

DE BOVEN RIJNSLENK

C. Biermann
Vrije Universiteit, Amsterdam

Inleiding

De continentale korst van West-Europa wordt doorsneden door een systeem van slenken (rift valleys; grabens). Het systeem is te vervolgen van de Noordzee, via Nederland, Keulen, Mainz en Frankfurt naar Basel. Daar verspringt het systeem naar de Bresse/Rhone Graben die aan de westzijde van de Jura en de Franse Alpen doorloopt tot aan de Middellandse Zee (Fig 1).

Rifts zijn grootschalige structuren, die ontstaan door uitrekking (extensie) van de continentale korst. De vorming van rifts is geassocieerd met belangrijke vulkanische activiteit, met typische sedimentatiepatronen en met een kenmerkende structuur van de lithosfeer en onderliggende asthenosfeer.

De meeste grabenstructuren vormen zich bij voorkeur langs reeds aanwezige zwaktezones in het basement. Veel Cenozoïsche grabenstructuren in Oost Afrika, de Rode Zee rift, de Baikal rift en Rhinegraben zijn georiënteerd parallel aan schuifzones of parallelle dike intrusies in basement van Precambrische of Varistische ouderdom (Illies, 1981). De rifting volgt dergelijke zwaktezones omdat de sterkte van de lithosfeer onder rek daar geringer is dan in de aangrenzende delen van de lithosfeer.

Het bekendste, en topografisch meest geprononceerde deel van het West-Europese riftsysteem, wordt gevormd door de depressie van de Boven-Rijnslenk of Rheingraben tussen Frankfurt en Basel.

De Boven-Rijnslenk heeft een gemiddelde breedte van 35 kilometer en een lengte van ongeveer 300 km. Zij wordt lateraal begrensd door afschuivingsbreuken, die meestal onder een hoek van 60 tot 65 graden hellen in de richting van de afgeschoven centrale slenk. Een opvallend verschijnsel daarbij is de parallelle rangschikking van de hoofdbreuken. Een verandering in de richting van de breuken aan de ene zijde van de slenk wordt nauwkeurig gevolgd door een corresponderende verandering aan de andere zijde van de slenk.

De met Tertiaire afzettingen opgevulde slenk wordt aan weerszijden begrensd door opgeheven schouders van Varistische kristallijne gesteenten met hun Permisch-Mesozoïsche bedekking. Deze gesteenten zijn aan de westzijde van de slenk ontsloten in de Vogezes, in het Pfaizer Bergland en in de Haardt; aan de oostzijde in het

