht.

Uit de genoemde boringen blijkt dat een aantal vulkanen in een ondiepe zee zijn ontstaan, als volgt:

Leffinge	op ca. 26,5 meter diep
Lichtervelde	op ca. 42 meter diep
Kuurne	op ca. 40 meter diep
Deerlijk	op ca. 50 meter diep

Over andere vulkanen ontbraken deze gegevens in de tijd van Corin. De genoemde boorresultaten zijn echter voldoende bewijs dat het Brabant-vulkanisme ontstaan is op een shelfplateau dat rond 40 m tot 50 m onder water lag.

Uit de boringen blijkt verder dat in het westen van België - in recentere tijden - een bodemdaling heeft plaats gevonden, als volgt:

Leffinge	met ca. 372 meter
Lichtervelde	met ca. 326 meter
Roulers	met ?
Kuurne	met ca. 140 meter
Deerlijk	met ca. 120-130 meter

Door de sterke daling van het Noordzeebekken is het westen van Nederland ten opzichte van het oosten met ca. 3.000 m gedaald. Wellicht geldt deze daling ook voor het westen van België en in de buurt van Leffinge en Lichtervelde. Ook Roulers zal daarbij betrokken zijn geweest en misschien ook nog andere vulkanen in die buurt.





4.1

Het ontstaan van het vulkanisme

Het vulkanisme in het oosten, zoals dat in figuur 9 is weergegeven, behoort niet tot het calc-alkali vulkanisme van het midden en westen. Het is bazaltisch en ontstaan in een breed langwerpig inzinkingsgebied, dat in de loop van het Siluur is ontstaan langs de oostelijke rand van het Brabant-terranen op de grens met het Ardennen-gebied.

Volgens Van der Voo en volgens André is de ondergrond van het Ardennen-gebied ook een stuk van Armorica geweest dat zich door rifting - te samen met het Anglo-Brabant-microcontinent - daarvan heeft losgemaakt (Van der Voo, 1988, blz. 319). Volgens André heeft de Ardennenschol naar het oosten toe ook de ondergrond van het huidige Eifel-gebied omvat (André, 1991, blz. 134). Genoemde schollen zullen te samen op noordoost zijn geraakt, maar verder waarschijnlijk toch een eigen geschiedenis hebben gehad.

In het voorgaande is de geschiedenis van het Anglo-Brabant-microcontinent in grote trekken reeds aan de orde gekomen. Van het Ardennen-gebied vermeldt Verniers in 1983 "it was folded and uplifted in the Caradocian". In het Siluur was het schoksgewijs "in full orogenic development" gepaard gaande met sterke erosie (toen het Brabant-terranen nog onder water lag) en "submerged in the lowermost Devonian" juist toen het centrum van het Brabant-terranen werd opgeheven (Verniers, 1983, blz. 64 resp. 47).

Verniers en anderen zoals Aubouin hebben het inzinkingsgebied een "geosynclinale trough" genoemd (Verniers, 1983;

HOOFDSTUK 4

HET VULKANISME IN HET OOSTEN

Aubouin, 1965, blz. 50 en 63). Dat wil zeggen een inzinking die door rek in de aardkorst is ontstaan. Dat betekent dat Ardennen- en Brabant-terranen ter plaatse lange tijd tegen elkaar hebben gelegen, maar dat door een tamelijk grootschalige beweging blijkbaar (tijdelijk) een scheiding heeft plaatsgevonden met genoemde inzinking als gevolg. Tegen het einde van het Siluur is de inzinking weer dichtgedrukt. Dit inzinkingsgebied moet "several tens of kilometers" breed zijn geweest (Verniers, 1983, blz. 53). In het onderstaande komt nog aan de orde dat het genoemde gebied grotendeels door turbidiet-stromen vanuit het zuiden is opgevuld geworden.

Bepaalde turbidiet-stromen kunnen onder water aanzienlijke afstanden afleggen. Pannekoek noemt afstanden van vele honderden kilometers (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 500). Onderzoek - op basis van de "grain size" - heeft volgens Verniers aangetoond dat "the turbidites in the Meuse area (zie onder) are of a distant type" (Verniers, 1983, blz. 49). Volgens hem moet de breedte van

genoemde inzinking ter plaatse van het Meuse gebied op 35 tot 40 km worden geschat en naderhand weer zijn dichtgedrukt tot een strook van 14 tot 15 km breed. De eerstgenoemde schatting betekent dat het uitlopen van de turbidieten in dit gebied nooit tot een volledige ontwikkeling is gekomen.

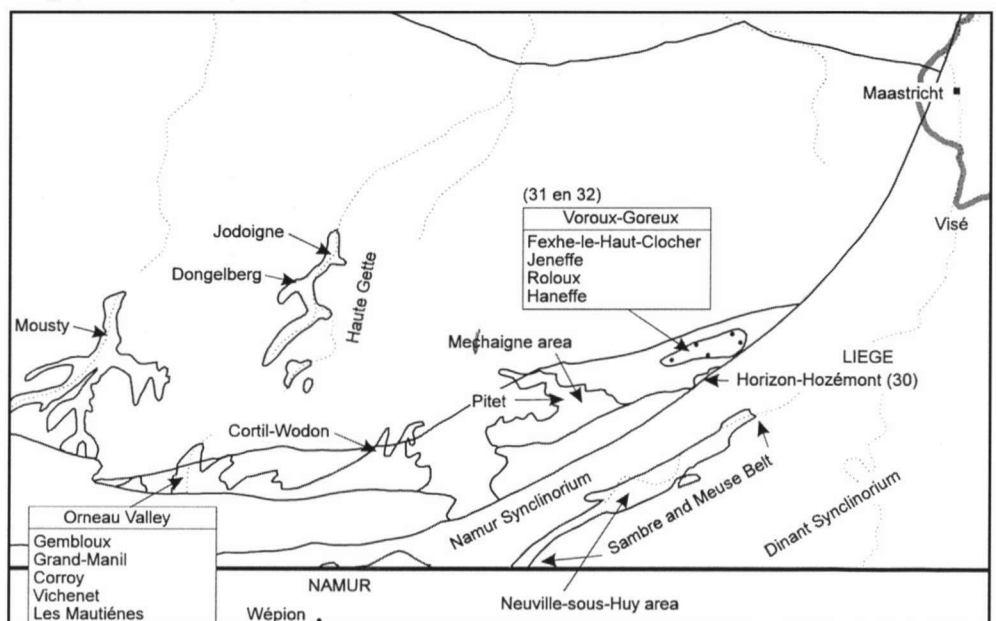
De inzinking zal zich in de lengte ongetwijfeld over een grote afstand naar beide zijden hebben uitgestrekt. Uit een studie van Michot uit 1980 blijkt dat ook in het Boven-Carboon nog een dalingsgebied op genoemde plaats heeft bestaan, naar het noorden toe uitlopend in het synclinium van Hervé en naar het westen in het synclinium van Namen.

4.2

De omvang van het oostelijk vulkanisme

Indien alleen wordt gekeken naar de vulkanische uitvloeiingen die door genoemde rek zijn ontstaan is het vulkanisme in het

Figuur 19. Kaart van het oostelijke gedeelte van het Massief van Brabant met de voornaamste plaatsen (naar Verniers en Van Grootel in Annales de la Société de Belgique Tome 114, 1991, blz. 167).



oosten relatief bescheiden van omvang geweest. Zie figuur 9 en 19.

Het oostelijk bazaltisch vulkanisme heeft alleen betrekking op de punten 31 en 32 van figuur 9. Punt 32 betreft een gebied ten westen van Luik. Er zijn daar twee kanalen gegraven (met enkele korte zijverbindingen naar brongebieden) ten behoeve van de watervoorziening van Luik. Het langste kanaal loopt in zuidwestelijke richting evenwijdig langs de Maas op een afstand van ca. 8 km. Bij de betreffende werken zijn een aantal vergaand verweerde bazalten en kussenlava's en spilieten gevonden, die mogelijk tegen het einde van het Llandoveryen (440-430 m.j.) onder water zijn afgezet, waarschijnlijk op grote diepte.

Spiliet is een omgezette bazalt waarin Carijke veldspaat is omgezet in albiet = $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, terwijl de donkere mineralen sterk zijn gechloritiseerd. "There typical occurrence is as submarine lava flows, often as pillow lavas." (Hall, 1987, blz. 343).

Verondersteld wordt dat het zogenaamde spilitisatieproces het gevolg is van een natriumtoevoer uit het zeewater op tamelijk grote diepte; een diepte waar het water niet meer kookt bij contact met de hoog verhitte bazalt (Hall, 1987, blz. 343). Dit zou een diepte zijn van ca. 3600 m. Mogelijk is dit een aanwijzing dat het inzinkingsgebied ter plaatse van Luik toen inderdaad meer dan 3000 m diep moet zijn geweest gerekend vanaf het wateroppervlak.

Door genoemde rek ontstaan langgerekte barsten waardoor bazaltmagma's naar boven worden geperst en dan merendeels stollen in de vorm van kussenlava's. Corin vermeldt dat deze op twee plaatsen over een afstand van resp. 84 m en 135 m zijn aangetroffen, wat dus maar relatief bescheiden is. Mogelijk zullen dergelijke uitvloeiingen nog op veel meer plaatsen zijn ontstaan, maar die zijn tot dusverre niet ontdekt.

Bij werkzaamheden aan het einde van het meergenoemde kanaal, met name bij Jenneffe (punt 31), zijn ook afzettingen van ryolitische assen gevonden. Daarbij wordt aangenomen dat deze daar terecht zijn gekomen op dezelfde wijze als die van Pitet (punt 29). Deze zijn over grote afstand vanuit de Ardennen afkomstig geweest en hebben dus niets met het

genoemde bazaltisch vulkanisme te maken. Ook even ten zuiden van Visé zijn dergelijke assen gevonden, in dit geval echter op relatief geringe diepte. Bij Horizon-Hozémont (punt 30) is verder een fraaie metagabbro ontsloten.

Verrassend is dat de afzetting bij Horizon-Hozémont is ontstaan in "a few hundred meters from the limits of the Brabant Massif, probably an important structural boundary" (mogelijk een belangrijke plaattektonische grens); dit in tegenstelling tot het merkwaardige feit dat de eerder genoemde kussenlava's enz. ontstaan zijn binnen de begrenzing van het Brabant-terranen op een afstand van een aantal kilometers van de rand (Verniers, 1991, blz. 181).

Punt 29 betreft Pitet in het Mehaingebied (zie par. 4.3 en 4.4) waar alleen de eerder genoemde ryolitische assen uit de Ardennen zijn afgezet. In het midden van de vorige eeuw zijn ter plaatse van Cortil-Wodon en omgeving ook ryolitische afzettingen gevonden, mogelijk ook van de Ardennen afkomstig. De vindplaatsen daarvan zijn reeds lang geleden door bebouwing verdwenen. De euritische afzettingen bij Grand-Manil en omgeving alsmede (heellang geleden) bij een plaatsje NO van Sombrefe, worden volgens figuur 9 echter tot het Midden-vulkanisme gerekend. Verondersteld wordt dat het oude puimsteen afzettingen zijn.

Alleen van de metagabbro van Horizon-Hozémont kon worden vastgesteld dat het tholeiïtisch van samenstelling is. Van de eerder genoemde bazalten kon dat echter niet meer worden vastgesteld. Daarvoor waren zij teveel verweerd.

In het Ardennengebied worden verder alleen nog enkele bazaltische intrusies aangetroffen in de vorm van het 'diabaas van Challe' (een groeve), de diabazen die bij Grande Commune (2 km stroomopwaarts vanaf Latour langs de Franse Maas) zijn ontsloten en de diabaas die op het Massief van Stavelot in boringen is aangetroffen. Hierbij gaat het om oude microgabbro's en bazalten, die een groensteen-omzetting hebben ondergaan. Deze dateren echter uit het Midden-Devoon (390-376 m.j.). Volgens André zijn deze ook tholeiïtisch van karakter.

In verband met dit laatste spreekt André van een tholeiïtisch Ardennen-vulkanisme en rekent ook het vulkanisme bij Luik

daartoe. Of dit verband kan worden gelegd blijft voor rekening van André. Voor deze monografie is alleen van belang dat het zogenaamde vulkanisme géén subductie-vulkanisme is geweest.

4.3

Het Mehaigne-gebied

Dit gebied sluit in zuidwestelijke richting aan bij het voorgaande gebied. Dat is het gebied van de benedenloop van de Mehaigne tussen Avennes en de E 42, te zamen met het gebied van een westelijk zijriviertje, dat onder meer langs Lamontzée stroomt en even ten zuiden daarvan ontspringt.

Het enige vulkanisme dat daar voorkomt en alleen in de dalen van de genoemde riviertjes is ontsloten, is een euritisch gesteente van vulkanische herkomst. Het komt voor in de "Butte Saint Sauveur" bij Pitet, die geheel uit dit gesteente bestaat; bovendien in een groeve in het nabij gelegen Bois Cornet. En ten slotte komt het verder verspreid voor in een intensief slingerende strook met zuidoostelijke oriëntatie.

Na acht jaar intensief onderzoek van Dr. J. Verniers heeft de Geologische Dienst van België, medio 1983 een rapport gepubliceerd over het Mehaigne-gebied, in het zuiden begrensd door een omvangrijke en in ieder geval zeer brede shelfzee-rand van het Ardennen-gebied. Deze brede shelfzee moet (volgens gegevens op grond van fossielen) een diepte hebben gehad van minstens 75 m tot 200 m (Verniers, 1983, blz. 75).

Vanaf Einde-Llandoveryen tot Begin- of Medio-Ludlovien moeten zich op de genoemde shelfzee-rand omvangrijke hoeveelheden slib en overeenkomstige sedimenten hebben opgehoopt (Verniers, 1983, blz. 63). Vandaaruit zijn deze van tijd tot tijd - soms met een onderbreking van ca. een miljoen jaar (soms meer, soms minder) - in de vorm van geweldige turbidiet-stromen - telkens ongeveer via eenzelfde canyon, in het genoemde zeebekken afgegleden, "provoked (opgewekt) by movements in the Ardennen which was in full orogenic development" (Verniers, 1983, blz. 64).

Wat de genoemde slib- en sediment-turbidieten betreft moet echter één uitzondering worden gemaakt. Dit betreft een turbidiet die geheel uit SiO₂-rijke assen moet hebben bestaan; no. 7 in de genoemde serie van 15. Verniers: "The Pitet layer represents a single event", een volstrekt op zichzelf staande gebeurtenis (Verniers, 1983, blz. 16). Onder druk van de daarop volgende turbidiet-afzettingen met een dikte van meer dan 1.000 m (en de latere Devonische afzettingen?) zijn genoemde assen tot een kwartsrijk euriet-gesteente verhard.

Figuur 20 ontleend aan Verniers & Van Grootel (1991) geeft een beeld van het totaal van de genoemde turbidiet-afzettingen. De eerste kolom van de "Mehaigne Area" in deze figuur geeft de dateringen aan waarbinnen de afzettingen mogelijk hebben plaatsgevonden. Zij zijn gebaseerd op de fossielen (graptolieten, in Wenlockien, Ludlovien en Pridolien, 15 verschillende soorten) die in de afzettingen zijn gevonden. De meest rechtse kolom geeft de dikte van de verschillende afzettingen weer.

Uit figuur 20 blijkt dat er in het totaal 15 turbidiet-afzettingen hebben plaatsgevonden te beginnen met de MB2A afzetting. Daaraan voorafgaand is in het Mehaigne gebied een homogene van elders afkomstige sedimentatie ontstaan, die volgens Verniers duidelijk niet door een turbidiet kan zijn veroorzaakt. Deze "may be of the late

Ordovician" (Verniers, 1983, blz. 63). Tevens blijkt dat de turbidieten voornamelijk in het Wenlockien zijn afgezet en dat toen ook een sterke bodemdaling heeft plaatsgevonden. Ter toelichting diene, dat de bodem van de MB2A-turbidiet, die volgens fossiele gegevens op het einde van het Llandoveryien op een diepte van ca. 2850 m - 1000 m = 1850 m is afgezet op een diepte van ca. 2475 m terecht is gekomen.

Het voorstaande betekent dat de scheiding tussen de continentale Ardennen-schol en het Brabant-terrane voornamelijk in het Wenlockien heeft plaatsgevonden. Dat is precies de tijd van de eer-

der genoemde continent-continent-botsing langs de zuidrand van het Brabant-terrane.

Eerder werd reeds opgemerkt dat deze scheiding geleid heeft tot rek in de aardkorst en het ontstaan van een inzinkingsgebied. Er is alle aanleiding te veronderstellen dat dit inzinkingsgebied is ontstaan door een tektonische verplaatsing van de Ardennen-schol - samenhangend met genoemde continent collision - en niet van het Brabant-terrane.

Mogelijk heeft de Ardennen-schol een zodanige beweging gemaakt dat daardoor een inzinkingsgebied is ontstaan, dat bij Visé het breedst en diepst is geweest, met

SYSTEEM	AFDELING	ETAGE	BIOSTRATIGRAFIE		ONTSLUITINGEN IN MEHAIGNE GEBIED (formaties en afzettingen)	LITHOSTRATIGRAFIE		
DEVOON	ONDER DEVOON	LOCHKOVEN	Monograptus uniformis			EASTERN OUTCROP AREA		
						MEHAIGNE AREA		
						VERNIERS, 1983		
SILUUR	PRIDOLIEN		Monograptus ultimus				2850 m	
	LUDLOVIEN	LUDFORDIEN	Bohemograptus					
			Saetograptus leintwardinensis					
		GORSTIEN	Pristiograptus tumescens					
			Lobograptus scanicus					
			Neodiversograptus nilssoni					
		WENLOCKIEN	HOMERIEN	Monograptus ludensis				
	Gothograptus nassa							
	Cyrtograptus lundgreni							
	SHEINWOODIEN		Cyrtograptus ellesae					
			Cyrtograptus flexilis					
			Cyrtograptus rigidus					
			Monograptus riccartonensis					
			Cyrtograptus muchisoni					
			Cyrtograptus centrifugus					
	LLANDOVERIEN		TELYCHIEN	Monoclimacis crenulata				
				Monoclimacis griestoniensis				
				Monograptus crispus				
		Monograptus turriculatus						
		AERONIEN	Monograptus sedgwickii					
			Monograptus convolutus					
			Coronograptus gregarius	argenteus				
				magnus				
				triangulatus				
			RHUDDANIEN	Coronograptus cyphus	cyphus			
		acinaces						
		Cystograptus vesiculosus = alavus						
		Parakidograptus acuminatus						

afnemende breedte en diepte naar het westen toe, mogelijk niet verder dan ongeveer bij Namen. Dit zou dan een verklaring kunnen zijn waarom ten westen van Luik spillieten zijn ontstaan, wat een diepte veronderstelt van ca. 3600 m, terwijl de bodem van het Mehaigne-gebied tot niet dieper dan 2850 m is weggezakt.

In dit verband is het echter verrassend dat Verniers & Van Grootel (1991) in het Mehaigne-gebied aanwijzingen hebben gevonden van een "roughly E.W. quickly subsiding basin" te oordelen naar het patroon van gevonden golfribbels en stroomsleuven (Verniers & Van Grootel, 1991, blz. 185). Dit betreft dus het dieper worden van het inzinkingsgebied van oost naar west in plaats van andersom.

Veel verder onderzoek zal noodzakelijk zijn. "Reexamination of all outcrop areas in detail might solve this controversy" (Verniers, 1991, blz. 186). Afgezien daarvan bestaat er in tal van andere opzichten nog onduidelijkheid over de bewegingen van de Ardennen-schol ten opzichte van het Brabant-terrane.

4.4

De Butte Saint Sauveur te Pitet

Vroeger werd de Butte Saint Sauveur (met een hoogte van 20 m en een ruïne van een eeuwenoud kapelletje op top en met ca. 6 m onder de grond) beschouwd als een schoongeërodeerde vulkanische intrusie-kop. Deze zou in de bodem zijn blijven steken.

Thans echter is gebleken, dat het euritisch gesteente, verspreid over het gehele genoemde gebied, ontstaan is door een hooggradige diagenese (bijna een metamorfose) van ryolitische aswolken. Verondersteld wordt dat deze aswolken afkomstig zijn geweest van een Ardennen-vulkaan (Verniers, 1983, blz. 47). Nadat de betreffende assen - op grote schaal - terecht zijn gekomen en zijn bezonken in een aangrenzend shelfzee-gebied, zouden zij door een troebelingsstroom (turbidiet) in het eerder genoemde zee-bekken zijn afgezet; bij Pitet met een dikte (na compactie) van 26 m!

In de oorlog van 1914-1918 is de euriet van de "butte" in het Mehaigne-gebied in exploitatie genomen ten behoeve van de

keramische industrie. Daardoor is een groeve ontstaan waar allang niet meer wordt gewerkt en die momenteel nog toegankelijk is. In deze groeve is een compact, tamelijk fijnkorrelig gesteente te zien, met een paar horizontale afscheidingen, maar verder zonder gelaagdheid.

Doordat de groeve tot grondwaterniveau is volgestort, is de onderste grove fractie niet te zien. Volgens Verniers bestaat deze uit "a coarse to very coarse pure crystal tuff with grain size up to 7 mm and many slate and crystal lenses" (Verniers, 1983, blz. 37).

De top van de berg bestaat uit een uiterst fijn tufachtig gesteente. De Saint Sauveur-formatie is in totaal ca. 26 m dik met een tamelijk rond grondoppervlak van ca. 200 m bij 175 m en bevindt zich geheel aan de noordelijke rand van de vroegere inzinking.

Volgens Verniers is de Pitet turbidiet de enige in het Mehaigne-gebied, die grof materiaal (pyroclastica) "up to microconglomerates" heeft meegevoerd, "which is an exceptional event" (Verniers, 1983, blz. 19). "This implies that the volcano-sedimentary layer of Pitet was deposited by a very large turbidity current. In the literature no such thick turbidites have been described" (Verniers, 1983, blz. 21). Tot aan 1983 was nog nooit een turbidiet-afzetting van een omvang als die van Pitet genoemd c.q. bekend.

Door de eerder genoemde diagenese is een behoorlijk bestendig gesteente ontstaan "more resistant to erosion than normal slates", zoals de schalies die van de slib-turbidieten resteren. Daardoor ook is de euriet "easily recognised in the outcrop or on the surface of the fields" (Verniers, 1983, blz. 26).

De eerder genoemde slingerende strook (the narrow path, blz. 8) in het dal van de Mehaigne is ca. 7,6 km lang. De afstand van het begin tot het einde van deze strook bedraagt echter slechts ca. 2 km. Dit geeft aan hoezeer het eerder genoemde brede bekken in een later stadium is samengedrukt.

Verniers gaat helaas niet in op de kennelijke bijzonderheden van de turbidiet, die de Butte Saint Sauveur heeft doen ontstaan. In het onderstaande moet derhalve met een aantal algemene opmerkingen worden volstaan. Mogelijk echter dat deze toch een richting aangeven waarin de verklaring van dit uitzonderlijk ontstaan moet worden gezocht.

Turbidieten ontstaan doordat sediment zodanig veel water opneemt dat een suspensie-massa ontstaat met een relatieve hoge dichtheid - veel hoger dan het omringende water. Bij een geringe helling kan deze massa gaan schuiven, dikwijls als gevolg van een geringe aardstok; ook andere oorzaken worden echter genoemd. Bij het afglijden langs een relatief steile en lange helling veroorzaakt dit proces dan een z.g. "high density" troebelingsstroom, waarvan de kop met het grofste en zwaarste materiaal een snelheid kan krijgen van 30 km per uur (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 483). De kop (the nose) trekt een lange stroom met gelijkmatig iets afnemende snelheden en mindere dichtheden achter zich aan.

Zodra de stroom aan snelheid verliest zal een uitwaaiëring optreden gepaard gaande met toenemende sedimentatie in de waaiers. Gezien de verspreiding van enkele euriet-afzettingen in de omgeving van de "butte" en de beperkte omvang van deze afzettingen, moet echter worden aangenomen dat genoemde uitwaaiëring nauwelijks heeft plaatsgevonden.

Volgens Pannekoek kunnen vooral volumineuze troebelingsstromen zich door een soort "intern mechanisme" over afstanden van honderden kilometers voortzetten - waarschijnlijk zonder veel zijdelings verlies aan materiaal (Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 500). Mogelijk moet daarom worden aangenomen dat de ryolitisch beladen kop van de Pitet-turbidiet tegen de overkant van het inzinkingsgebied tot een geforceerde stilstand is gekomen.

Op diezelfde plaats moet daarna nog een naschuiving van fijner materiaal hebben plaatsgevonden, "not from a higher position in the current but rather from a place further behind" (Bouma 1962). Mogelijk is genoemde kop toen volledig gesedimenteerd, zonder ook maar enigszins uit te zakken, misschien als gevolg van de verhoogde viscositeit van de ryolitische assen (Keunen, 1951, blz. 31).

Volgens Verniers is de wonderbaarlijke Butte Saint Sauveur op het gebied van de troebelingsstromen een geologisch monument van betekenis. Het is daarom te betreuren dat er geen afzonderlijke literatuur aan het mogelijk ontstaan daarvan is gewijd.