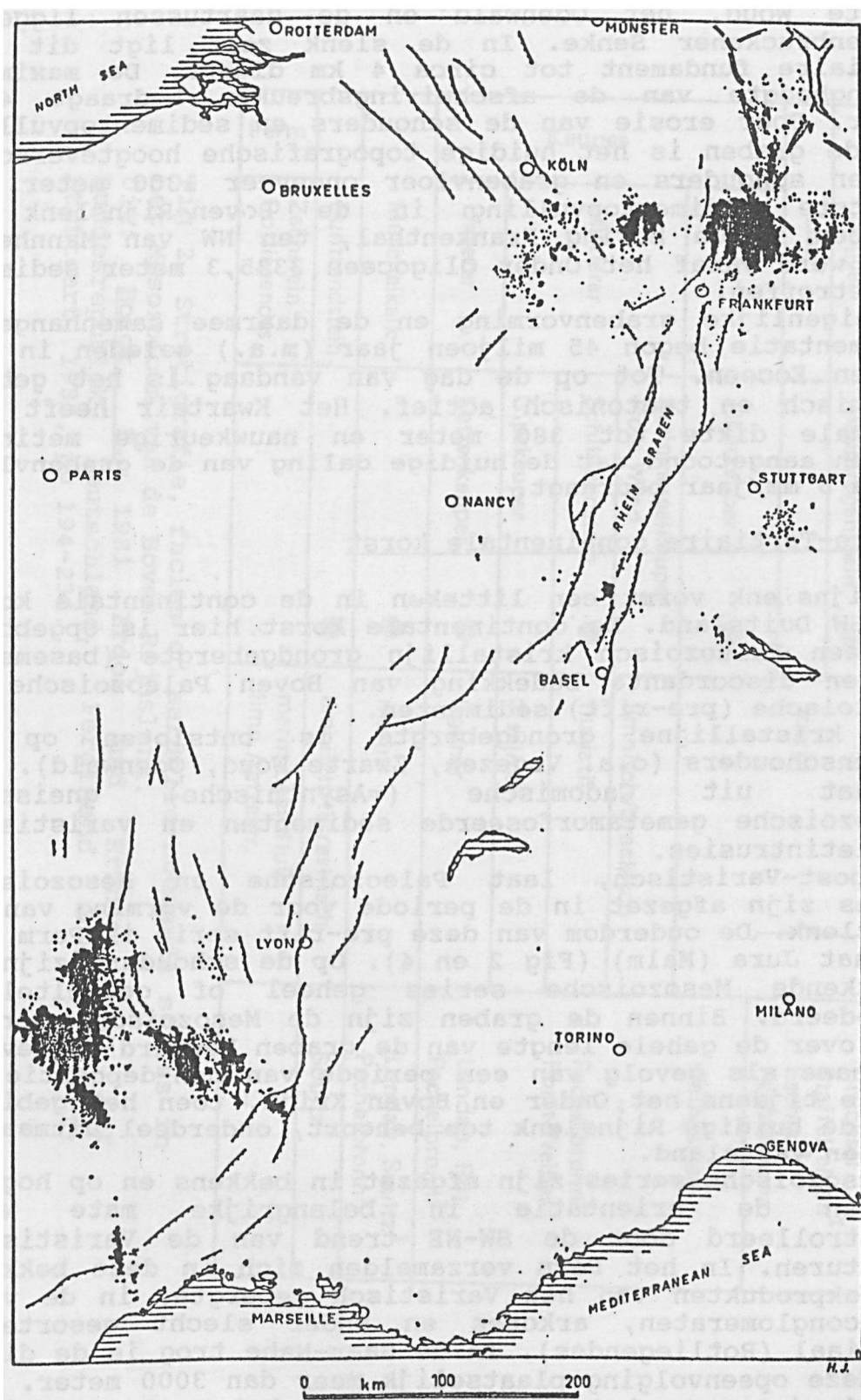


Fig 1. De positie van de Boven Rijnslenk (Rhein Graben) in het West-Europese rift systeem. De Rheingraben loopt in NE richting door in de (thans niet meer actieve Hessen Graben). In NW richting verloopt de (thans wel actieve) tak van de 'Lower Rhine Embayment' van Keulen naar Rotterdam en vandaar naar de slenkssystemen van de Noordzee (niet op de kaart). Ten zuiden van Basel verspringt het systeem naar het westen via Lyon naar de Middellandse Zee (Bresse/Rhone Graben).

Uit: J.H. Illies, 1968 Graben Tectonics as related to crust-mantle interaction. In: J.H. Illies & St. Mueller (Eds), Graben Problems, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Zwarte Woud, het Odenwald en de daartussen liggende Langenbruckener Senke. In de slenk zelf ligt dit pre Tertiaire fundament tot circa 4 km dieper. De maximale spronghoogte van de afschuivingsbreuken bedraagt 4000 meter. Door erosie van de schouders en sedimentopvulling van de graben is het huidige topografische hoogteverschil tussen schouders en grabenvloer ongeveer 1300 meter. De grootste sedimentopvulling in de Boven-Rijnslenk is gemeten in de boring Frankenthal, ten NW van Mannheim. Daar werd vanaf het Onder Oligoceen 3335,3 meter sediment aangetroffen.

De eigenlijke grabenvorming en de daarmee samenhangende sedimentatie begon 45 miljoen jaar (m.a.) geleden in het Midden Eoceen. Tot op de dag van vandaag is het gebied seismisch en tectonisch actief. Het Kwartair heeft een maximale dikte tot 380 meter en nauwkeurige metingen hebben aangetoond dat de huidige daling van de grabenvloer bijna 5 mm/jaar bedraagt.

De pre-Tertiaire continentale korst

De Rijnslenk vormt een litteken in de continentale korst van SW Duitsland. De continentale korst hier is opgebouwd uit een Paleozoisch kristallijn grondgebergte (basement) en een discordante bedekking van Boven Paleozoische en Mesozoische (pre-rift) sedimenten.

Het kristallijne grondgebergte is ontsloten op de grabenschouders (o.a. Vogezen, Zwarte Woud, Odenwald). Het bestaat uit Cadomische (=Asynthische) gneissen, Paleozoische gemetamorfoseerde sedimenten en varistische granietintrusies.

De post-Varistisch, laat Paleozoische en Mesozoische series zijn afgezet in de periode voor de vorming van de Rijnslenk. De ouderdom van deze pre-rift serie is Perm tot de laat Jura (Malm) (Fig 2 en 4). Op de schouders zijn de bedekkende Mesozoische series geheel of gedeeltelijk geerodeerd. Binnen de graben zijn de Mesozoische series niet over de gehele lengte van de graben bewaard gebleven, met name als gevolg van een periode van non-depositie en erosie tijdens het Onder en Boven Krijt, toen het gebied, waar de huidige Rijnslenk toe behoort, onderdeel uitmaakte van een vasteland.