De mogelijke herkomst van de Ryolitische assen

Ryolitische assen ontstaan bij het explosieve subductie-vulkanisme. De omvangrijke explosies daarvan zijn dan het gevolg van de relatief grote hoeveelheid H_2O (en mogelijk ook CO_2) die het magma dan omvat en van de grote viscositeit die door het SiO_2 -gehalte wordt veroorzaakt. "Ein Teil der SiO_2 -Tetraeder bildet nämlich schon im noch flüssigen Magma zusammenhängende Struktureinheiten". Bij gering H_2O -gehalte ontstaan echter "Staukappen (stuwkoepels) und dicken lava strömen" (Dietrich & Skinner, 1979, blz. 134-135). In verband hiermee wordt ryoliet in het Ardennengebied op verschillende plaatsen aangetroffen in de vorm van gangen, die onder het aardoppervlak zullen zijn ontstaan en thans door erosie aan het licht zijn gekomen.

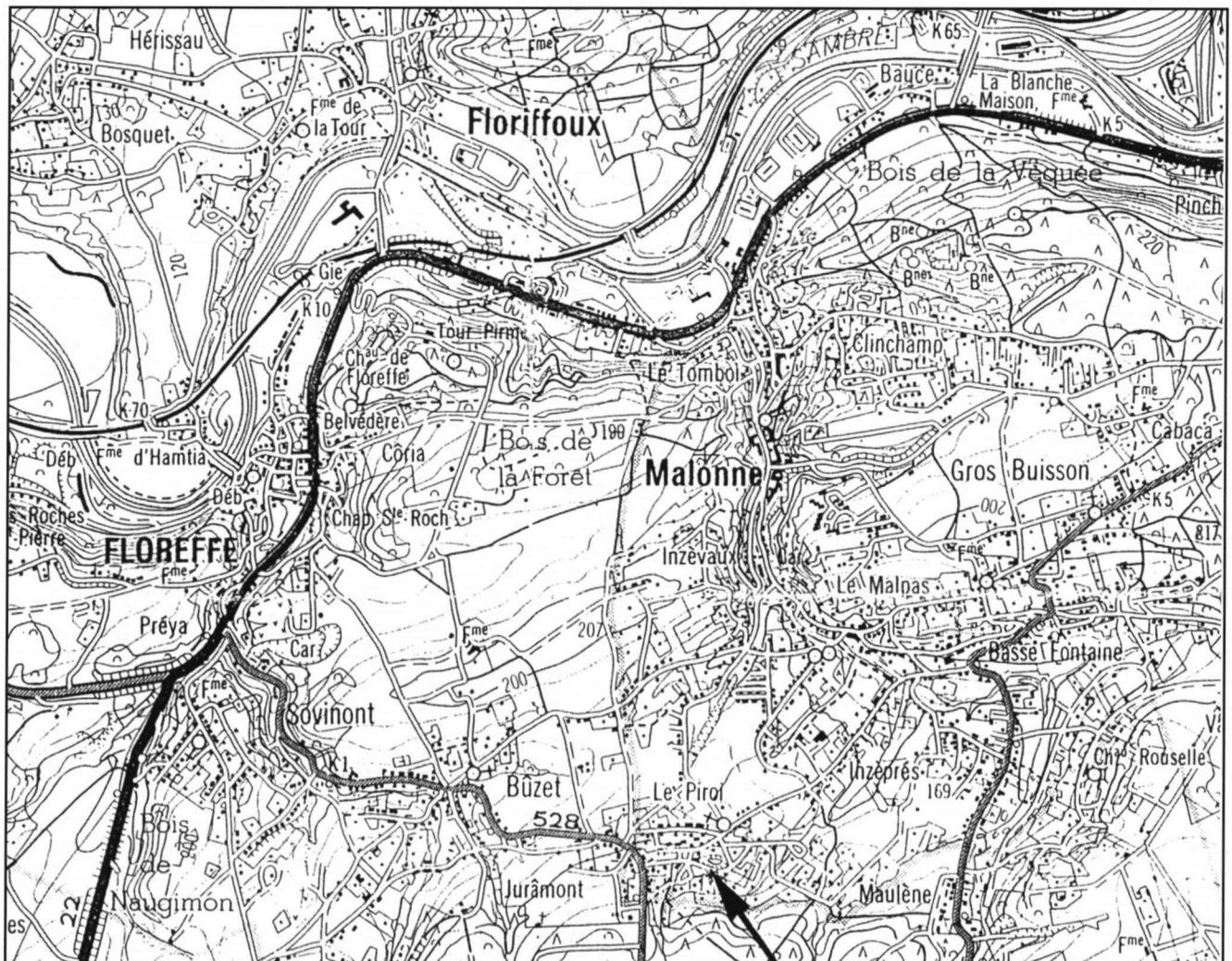
In de noordelijke Ardennen komt dergelijk ryoliet (diagenetisch omgezet in euriet) voor op verschillende plaatsen in en bij Spa en in het Massief van Stavelot noord-oost van Eupen; in beide gevallen in de vorm van relatief smalle gangen, soms niet breder dan ca. 2 m. Zij zouden weliswaar ongeveer uit het Llandoverien dateren, maar als opvulling van een spleet hebben ze uiteraard geen uitstoot van as veroorzaakt.

Daarnaast is er in de Ardennen tot dusverre maar één plaats aangetroffen waar een flinke vulkanische opwelling van ryolitisch magma is ontstaan, zulks met een SiO_2 -gehalte van 73 - 80%. Dit is de vulkaan van Piroy. De naam van deze vulkaan is waarschijnlijk afgeleid van het oud-Franse woord "pierois" met de betekenis van "l'endroit des pierres; sous-sol riches roches" (Deze informatie en veel van het hiernavolgende over de vulkaan van Piroy is bijeengebracht en beschikbaar gesteld door de heer Baugnée. Zie ook nawoord). De vulkaan ligt in het dorpje Piroi (vroe-

ger Le Pied-Roi, wegens de reisonderbreking aldaar van een Franse koning), ca. 2 km ten zuiden van het centrum van Malonne (ZW van Namen). Zie figuur 21 en de pijl daarin.

De meest geaccepteerde mening - gebaseerd op het onderzoek van Rodal (1939) en sterk ondersteund door Michot in 1939 (zie naschrift bij Rodal, 1939) en 1947 - is dat het daarbij is gegaan om het ontstaan van lakkoliet (zie figuur 22) met een elliptische vorm van 200 m lengte en ca. 60 m breed.*19 Volgens Rodal bestaat ryolitisch gesteente voornamelijk uit kwarts = SiO_2 , albiet = $Na[AlSi_3O_8]$ en orthoklaas =

*19 In 1944 heeft de Béthune op grond van vloestructuren in de gevorderde ontsluiting, de "lakkoliet" theorie ter discussie gesteld. Maar ook volgens de Béthune heeft geen explosieve uitstoot plaats gevonden (Béthune 1944). Er zijn meer gevallen van zo'n taai ryolitische uitvloeiing bekend. Overigens kunnen ook in een lakkoliet wel vloestructuren voorkomen.

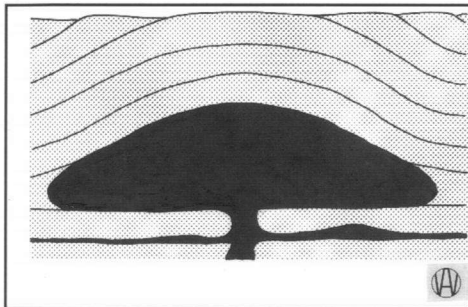


Figuur 21.
Vulkaan van
Piroy, bij
Piroi, met
ryolitisch
magma (bij
pijl).

$K[AlSi_3O_8]$ (Rodal, 1939, blz. 97). De gewichtsverhouding tussen deze mineralen varieert:

	gewichtspercentage
kwarts	27,35 - 39,44
albiet	40,68 - 33,17
orthoklaas	25,79 - 22,98

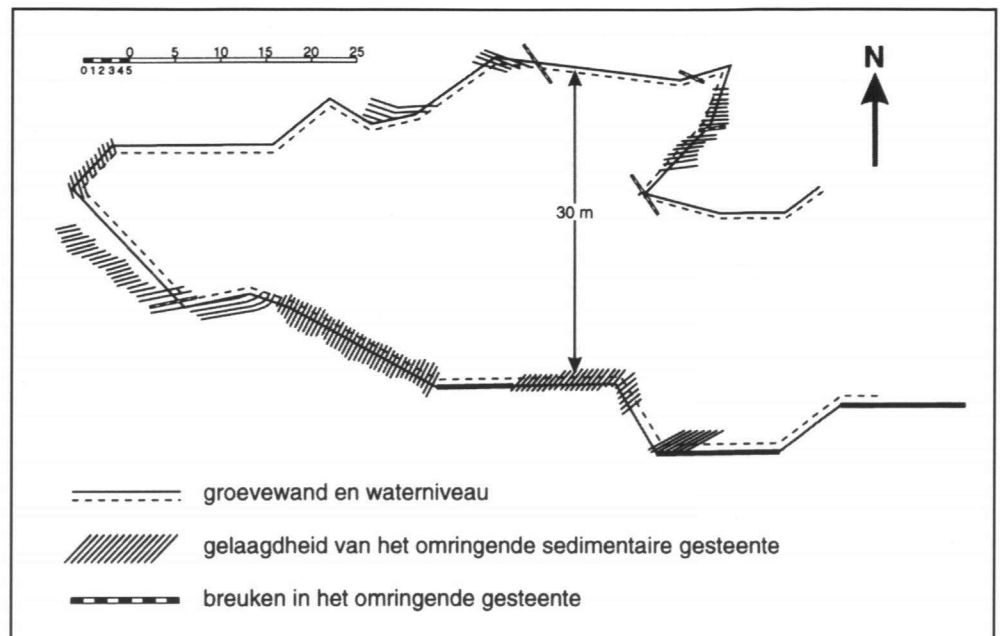
Rodal noemt het gesteente "compacte et très dure" en microkristallijn; dit laatste is waarschijnlijk het gevolg van een relatief snelle afkoeling onder een relatief dunne bedekking (Rodal, 1939, blz. 43). Door erosie is uit de opwelling een heuvel, in genoemde elliptische vorm, achter gebleven. Deze moet vele tientallen miljoenen jaren aan de weersinvloeden onderhevig zijn geweest, waardoor aan de buitenkant een omzetting van albiet in kaolien = $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ heeft plaats gevonden.



Figuur 22. Lakkoliet.

Zowel kaolien als kwarts zijn grondstoffen voor de keramische industrie. Tegen het einde van de vorige eeuw heeft dit geleid tot de bouw van een fabriek in Mallonne aan de rivier. Nadat de genoemde heuvel daarvoor geheel was afgegraven en "met de grond gelijk was gemaakt" is een deel van de vulkaanpijp (ca. 1/4) in verdere exploitatie genomen. De andere delen hadden inmiddels een andere bestemming gekregen. Het zeer bestendige gesteente dat daarbij werd gewonnen is toen ook voor tal van andere doeleinden gebruikt.

De groeve die door genoemde verdere exploitatie is ontstaan is ca. 100 m lang, 30 m breed en 18 m diep (figuur 23). Dit brengt mee dat de wanden van de groeve voor een deel nog uit ryoliet bestaan. De groeve, die gemeente-eigendom is en destijds was verpacht, staat inmiddels geheel onder water. In mei 1981 is het meer dat daardoor is ontstaan alsmede de naaste omgeving ervan op verzoek van de Raad van Europa tot beschermd gebied ver-



Figuur 23. Westelijk deel van het vulkaanmeer van Piroy (naar Rodal, 1939, blz. 74).

klaard vanwege zijn geologische en natuurwetenschappelijke waarde.

Bij graafwerkzaamheden nabij het dorpje Piroi voor de aanleg van een omvangrijk watertransportsysteem is in 1930 en 1932 een spleet-intrusie aangetroffen van ryolitisch gesteente (door humuszuren vergaand aangetast) met een SiO_2 -gehalte van meer dan 81% (Corin, 1965, blz. 83 en 140). Deze ryolietgang (meer dan 500 m lang) met een breedte van 20 m - 30 m loopt ten noordoosten langs de Piroy-krater op een afstand van ca. 300 m, wat op zichzelf heel bijzonder is. Aangenomen moet echter worden dat ook deze spleet-intrusie niet tot de uitstoot van ryolitische gloedwolken heeft geleid. Volgens Michot (1947) dateert het vulkanisme van Piroy uit het einde-Ordovicium of begin Siluur (Michot, 1947, blz. 119). Dit gaat dus kort vooraf aan de datering die aan de ryoliet-turbidiet in het Mehaigne gebied wordt toegekend. Daarbij komt dat bij Neuville-sous-Huy (ten zuiden van de Maas en vrijwel precies tegenover het Mehaigne gebied) een tussenlaag van ryolitische assen is aangetroffen, die aan de hand van fossielgegevens uit de onder- en bovenliggende lagen, in het Tarranon*20 moet zijn ontstaan; dus ongeveer gelijk met de ryolitische assen die in de eerder genoemde shelfzee-rand terecht zijn gekomen (Corin, 1965, blz. 87).

Als deze ryolitische assen van Neuville-sous-Huy en het Mehaigne-gebied niet

van de vulkaan van Piroy afkomstig zijn geweest, blijft het voorhands een raadsel waar ze dan wel vandaan zijn gekomen.

4.6

Het verschil tussen het Brabant-Hen het Ardennen-vulkanisme

André heeft veel aandacht besteed aan het feit dat het westen- en midden-vulkanisme een typisch calc-alkalisch vulkanisme moet worden genoemd en dat het Oostelijk vulkanisme te zamen met dat van de Ardennen typisch tholeiïtisch is. Dit verschil wordt door hem overtuigend gebaseerd op het verschil in de hoeveelheden van bepaalde spoorelementen en de onderlinge verhoudingen tussen deze hoeveelheden.

Deze verschillen zouden voornamelijk ontstaan doordat calc-alkalische bazalt ontstaat bij opsmelting van het mantelmateriaal op een diepte van 100 km tot 150 km en meer, terwijl de tholeiïtische bazalten zouden ontstaan op een diepte van minder dan 30 km (Fischer & Schmincke, 1984, blz. 17, Pannekoek & Van Straaten, 1982, blz. 221). Dit laatste betreft dan de

*20 Het Tarranon is een vroeger gebruikte aanduiding van de periode, die het einde van het huidige Llandoverien en het huidige begin van het Wenlockien heeft omvat.

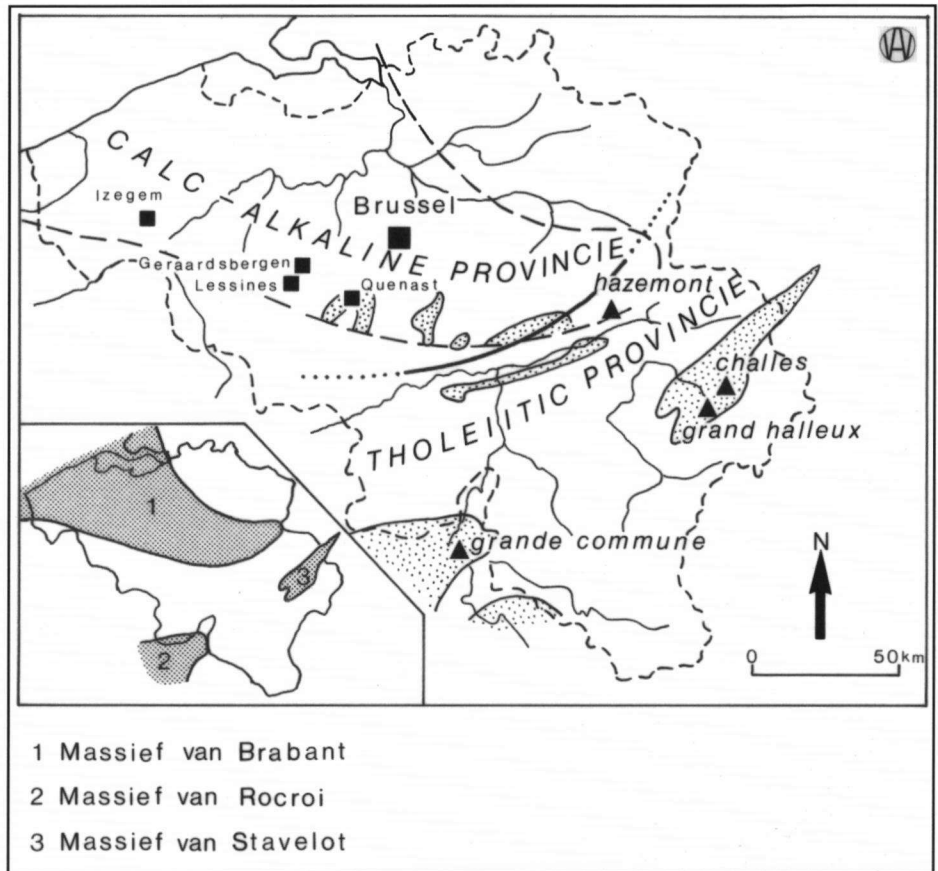
oceanische spreidingsruggen en o.a. het merendeel van de plateau-bazalten en de intra-continentale bazalten.

Spoorelementen zijn elementen waarvan slechts een zeer kleine hoeveelheid in enig materiaal voorkomt, in dit geval in magmatische gesteenten en het moedermateriaal daarvan. Spoorelementen omvatten als groep alle z.g. zeldzame-aarden en daarnaast o.a. ook nog een aantal radio-actieve elementen.

De groep zeldzame-aarden bestaat uit 15 metallische elementen, die bijna gelijke chemische eigenschappen hebben en die tamelijk goed gespreid, met geringe concentratie, in vulkanische gesteenten voorkomen. Gerangschikt naar toenemend atoomnummer onderscheidt men in deze groep:

1. scandium en yttrium
2. lanthaan plus 5 andere
3. europium plus 9 andere

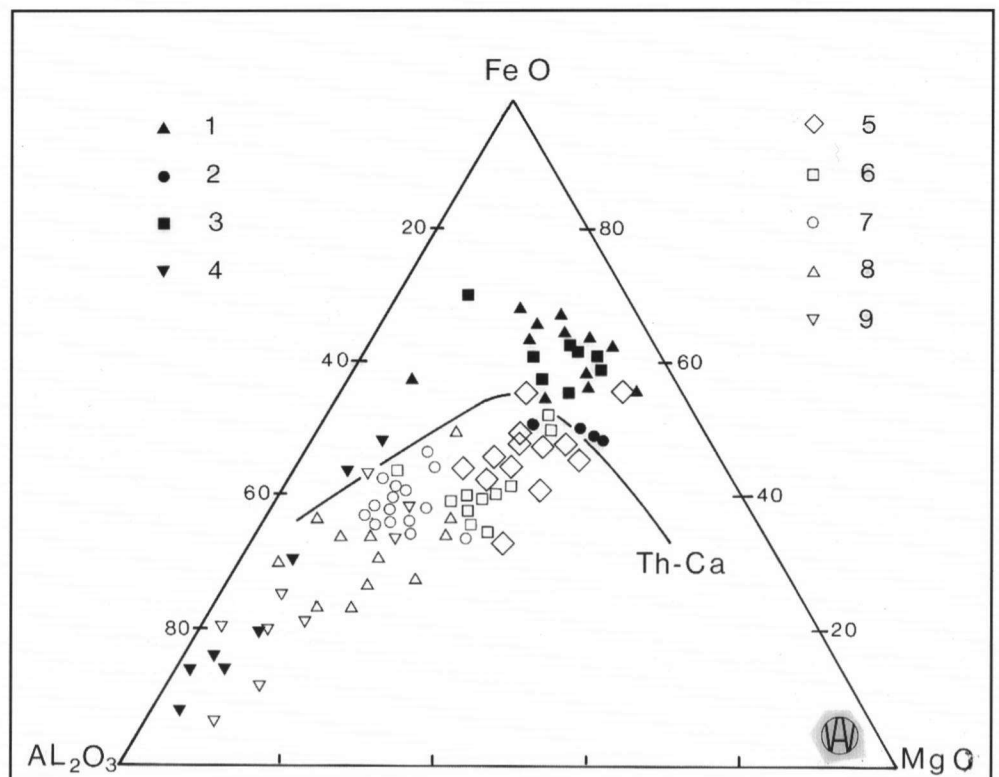
Zoals reeds vermeld zijn voor de karakteristiek van bepaalde lava-gesteenten dikwijls de verhouding tussen de hoeveelheden spoorelementen van belang. Ook het AFM = Al_2O_3 -FeO-MgO diagram toont het verschil tussen beide vormen van vulkanisme. Zie figuur 24 en 25.



Figuur 24. Ontsluiting van Caledonische bodemformaties ter plaatse van het Massief van Brabant en de Massieven van Stavelot en Rocroi. De gesteenten behoren tot twee aparte magmatische gebieden: kalk-alkalisch en tholeïtisch (naar André e.a., 1986b).

Figuur 25. Al_2O_3 -FeO-MgO diagram voor magmatische gesteenten zowel voor de Calc-alkali- als voor de tholeïet-provincie (naar André e.a., 1986b).

1. Diabazen; 2. Gabbro's; 3. Bazalten;
4. Porfierische grano-diorieten en ryolieten;
5. Bazalt-andesiet;
6. Andesieten;
7. Porfierische kwarts-dioriet;
8. daciëten; 9. ryolieten.







HOOFDSTUK 5

HET ONTSTAAN EN DE GESCHIEDENIS VAN HET MASSIEF VAN BRABANT

5.1

Inleiding

Aan dit vijfde hoofdstuk moet een algemene opmerking voorafgaan. Het thema van deze monografie is het Brabant-vulkanisme. In de voorgaande hoofdstukken is dit uitvoerig aan de orde gekomen. Het latere ontstaan van het Massief van Brabant valt daarbuiten. Mogelijk zal de lezer dit echter toch als een gemis voelen: "al zou het alleen maar in grote trekken worden behandeld". Vandaar dit vijfde hoofdstuk en vandaar ook de beperking tot enkele hoofdzaken.

In 1963 heeft Dr. Patijn, adj. directeur van het Geologisch Bureau voor het Nederlandse Mijngebied in twee artikelen aandacht besteed aan de geschiedenis van het Massief van Brabant (Patijn, 1963a, Patijn, 1963b). Dit werd vijf jaar later gevolgd door een studie van de Belgische geoloog Legrand (Legrand, 1978). En ten slotte publiceerde de Belgische Geologische Dienst in 1993 een verbeterde studie over het Brabant Massief (De Vos e.a., 1993). Veel van het onderstaande is aan deze laatste publikatie ontleend.

5.2

Het ontstaan van het Massief van Brabant en de opheffing in het Siluur

De studie van Legrand bevat een geologische kaart van de ondergrond van het Brabant-terranen tot en met de formaties van Perm en Trias (o.m. gebaseerd op bijna 800 goed beschreven boorresultaten). Daaruit blijkt dat het centrum van het

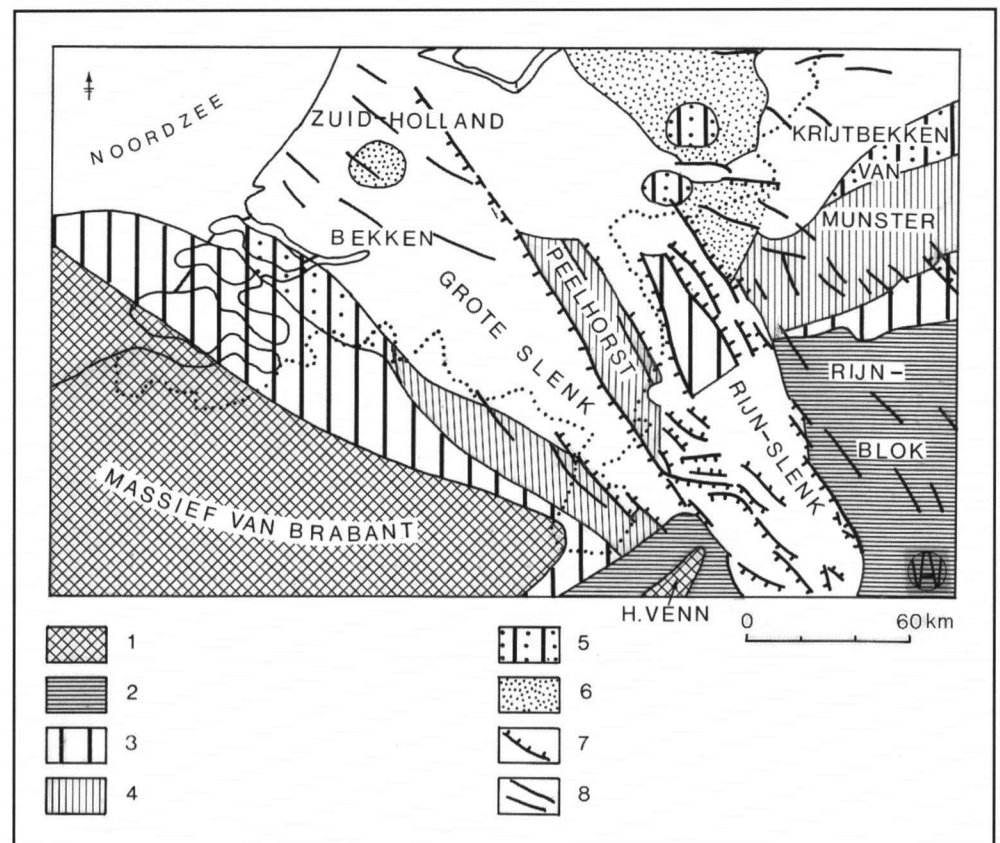
Brabant-terranen - onder een pakket van jongere lagen - een vlak geërodeerde anti-synclinale bergformatie is. De nieuwste gegevens uit 1993 (zie figuur 6) bevestigen dit beeld in grote lijnen, hoewel met grotere nauwkeurigheid. Het opvallende breukenpatroon langs de zuidgrens van het oorspronkelijke Brabant-terranen komt bij Legrand echter niet voor, dit is een belangrijk nieuw gegeven.