De Mesozoische series zijn afgezet in bekkens en op hogen, waarvan de orientatie in belangrijke mate werd gecontroleerd door de SW-NE trend van de Varistische structuren. In het Perm verzamelden zich in deze bekkens afbraakprodukten van het Varistisch gebergte, in de vorm van conglomeraten, arkoses en ander slecht gesorteerd materiaal (Rotliegendes). In de Saar-Nahe trog is de dikte van deze opeenvolging plaatselijk meer dan 3000 meter. Met het begin van het Zechstein is het gebergterelief afgevlakt. De Zechstein-zee, die alleen in het noordelijke deel van de Rijnslenk doordrong, liet slechts dunne afzettingen achter.

De Trias is aanwezig in de klassieke Germaanse facies. De Onder Trias is alleen continentaal en voornamelijk in

Stratigraphische Gliederung		Fazies	Erdölfelder
Malm	●	marin }	Reiningue ¹ Bruchsal Staffelfelden ¹ Eschau ¹ Pechelbronn
Dogger	●		
Lias			
Keuper	Oberer		Weingarten
	Rhätkeuper ●		
	Steinmergelkeuper Rote Wand	limnisch/brackisch	—
	Mittlerer	fluviatil	Pechelbronn ¹ Forst-Weiher
	Gipskeuper " "	± salinar	
	Unterer	lagunär	Landau, Rot Pechelbronn ¹
	Muschelkalk	marin	Landau, Soultz ¹ Pechelbronn ¹
Buntsandstein		limnisch/terrestrisch	Soultz ¹
Perm	Zechstein	marin beeinflusst	—
	Rotliegendes	limn./terrest.	—

Fig 2. Stratigrafie, facies en aardolie-houdende series in het Mesozoicum van de Boven Rijnslenk.
 Uit: Boigk, H. 1981 Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1981, pp 194-234.

Stratigraphie, Fazies und Kohlenwasserstoff-Führung im Tertär des Oberrheingrabens (bearbeitet u.a. nach G. v.d. BRELIE 1974 und F. DOEBL & R. TEICHMÜLLER 1979).