Het gehele Cambrium is tot één grote opbolling samengedrukt - een zogenaamde "rechte plooi" - met het Devillien 1 (= de Belgische benaming voor de alleroudste formatie uit het Cambrium) in de

omhooggeperste kern. Deze is uiteraard omzoomd door het Devillien 2 en verder aan weerskanten keurig in volgorde omringd door alle 5 formaties van het Revinien (= de Belgische benaming van het Boven-Cambrium), alsmede op dezelfde wijze door het Onder-Ordovicium.

De korstverkorting die daarbij is ontstaan moet aanzienlijk zijn geweest, mogelijk wel 50%. Het onder water liggende shelfgebied moet zich tot ver naar het noorden hebben uitgebreid, misschien nog verder naar het noorden dan de huidige grens met Nederland. Het Massief van Brabant loopt immers ook nog voor een

Figuur 26. Structuurkaart van Nederland. 1. Gesteenten ouder dan Devoon; 2. Devoon aan of nabij het oppervlak; 3. Onder-Carboon of ouder; relatief ondiep; 4. 'Productief' Carboon op exploitabele diepte; 5. Relatief hooggelegen Carboon; 6. hooggelegen Trias; 7. verschuivingen; 8. Strekkingsrichting Saxonische anticlinen (naar Faber 1979, blz. 79).



deel onder Zuid-Nederland door (zie figuur 26). Zoals eerder reeds aan de orde kwam moet het genoemde shelfgebied waarschijnlijk hoogstens 20 km dik zijn geweest. De huidige dikte van de aardkorst ter plaatse van het Massief van Brabant is recent op ca. 38 km vastgesteld (Rijkers e.a., 1993). Dat is dan na ca. 20 miljoen jaar Silurische erosie.

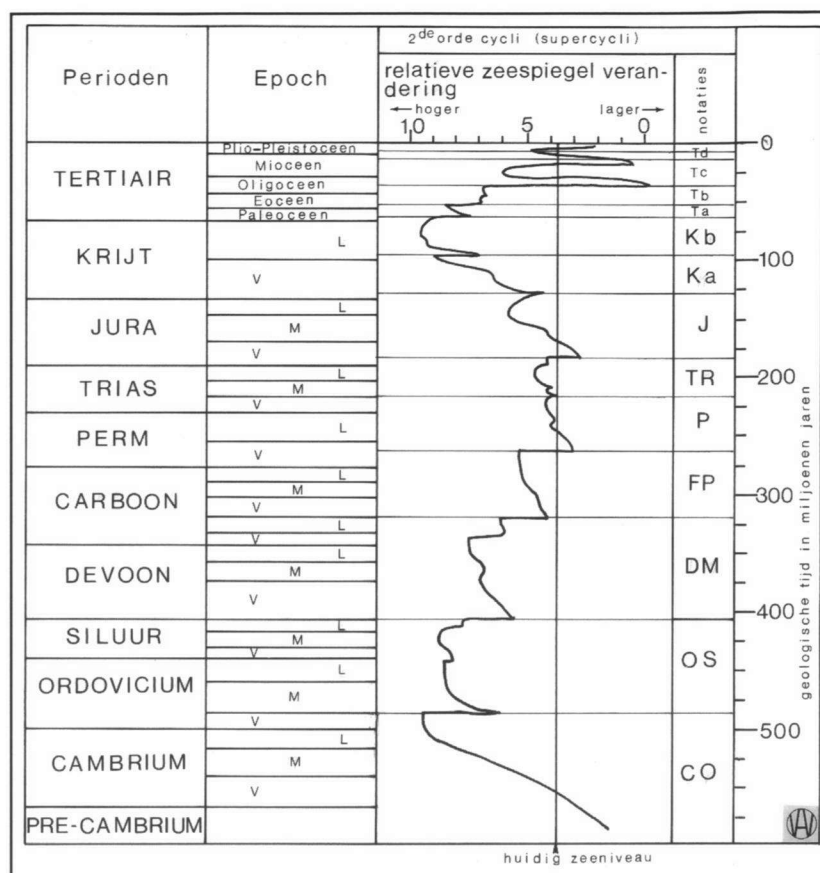
De korstverkorting waar het hier om gaat heeft uiteraard tot op grote diepte de gehele onderliggende aardkorst omvat, waarschijnlijk tot op een diepte waar deze zich plastisch laat vervormen. Dit blijkt ook uit het feit dat de dikte van het Belgische Cambrium in de Masson-gids over België op 2000-2500 m wordt geschat (Masson, 1983, blz. 14), terwijl genoemde Cambrische plooi een breedte heeft van rond de 45 km.

De mate waarin het totale Precambrium bij deze tektonische gebeurtenis is betrokken geworden verklaart de onwrikbare weerstand van de anticlinal tijdens de Hercynische orogenese; terecht het "Massief van Brabant".

Het voorgaande heeft ten gevolge gehad dat zich een Onder-Cambrische strook heeft gevormd die zich uitstrekt van Oostende in het noordwesten via Gent en Brussel ongeveer tot Ottignies in het zuidoosten, in het midden waarvan op sommige plaatsen ook het Devillien 1 aan de - thans toegedekte - oppervlakte is gekomen.

Overigens is het opmerkelijk dat het Massief van Brabant in zijn verdere historie verschillende malen kleinere (verdere) opheffingen, maar ook uitgesproken dalingen heeft vertoond. Daardoor is het vele malen overstroomd en dan weer droog gevallen, ook mede door de stijging en daling van het zeeniveau. In de laatste genoemde gevallen is het Brabant-terrane door erosie van de jongste lagen telken male vrijwel totaal vlak geërodeerd. De vraag is nu wanneer de genoemde anticlinal is ontstaan.

Aangenomen wordt dat in het gehele gebied van het onder water liggende Brabant-terrane, behalve alle voorgaande formaties, ook het Onder-Ludlovien (ca. 423-418/419 m.jg) nog is afgezet (zie uitklapschaal achterin). Onder Laat-Caledonische druk vindt daarna een aanzienlijke opheffing plaats. Deze druk komt vanuit het noorden of noordoosten -



Figuur 27. Verandering van het wereld-zeeniveau vanaf het Cambrium tot heden volgens Vail e.a., (1977).

waarschijnlijk veroorzaakt door de Duits-Poolse Caledonische gebergtevorming. Het eerder genoemde Dutch High was toen nog niet door aanzienlijke bodemdaling verdwenen en zal de Laat-Caledonische druk derhalve hebben doorgegeven. In het Brabant-terrane is deze druk vastgelopen tegen de gestolde vulkanenrij.*21

De eerstvolgende afzetting die het gehele Brabant-terrane weer overdekt, is die van het Givetien (382-376 m.jg = einde Midden-Devoon), ondanks dat het wereld-zeeniveau toen misschien nog iets lager was dan in het Onder-Ludlovien. Dit betekent dat de opheffing die tegen het einde van het Siluur is ontstaan, ongeveer 20

miljoen jaar boven water heeft gelegen (figuur 27).

Volgens de gegevens in Masson-gids over België moet de eerder genoemde opheffing minstens ca. 6000 m hebben bedragen, zijnde de dikte van het Boven-Cambrium, OrdoVICIUM en Siluur t/m het Onder-Ludlovien plus nog een stuk van het Devillien. Het is zeer wel mogelijk dat deze gehele opheffing in genoemde ca. 20 miljoen jaar door erosie vrijwel weer geheel is verdwenen. De erosie van gemiddeld ca. 0,3 mm per jaar is in het genoemde geval in een subtropisch klimaat niet uitzonderlijk. Mogelijk geeft dit de ontwikkeling aan zoals die zich destijds heeft voltrokken.

*21 Tegen het einde van het Siluur heeft ook het Ardennen-gebied een vanuit het noorden komende Caledonische opstuwing en plooiing ondervonden. Door het ontbreken van een weerstand zoals in het Brabant-terrane wordt de Ardennen-plooiing gekenmerkt door een afnemende intensiteit naar het zuiden. In het Boven-Carboon zal zich een gelijk verschijnsel voordoen, maar dan in tegengestelde richting. De zuid-noord gerichte Hercynische bodembewegingen lopen dan vast tegen het Massief van Brabant. Ten oosten daarvan zetten zij zich echter voort met afnemende intensiteit o.a. langs de oostgrens van Nederland tot ver in Groningen (zie par. 5.4).

Het Devoon

Gezien de daling van de zeespiegel is het Brabant-terrane in het Onder-Devoon aan een sterke erosie onderhevig. Zoals eerder vermeld, is in het begin van het Devoon ten zuiden van het Brabant-terrane de bekende Devonische zee-arm ontstaan (zie par. 1.11).

In het Onder-Devoon ontstaat een sterke stroom afbraakprodukten naar dit zeegebied. Daarbij gaat het om grote hoeveelheden zand, klei en gesteenten afkomstig van het Old Red continent.*22 Op plaatsen die niet door deze afbraak worden getroffen, ontstaat een (sub)tropische roodkleuring van de bodem die bij boringen op sommige plaatsen nog wordt teruggevonden. In Perm en Trias zal dit proces zich manifest op het Brabant-terrane herhalen. Ter toelichting diene daarom het volgende.

In het humide subtropische klimaat ontstaat naast afbraak ook een sterke chemische verwerking. Deze gaat gepaard met een relatieve verrijking van Al- en Fe-verbindingen (door uitspoeling van andere verbindingen). Dit laatste komt voor in de vorm van hematiet = Fe_2O_3 waardoor genoemde roodkleuring optreedt. Aan deze roodkleuring ontleent het Old Red continent zijn naam. Het Brabant-terrane maakte daar deel van uit.

In het Midden-Devoon vindt wereldwijd een omvangrijke stijging van de zeespiegel plaats (figuur 27).

Na afzetting van het Couvinien langs de randen wordt ten slotte het gehele Brabant-terrane met het eerder genoemde Givetien overdekt. De stijging van het zeeniveau is dan zodanig dat de noordgrens van de Devonische zee-arm naar het noorden verschuift tot ongeveer ter plaatse van

de huidige Waddeneilanden. Daarbij wordt het Brabant-terrane ook met de afzettingen van het Boven-Devonische Frasnien overdekt. In het Famennien valt het grootste deel van het Brabant-terrane echter weer droog.

5.4

Het Carboon

In het Onder-Carboon blijft laatstgenoemde situatie ongeveer bestaan, maar in het Boven-Carboon wordt de opwelling van het Massief van Brabant weer geheel door de zee overspoeld en door Carbonische afzettingen overdekt tot en met het Westfalen C. Daarna valt het gebied weer droog.

Inmiddels was in het Midden-Devoon de eerste fase (= Acadische fase) van Hercynische gebergtevorming tot ontwikkeling gekomen. De Devonische zee-arm ten zuiden van het Massief van Brabant wordt rond 375 mjd dichtgedrukt.

De Hercynische gebergtevorming die in Midden-Europa ontstaat is bijzonder breed, maar in vergelijking met bijvoorbeeld de Alpen een stuk minder hoog. Bij de latere ontwikkeling daarvan ontstaat ten zuiden van het Massief van Brabant een enorme zuid-noord gerichte bodemverschuiving. Deze is waarschijnlijk mogelijk geworden door de aanwezigheid van een onderliggende plastische laag; zijnde wellicht een formatie voornamelijk bestaande uit platliggende schalies.

Volgens Schöenberg en Neugebauer in "Einführung in die Geologie Europas" is het beter te spreken van een "Überschiebungszone, die sich von der französischen Kanalküste bei Boulogne durch ganz Belgien bis nach Aachen lässt verfolgen. In Frankreich wird sie als "Faille du Midi", in Belgien als "Faille du Condroz" oder "Faille eifeliennne" bezeichnet"

(Schöenberg en Neugebauer, 1987, blz. 112).

Volgens Matte heeft deze overschuiving ten zuiden van Brussel een lengte gehad van ca. 200 km met een dikte van ca. 7,5 km (in de wortelzone mogelijk 15 km), ten zuiden van Namen ca. 90 km en ten zuiden van Aken ca. 50 km, in beide gevallen met een begindikte eveneens van ca. 7,5 km (Matte, 1986, blz. 348).

Uit deze cijfers blijkt onder meer dat het hele Belgische Ardennen gebied en het aangrenzende Duitse gebied bij deze overschuiving betrokken zijn geweest. Volgens Matte zijn collega's van hem van mening dat de "Ardennes area must be considered as allochthonous and transported over several tens of kilometers (Cazes e.a., 1986)".

Het proces van deze overschuiving, die wereldwijde bekendheid geniet, moet in het late Carboon hebben plaats gevonden. Tegen het einde van het Carboon is de genoemde overschuiving tegen het Massief van Brabant tot stilstand gekomen.

Zoals de dikte al aangeeft, betreft de overschuiving een omvangrijk pakket van lagen te beginnen met een stuk Siluur. Alle opeenvolgende afzettingen uit het Onder-, Midden- en Boven-Devoon tot en met het Namurien (= eerste etage van het Boven-Carboon) zijn daarmee tegen het Massief van Brabant opgeschoven en daar blijven steken.

Goossens (1984) stelt dit voor als aangegeven in figuur 28. In Faber (1979) zijn de betreffende stuwingen in beeld gebracht als in figuur 29.

Dit alles zonder dat dit veel tektonische invloed op het Massief van Brabant heeft gehad. Hierover zegt Legrand: "ce fait indiquer clairement que le Massif du Brabant n'a pas été affecté de façon notable par l'orogénèse hercynienne" (Legrand, 1968, blz. 11).

Het vastlopen van de Hercynische orogenese tegen het Massief van Brabant is van verstrekkende betekenis geweest voor de geologie van ons eigen land en de verdere ontwikkeling van de Noordzee.

Het Massief van Brabant lag toen ongeveer op de equator. Ten noorden van het Massief van Brabant ontstaan dan de bekende dalingsgebieden waar de tropische plantengroei van het Carboon over-

*22 De genoemde sterke stroom afbraakprodukten naar het zuiden geeft aanleiding tot de volgende opmerking. In het voorgaande is de vraag aan de orde gekomen of de gematigde continentbotsing langs de zuidrand van het Brabant-terrane niet tot een begin gebergtevorming moet hebben geleid als gevolg van een omhoog geperste aangroeiwig. Betoogd werd dat het ontstaan van zo'n begin waarschijnlijk achterwege is gebleven. Voor zover bekend zijn daarvan ook geen sporen teruggevonden. Maar stel dat er wel zo'n begin van gebergtevorming zou zijn geweest, dan moet thans worden geconstateerd, dat deze dan niet hoog genoeg is geweest om de stroom afbraakprodukten tegen te houden, en dat de omvang van deze erosie zodanig moet zijn geweest, dat een eventueel begin van een opheffing daardoor totaal moet zijn weggevaagd.

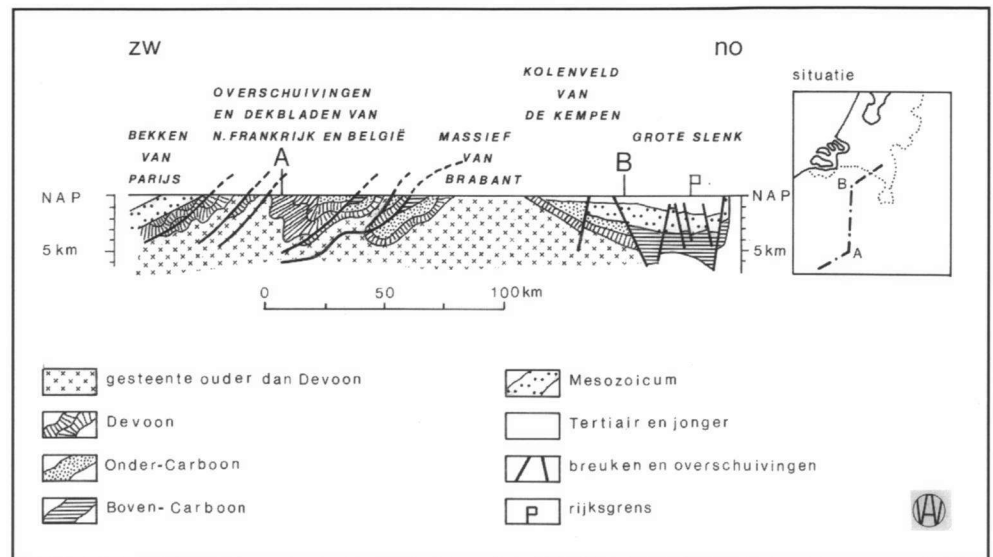
weldigend tot ontwikkeling is gekomen. De vorming van steenkool onder ons land en de Kempen zijn daar het gevolg van geweest.

In het Boven-Carboon zet de Hercynische orogenese zich langs het oosten van het Massief van Brabant echter naar het noorden voort, onder meer langs de oostgrens van Nederland - met afnemende bodembeweging tot ver in Groningen (Patijn, 1963b, blz. 347 e.v.).

5.5

Perm, Trias en Jura

Tegen het Midden-Perm ontstaat het supercontinent Pangea. Daarbij vindt een wijdverbreide opheffing van de continentale gebieden plaats plus een relatieve daling van het zeeniveau met een maximum in het Boven-Perm (Onze Aarde, 1978, blz. 210 en 213). Tegen het einde

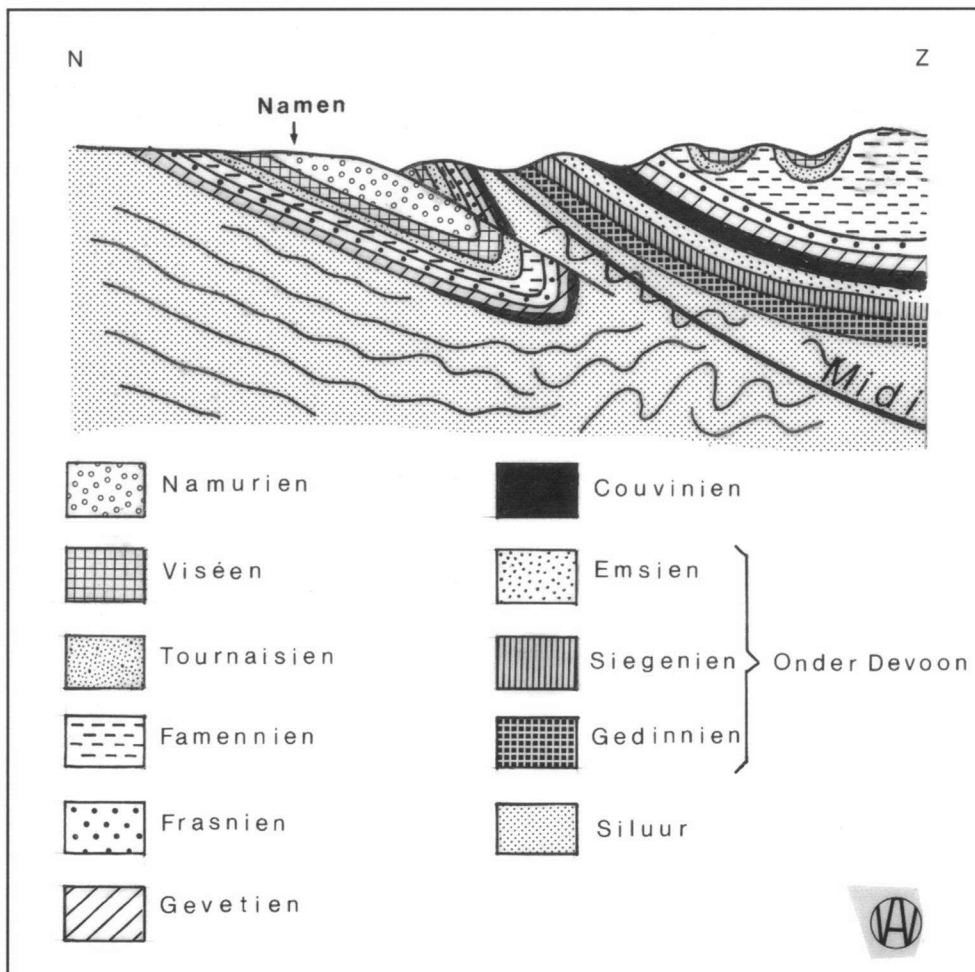


Figuur 29. Schematische doorsnede door België vanaf het Bekken van Parijs tot de Grote Slenk in Nederland (naar Faber, 1979, blz. 43).

van het Carboon was het Brabant-terrane weer droog gevallen; afzetting van het Westfalien D en het Carbonische

Stéfanien ontbreken. Deze situatie duurt voort tot aan het Krijt (140-68 m.jg).

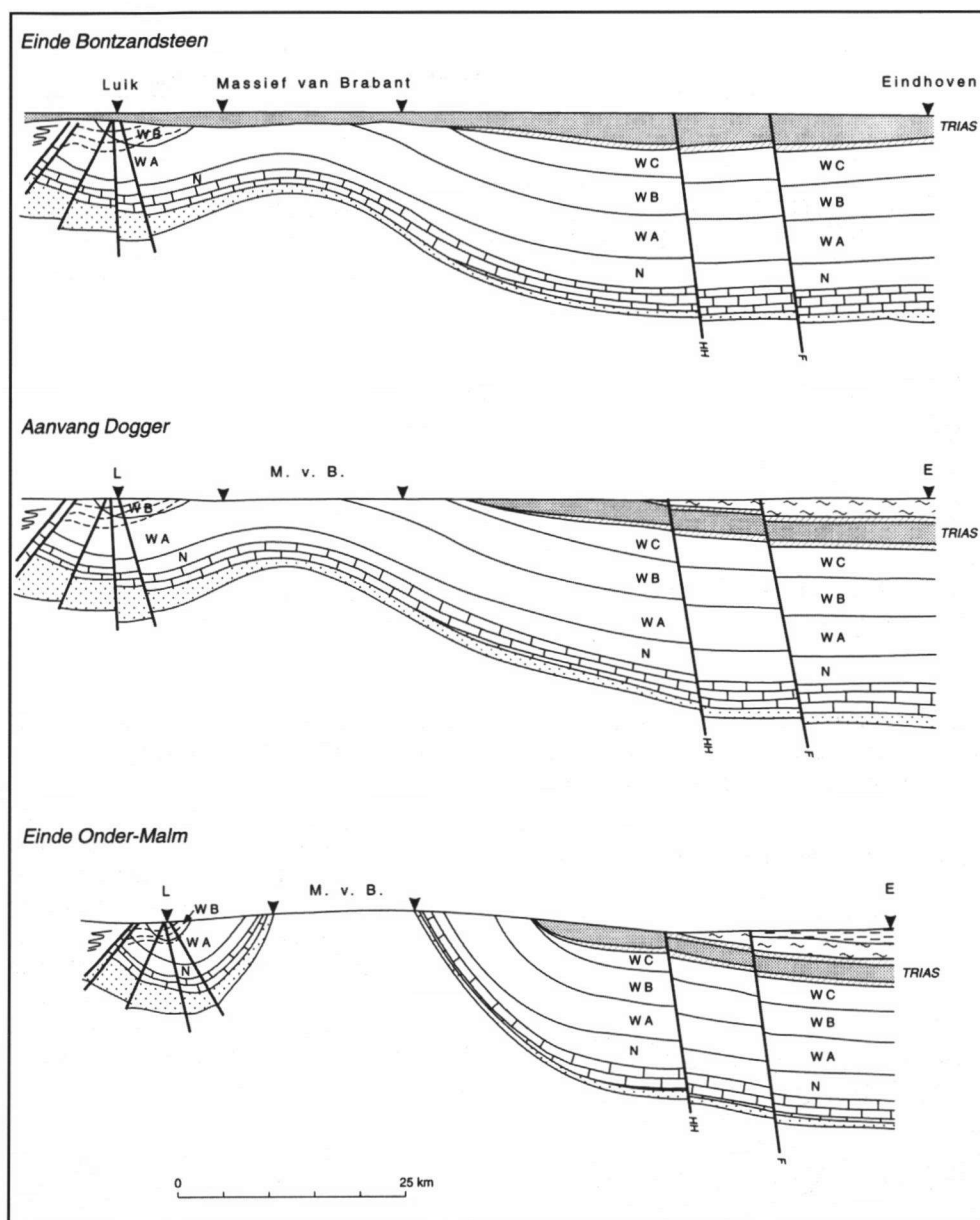
Figuur 28. De Midi-overschuiving ten oosten van Namen; vereenvoudigde schets (naar Goossens, 1984).



In Perm en Trias is het Brabant-terrane inmiddels een stuk naar het noorden verschoven en ligt dan in de subtropen. Door het vochtige klimaat dat daar toen heerste vindt een bijna perfecte afvlakking plaats, gepaard gaande met een roodkleuring van de bodem volgens het eerder genoemde proces waardoor een verrijking van Al- en Fe-verbindingen plaatsvindt; dit laatste in de vorm van hematiet.

Dit betreft praktisch het gehele noord-west-zuidoost verlopende vlak geërodeerde centrum van het huidige België en een brede strook ten zuiden daarvan. Op sommige plaatsen is de dikte van de roodkleuring 20 tot 40 m dik met een maximum van meer dan 70 m. Dat dit proces zich niet tot de ondergrond van het noordelijk deel van het huidige België uitsrekt, hangt samen met de aanwezigheid van de Zechstein-zee die door stijging in het Boven-Perm "tot de noordflank van het Massief van Brabant (heeft) bereikt, maar hier nooit (is) overheengekomen" (Patijn, 1963b, blz. 346).

In Trias en Jura vindt - in twee fasen - weer een verdere opheffing plaats. Het zeeniveau stijgt echter nog sterker, waardoor de afzetting van het Bontzandsteen het gehele Massief overdekt. Daarna vindt nog een verdere opheffing plaats in het Midden-Jura, met de grootste opheffing tijdens het Kimmeridge (= bijna het einde van het Boven-Jura; 151-145 m.jg). Patijn



Figuur 30. Schema van de tektonische evolutie van het Massief van Brabant (naar Patijn, 1963b).

N = Namurien (335-314 mjg) Trias (250-210 mjg)
 WA = Westfalen A[~]
 WB = " B[~]
 WC = " C^o } (314-306 mjg)

brengt dit in beeld als in figuur 30 (Patijn, 1963b, blz. 344 e.v.).

5.6

Het Krijt

Zoals bekend vindt in het Krijt een aanzienlijke stijging van het wereldzeeniveau plaats; in het Boven-Krijt waarschijnlijk de grootste stijging sedert het einde van het Cambrium. Door de opheffing van het Massiefgebied in het Kimmeridge (= einde Jura) en de gematigde stijging van de zeespiegel in het Onder-Krijt, ontbreekt het Onder-Krijt in België bijna geheel.

Alleen langs de grens met Frankrijk ten noord-noordwesten van Doornik (Tournai) zijn sporadische resten van het Onder-Krijt aangetroffen. Het Massiefgebied blijft dan - gezien de eerder genoemde opheffing - boven water liggen.

In de tweede helft van het Midden-Krijt - het Turonien - breidt genoemde sedimentatie in het zuiden zich blijkbaar verder uit, maar betreft dan nog steeds niet het centrale deel van het Massief. Doordat het Massief enigszins naar het westen afloopt, wordt het Turonien momenteel alleen in het zuidwesten van België aangetroffen.

Door de sterke stijging van het zeeniveau in het Boven-Krijt, maar ook - volgens Patijn - door een hernieuwde daling van het Brabant Massief, wordt ten slotte toch de eerder genoemde rug van het Massief gebied in het Campanien (= de op één na laatste fase van het Boven-Krijt) door de Krijtze overdekt.

In het Boven-Krijt begint echter tevens reeds het ontstaan van een inzinkingsgebied tussen het Brabant-terranen en de Peelhorst in Nederland; een inzinking die zich tot de zogenaamde "Grote Slenk" in

de ondergrond van het Nederlandse Brabant zal ontwikkelen en die ten slotte tot een aanzienlijke noordoost gerichte scheefstelling van het gehele Brabant-terranen en het Brabant Massief zal leiden.*23 (Zie figuur 31).

In het Boven-Krijt heeft die kanteling - hoewel toen nog gering - een heel merkwaardig gevolg gehad. In het voorgaande is gesteld dat een brede zone die zich uitsprekt van Oostende in het noordwesten via Gent en Brussel en zo verder doorlopende tot ongeveer Ottignies in het zuidoosten, beschouwd zou mogen worden als de kruin en het centrale deel van de oorspronkelijke Brabant-opheffing.

Deze kruin wordt volgens Legrand momenteel door een dunne krijtlaag overdekt; uiteraard met toenemende dikte naar het noordoosten, richting Nederlandse grens. Merkwaardig is nu dat deze dunne afzetting ten zuiden van Brussel ontbreekt. Dit kan drie betekenissen hebben, namelijk:

1. dat dit gebied (dat tevens Quenast, Bierghes en Lessines omvat) nooit door de krijtzee overdekt is geweest en dus als een eiland "boven water" is blijven liggen;
2. dat het in het Boven-Krijt wel overspoeld is geweest, maar in zodanig geringe mate dat toen toch geen krijt-afzetting heeft plaatsgevonden;
3. volgens Legrand is het betreffende gebied zo'n 5 miljoen jaar na het einde van het Krijt, in het Landenien en Ypresien overspoeld geworden met achterlating van de sedimenten uit die perioden. Mogelijk heeft daaraan voorafgaande wel degelijk een afzetting van het Boven-Krijt plaatsgevonden, maar is die door erosie in genoemde ca. 5 miljoen jaar verdwenen.

*23 De kanteling veroorzaakt uiteraard ook een daling van de kruin. De vraag rijst of dit niet dezelfde daling is geweest die door Patijn is genoemd.

5.7

Het Tertiair

In dit tijdperk zet de kanteling van het Massief van Brabant in versterkte mate door "Die Senkung der Zentralgraben erfolgt im höheren Tertiär und Quartär immer sneller" (Patijn, 1963a, blz. 22). Dit komt ook tot uitdrukking in figuur 31.

Bij herhaling wordt geconstateerd dat het totale Massiefgebied volledig vlak geërodeerd moet zijn geweest. Dat geldt dan eerst voor het einde-Trias. Maar ook voor het einde van het Krijt: "Die grösste Erosion der Brabanter Massivs hat wahrscheinlich zwischen Malm und Campan (dat wil zeggen in Onder- en Boven-Krijt tezamen!) stattgefunden" (Patijn, 1963a, blz. 22). De schuin naar het noordoosten aflopende rechte lijn, die de oppervlakte van het "Pré-Tertiaire" aangeeft heeft aanvankelijk strikt horizontaal gelopen.

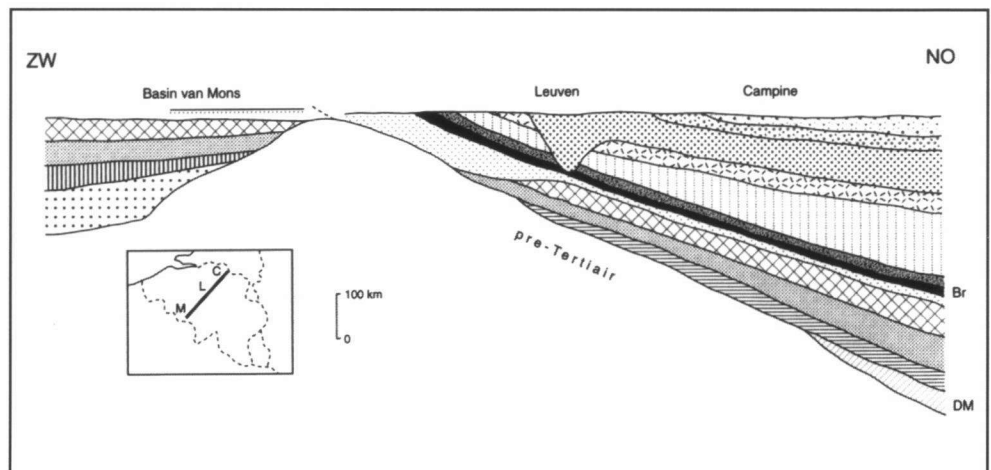
Uiteraard betekent het wegzakken met toenemende snelheid dat eerst het Onder-

Paleoceen (Danien + Montien) in het uiterste noordoosten werd afgezet. En dat alle daarna komende etages dan volgen, waarbij de Formatie van Brussel (= midden-Eoceen) dan voor het eerst het gehele Massiefgebied met een dikke laag zand bedekt, zich uitstrekkende tot ca. 20 km zuid van Charleroi. Tot het einde van het Pliocene (1,5 m.j.) heeft de verdere scheefstelling zich voortgezet, gepaard gaande met een overdekking van telkens weer nieuwe formaties van zanden en kleien.

Als gevolg van de Alpine orogenese vindt tenslotte dan in het Pleistoceen weer een opheffing plaats tot de huidige situatie, met Brussel op ca. 50 m + AP en de zuidrand op ca. 160-170 m + AP; de zuidrand die nog steeds gemarkeerd wordt door het vulkanisme dat daar destijds heeft plaatsgevonden.

Figuur 31. Profiel van het Massief van Brabant zoals het thans begraven ligt onder Tertiaire afzettingen, vooral zanden en kleien.

DM= Dano-Montien; Br= Formatie van Brussel



NAWOORD

Deze monografie zou niet tot stand zijn gekomen zonder de hulp van velen, die ik hier bijzonder wil bedanken.

Mijn eerste dank gaat uit naar de heer B. Ducarme, geoloog, oprichter en eerste voorzitter van de Belgische studieclub voor amateurs, de "Groupe pour l'Etude des Sciences de la Terre" (G.E.S.T.), die mij de weg wees naar de belangrijkste Belgische literatuur. Hetzelfde geldt voor Dr. C. Laban van Rijks Geologische Dienst te Haarlem die einde 1990 contact legde met Prof. J. Hertogen van de Universiteit van Leuven, die mij toen de meest recente documentatie (uit verschillende tijdschriften) toegezonden heeft. Ik zou die belangrijke informatie op eigen kracht beslist niet hebben gevonden.

Tevens betuig ik mijn welgemeende dank aan de heer Dr. H. Helmers, vulkanoloog verbonden aan de Vrije Universiteit van Amsterdam, van wie ik raad en voorlichting mocht ontvangen en die ook de eerste tekst heeft doorgelezen en van commentaar en correcties heeft voorzien.

Voorts betuig ik graag mijn dank aan de heer D. D'Hondt, thans vice-voorzitter van de G.E.S.T. voor het contact dat hij voor mij heeft gelegd met de Belgische Geologische Dienst te Brussel. Uit hoofde van dit contact ben ik grote dank verschuldigd aan de heer Dr. W. de Vos van

genoemde Dienst, in de eerste plaats voor de omvangrijke informatie die ik mocht ontvangen over het Belgische congres van september 1989 te samen met Engelse geologen en voor het uitvoerige gesprek dat daarna heeft plaatsgevonden. Een tweede woord van hartelijke dank betreft de correcties - tot tweemaal toe - van een aantal feitelijke gegevens uit Hoofdstuk 5, dat geheel werd herschreven.

Het voorstaande neemt uiteraard niet weg dat de stellingname ten aanzien van vele tot dusverre omstreden onderwerpen geheel voor eigen rekening komt.

Hierbij gaat ook een hartelijk woord van dank aan de bejaarde heer Baugnée, die naast het vulkaanmeer van Piroy woont, en veel moeite heeft gedaan om informatie te verstrekken over de geschiedenis van het meer en de nabij gelegen spleet-intrusie.

Tenslotte geldt een bijzonder woord van dank aan mijn schoondochter voor haar niet aflatende hulp bij de tekstverwerking en layout.

C. M. Nienhuys, maart 1996

Adres van de auteur:
Koningslaan 53
1406 KG Bussum
Nederland

NAWOORD bestuur N.G.V.

Met vreugde beleven wij de totstandkoming van dit nieuwe deel, nummer 8, in de serie "Staringia" van de Nederlandse Geologische Vereniging.

Dat sedert de vorige Staringia een aantal jaren is verlopen, komt, omdat er weinig manuscripten zijn die aan de gestelde criteria voldoen. In het algemeen gaat het om werk van een amateur, waarin uitgebreider op een onderwerp wordt ingegaan dan in een artikel mogelijk is. Tevens hopen wij daarbij op onderwerpen met enige originaliteit. Het manuscript van de heer Nienhuys voldoet zeker aan deze criteria.

Tot op heden zullen maar weinig leden hebben vermoed, dat op zo korte afstand een vroegere subductiezone zichtbaar is. Wij prijzen ons gelukkig, dat de heer Nienhuys, die inmiddels een respectabele leeftijd heeft bereikt, in staat is geweest dit geschrift tot een goed einde te brengen.

Door het onderwerp heeft deze Staringia een ander karakter dan de vorige zeven.

Het jaar van verschijnen is trouwens ook een afwijkend jaar, namelijk het jaar waarin de N.G.V. haar 50-jarig jubileum viert. Een bijzondere uitgave in een bijzonder jaar dus, maar met de kwaliteit die de lezer van de Staringia-uitgaven verwacht. De schrijver en zijn begeleiders uit de redactie van Grondboor en Hamer, de heren Laban en Homburg, verdienen onze welgemeende dank. Die dank gaat eveneens uit naar de tekenaars van de Rijks Geologische Dienst, de heren A. Walkeuter en drs. S.F. van Gessel.

*Namens het bestuur van de N.G.V.,
C. Ehlers, voorzitter.*

GERAADPLEEGDE LITERATUUR

Allaby, A and M. Allaby (eds.) (1990).
The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences. Oxford/New York: Oxford University Press.

André, L. (1983).

Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant (Belgique). Thèse. Bruxelles: Université Libre de Bruxelles, Faculté des Sciences.

André, L. (1991).

The concealed crystalline basement in Belgium and the "Brabantia" microplate concept: constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks.
In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguestaine and J. Verniers (eds.). *Proceedings of the International Meeting of the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif.* Brussels, 20 to 23 September 1989. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114(1): 117-139.

André, L. et. S. Deutsch (1984).

Les porphyres de Quenast et de Lessines: géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 93: 375-384.

André, L. and S. Deutsch (1985).

Very low-grade metamorphic Sr isotopic resetting of magmatic rocks and minerals: evidence for late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium. *Journal of the Geological Society London*, 142: 911-923.

André, L. and S. Deutsch (1986).

Magmatic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relicts in hydrothermally altered quartz diorites (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a Sr filter. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 104-112.

André, L., S. Deutsch and J. Hertogen (1986a).

Trace-element and Nd isotopes in shales as indexes of provenance and crustal growth: the early paleozoic from the Brabant Massif (Belgium). *Chemical Geology*, 57: 101-115.

André, L., J. Hertogen and S. Deutsch (1986b).

Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology*, 14: 879-882.

André, L., A. Herbosch, M. Vanguestaine and J. Verniers (eds.) (1991a).

Proceedings of the International Meeting of the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif. Brussels, 20 to 23 September 1989. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114(1).

André, L., A. Herbosch, M. Vanguestaine and J. Verniers (eds.) (1991b).

Guidebook to the Excursion on the Stratigraphy and Magmatic Rocks of the Brabant Massif, Belgium. *International Meeting of the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif.* Brussels, 20-23 september 1989. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114(2).

Aubouin, J. (1965).

Developments in Geotectonics. Amsterdam: Elsevier.

Béthune, P. De, (1944).

Sur l'origine effusive de la rhyolite du Piroy (Malonne). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paleontologie et d'Hydrologie*, 53: 108-113.

Bless, M.J.M., J. Bouckaert and

E. Paproth (1980).

Environmental aspects of some Pre-Permian deposits in NW Europe. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 32-1/14: 3-13.

Bouma, A.H. (1962).

Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam/New York: Elsevier Publishing Company.

Brouwer, A. (1991).

Frankrijk in het Paleozoïcum: een inleiding. *Gea*, 24(1), 2-5.

Cazes, M., C. Bois, B. Damotte, A. Galdeano, A. Hirn, A. Mascle, Ph. Matte, Pham Van Ngog, J.F. Raoult and G. Toreilles (1986).

The Hercynian crust in Northern France. First results from the ECORS-Nord de la France deep seismic profile. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6: 925-941.

Corin, F., J.P. Francart et R. van Tassel (1963).

Étude géologique de la carrière de Bierghes. Les filons de carbonates. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 72: 150-182.

Corin, F. (1965).

Atlas des Roches Éruptives de Belgique. Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique. Mémoire No 4. Bruxelles: Ministère des Affaires Économiques, Administration des Mines, Service Géologique de Belgique.

Damon, P.E. (1971).

The relationship between late cenozoic volcanism and tectonism and orogenic-peirogenic periodicity. In: K.K. Turekian (ed.). *The Late Cenozoic Glacial Ages.* New Haven: Yale University Press, 15-23 and 31-33.

Decker R. and B. Decker (1989).

Volcanoes. New York: W.H. Freeman and Company. Revised and updated edition.

Denaeyer, M.E. et G. Mortelmans (1954).

"Les Roches Éruptives". In: Prodrome d'une description géologique de la Belgique 1954. Liège: Société Géologique de Belgique, 747-791.

De Vos, W., J. Verniers, A. Herbosch and M. Vanguestaine (1993).

A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geological Magazine*, 130: 605-611.

Dietrich, R.V. und B.J. Skinner (1979).

Die Gesteine und ihre Mineralien. Ein Einführungs- und Bestimmungsbuch. Thun: Ott Verlag.

- Faber, F.J. (1979).**
Hoe Nederland ontstond.
Katwijk aan Zee: Servire. Vijfde, herziene druk.
- Fisher, R.V. and H.W. Schmincke (1984).**
Pyroclastic Rocks.
New York/Tokio: Springer-Verlag.
- Flick, L. (1935).**
Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Mehaigne.
Bulletin de la Société belge de Géologie, 45: 104-115.
- Geys, J.F. (1987).**
De Geschiedenis van het Leven.
2. Ordovicium.
Belgische Vereniging voor Paleontologie.
- Gillen, C. (1982).**
Metamorphic Geology. An introduction tot tectonic and metamorphic processes.
London: George Allen & Unwin.
- Goossens, D. (1984).**
Inleiding tot de geologie en geomorfologie van België.
Enschede: Uitgeverij van de Berg.
- Hall, A. (1987).**
Igneous Petrology.
New York: Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons.
- Hag, B.U. and F.W.B. van Eysenga (1987).**
Geological Time Table. 4th revised enlarged and updated edition.
Amsterdam, Elsevier Science Publishers.
- Hatch, F.H., A.K. Wells and M.K. Wells (1972).**
Petrology of the Igneous Rocks.
London: Thomas Murby & Co. 13th edition.
- Howell, D.G. (1985).**
Terranes.
Scientific American, 253: 90-103.
- Jones, M., R. Van der Voo and N. Bonhommet (1979).**
Late Devonian to Early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France.
Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 58: 287-308.
- Kienle, J. and S.E. Swanson (1983).**
Volcanism in the eastern Aleutian arc: Late Quaternary and Holocene centers, tectonic setting, and petrology.
Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17: 393-432.
- Keunen, Ph.H. (1951).**
Properties of Turbidity Currents of High Density. In: Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediments to Deep Water.
Tulsa, Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 2: 14-33.
- Kokelaar, B. P. (1982).**
Fluidization of Wet Sediments during the Emplacement and Cooling of Various Igneous Bodies.
Journal of the Geological Society, 139: 21-33.
- Legrand, R. (1968).**
Le Massif du Brabant. Mémoire No. 9.
Service Géologique de Belgique.
Bruxelles: Imprimerie Hayez.
- Masson (1973).**
Waterlot, G., A. Beugnies and J. Bintz. Guides Géologiques Régionaux. Ardenne et Luxembourg. ("Masson-gids over de Ardennen en Luxemburg").
Paris: Masson & Cie.
- Masson (1983).**
Robaszynski, F. et C. Dupuis. Guides Géologiques Régionaux. Belgique. ("Masson-gids over België").
Paris: Masson.
- Matte, P. (1986).**
Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe.
Tectonophysics, 126: 329-374.
- Meissner, R. (1986).**
The Continental Crust. A Geophysical Approach.
London, etc.: Academic Press.
- Michot, M.P. (1947).**
Les Roches Éruptives de la Belgique.
Centenaire de l'A.I.Lg., Congres 1947, Section Géologie.
- Mortelmans, G. (1937).**
Le Métamorphisme de contact à Quenast.
Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, 47: 164-206.
- Mortelmans, G. (1955).**
Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant.
Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, 64: 179-216.
- Onze Aarde (1978).**
Hallam, A. (red.). Onze Aarde.
Encyclopedie van de geologie.
Amsterdam/Brussel: Elsevier.
- Pannekoek, A.J. (1976).**
Algemene Geologie.
Groningen: Wolters-Noordhoff. Tweede druk.
- Pannekoek, A.J. en L.M.J.U. van Straaten (1982).**
Algemene Geologie.
Groningen: Wolters-Noordhoff. Derde, herziene en uitgebreide druk.
- Pannekoek, A.J. en L.M.J.U. van Straaten (1984).**
Algemene Geologie.
Groningen: Wolters-Noordhoff. Vijfde, verbeterde druk.
- Patijn, R.J.H. (1963a).**
Tektonik von Limburg und Umgebung. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische Serie 21-2 (Jubilee Convention, Part Two).
- Patijn, R.J.H. (1963b).**
Het Carboon in de ondergrond van de Nederland en de oorsprong van het Massief van Brabant.
Geologie en Mijnbouw, 42: 341-349.
- Perroud, H., R. Van der Voo and N. Bonhommet (1984).**
Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data.
Geology, 12: 579-582.

- Pharaoh, T.C., R.J. Merriman, J.A. Evans, T.S. Brewer, P.C. Webb and N.P.J. Smith (1991).**
Early Palaeozoic arc-related volcanism in the concealed Caledonides of Southern Britain. In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguestaine and J. Verniers (eds.). *Proceedings of the International Meeting of the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif.* Brussels, 20 to 23 September 1989. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114(1): 63-91.
- Pitcher, W.S. (1993).**
The Nature and Origin of Granite. London: Chapman and Hall.
Rast, H. (1987). *Vulkane und Vulkanismus.* Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 3. neu bearbeitete Auflage.
- Richter, A.E. (1981).**
Handbuch des Fossiliensammlers. Ein Wegweiser für die Praxis und Führer zur Bestimmung von mehr als 1300 Fossilien. Stuttgart: Franckh'sche Verlagshandlung.
- Rijkers, R., E. Duin, M. Duser and V. Langenaeker (1993).**
Crustal structure of the London-Brabant Massif, Southern North Sea. *Geological Magazine*, 130: 569-574.
- Rodal, M. (1939).**
Étude pétrographique et géologique de la roche éruptive du Piroy (met een naschrift van M.P. Michot). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 63: 1-79.
- Schönenberg, R. und J. Neugebauer (1987).**
Einführung in die Geologie Europas. 5. neubearbeitete Auflage. Freiburg im Breisgau: Verlag Rombach GmbH + Verlagshaus KG.
- Schumann, W. (1975).**
Elseviers Gids voor Stenen & Mineralen. Amsterdam/Brussel: Elsevier.
- Société (1964).**
Société Anonyme des Carrières de Porphyre de Quenast, 1864-1964. Bruxelles: S.A. des Carrières de Porphyres de Quenast, 522, Avenue Louise, Bruxelles 5.
- Stephens, Michael B. (1988).**
The Scandinavian Caledonides: A Complexity of Collisions. *Geology Today*, January-February 1988: 20-26.
- Vail, P.R., R.M. Mitchum, Jr. and S. Thompson, III (1977).**
Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 83-97.
- Van Andel, T.H. (1985).**
New Views on an Old Planet. Continental drift and the history of earth. New York: Cambridge University Press.
- Vander Auwera, J. et. L. André (1985).**
Sur le milieu de dépôt, l'origine des matériaux et le faciès métamorphique de l'assise de Tubize (Massif du Brabant, Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 94(3): 171-184.
- Van der Voo, R. (1982).**
Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10: 191-220.
- Van der Voo, R., H. Perroud and N. Bonhommet (1985).**
Comment and Reply on "Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data". *Geology*, 13: 380-381.
- Van der Voo, R. (1988).**
Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 311-324.
- Verniers, J. (1983).**
The Silurian of the Mehaigne Area (Brabant Massif, Belgium) *Lithostratigraphy and Features of the Sedimentary Basin.* Professional Paper 1983/ 8, No 203. Brussel: Ministry van Economische Zaken, Administratie der Mijnen, Geologische Dienst van België.
- Verniers J. and G. van Grootel (1991).**
Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguestaine and J. Verniers (eds.). *Proceedings of the International Meeting of the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif.* Brussels, 20 to 23 September 1989. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114(1): 163-193.
- Visser, W.A. (1980).**
Geological Nomenclature. Royal Geological and Mining Society of The Netherlands. Utrecht: Bohn, Scheltema & Holkema.
- Von Hoegen, J., U. Kramm and R. Walter (1990).**
The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana: U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. *Tectonophysics*, 185: 37-50.
- Walter, R. (1980).**
Lower Paleozoic Paleogeography of the Brabant Massif and its Southern Adjoining Areas. In: Bless, M.J.M., J. Bouckaert and E. Paproth (eds.). *Pre-Permian Around the Brabant Massif in Belgium, The Netherlands and Germany.* Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 32-1/14: 14-25.
- Wortel, M.J.R. (1986).**
Dynamical aspects of active continental margins. *Geologie en Mijnbouw*, 65: 119-132.
- Ziegler, P.A. (1982).**
Geological Atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Elsevier.
- Ziegler, P.A. (1984).**
Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe - a working hypothesis. *Geologie en Mijnbouw* 63: 93-108.
- Ziegler, P.A. (1989).**
Evolution of Laurussia. A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. Dordrecht, etc.: Kluwer Academic Publishers.