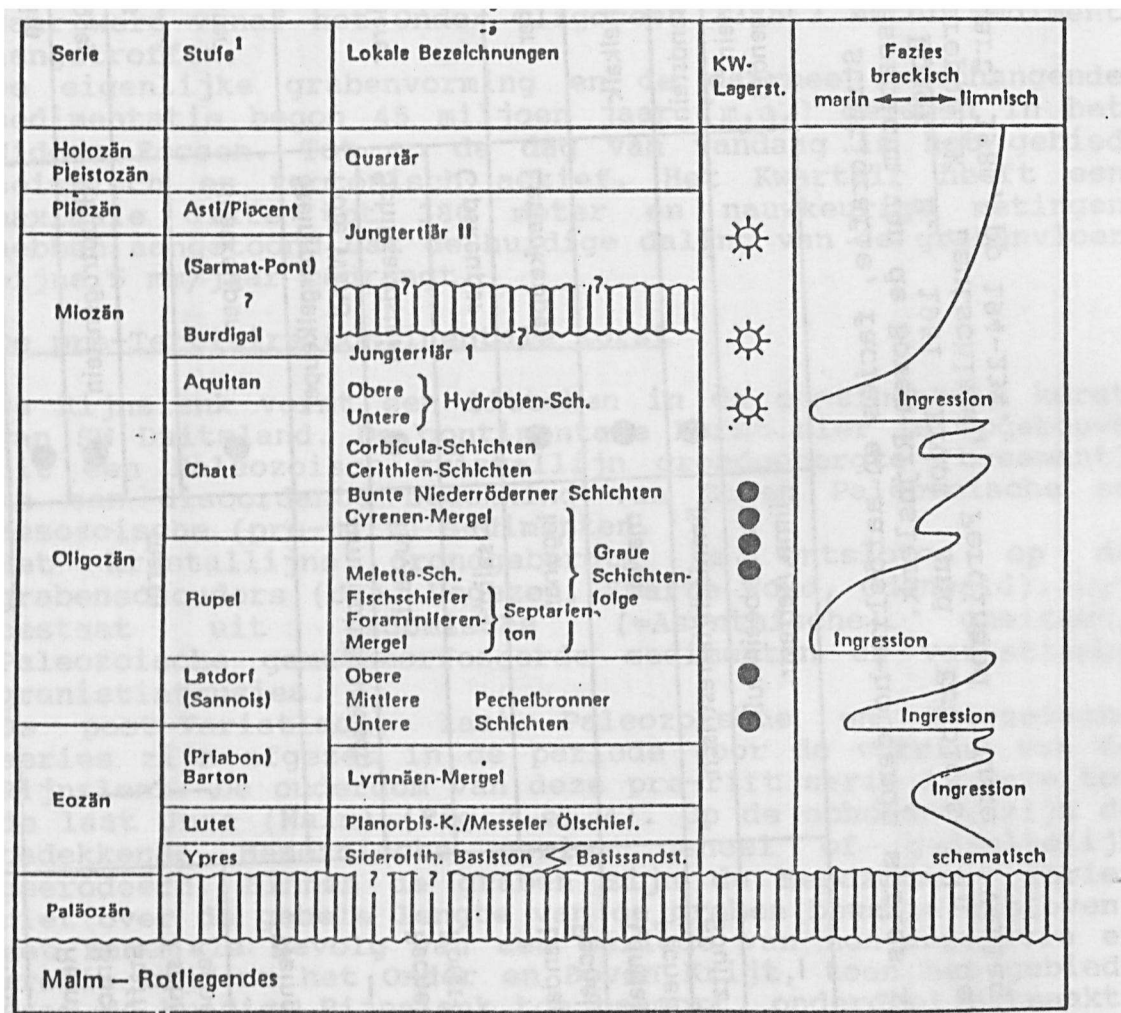


Fig 3. Stratigrafie, facies en koolwaterstof-houdende series in het Tertiair van de Boven Rijnslenk.
Uit: Boigk, H. 1981 Erdol und Erdolgas in der Bundesrepublik Deutschland, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1981, pp 194-234.

grofklastische ontwikkeling aanwezig (Buntsandstein). In de Midden Trias wordt het gebied bedekt door een ondiepe zee, die in sommige perioden indampt. De belangrijkste afzettingen zijn zandige dolomieten, (Onder Muschelkalk), anhydriet (Midden Muschelkalk), pseudo-oolitische kalksteen, kleisteen en (Trigonodus)dolomiet (Boven Muschelkalk). In de laat Trias (Keuper) worden bonte kleien (Bunte Letten), anhydriet en mariene dolomieten afgezet.

Vanaf de laat Trias heersten overwegend ondiep mariene omstandigheden. De Onder Jura (Lias) is vertegenwoordigd door donkere schalies, mergels en kalken met een dikte variërend van 70 tot 200 meter. De dikte van de Lias series neemt af naar het SE. De opeenvolging toont verschillende hiaten. De bekende Posidonienschiefer (olieschalies, bitumineuse schalies en stinkkalken) is tot een dikte van 30 meter aanwezig. In de Midden Jura (Dogger) houdt de mariene sedimentatie aan met meer dan 400 meter afzettingen van aanvankelijk mergelige schalies en vanaf het Boven Aalenien flaserige zandsteen en ijzer-oolitische kalken en mergels. Daarop rust meer dan 80 meter Hauptrogenstein. De afzetting van deze gesteenten begint in het zuiden eerder dan in het noorden, maar eindigt min of meer gelijktijdig bij de overgang van het Bajocien naar het Bathonien. Boven de Hauptrogenstein volgen nog fossielrijke mergels en donkere schalies met inschakelingen van kalk en ijzer-oolieten.

In de laat Jura (Malm) werden aanvankelijk schalies en vanaf het Boven Oxfordien kalkige en koraalhoudende gesteenten afgezet. Met het einde van de Malm trok de zee zich terug. In het vroeg en laat Krijt was het gebied land. Pas in het Tertiair volgden nieuwe sedimentseries, die de Mesozoische en Boven Paleozoische series transgressief bedekken.

De Tertiaire syn-rift sedimentatie

De daling van de Boven Rijnslenk en de daarmee samenhangende sedimentatie begon 45 miljoen jaar geleden in het Midden Eoceen. Tijdens de slenkdeling werd discordant op de Mesozoische sedimenten een serie Tertiaire sedimenten afgezet (Fig 3 en 4). In het zuidelijke deel van de graben liggen de Tertiaire gesteenten direct op afzettingen van Jura ouderdom. Tussen Landau en Worms vormen Triadische gesteenten de basis, terwijl ten noorden van Worms Permische sedimenten en vulkanieten zijn gevonden onder de Cenozoische afzettingen.

De sedimenten die tijdens de vorming van de graben zijn afgezet duidt men wel aan met de term syn-rift sedimenten. De variaties in diktes en de ruimtelijke verdeling van deze sedimenten geven belangrijke informatie over de processen die bij de grabenvorming een rol spelen.

Uit de verdeling en dikte van de sedimentseries blijkt duidelijk dat de vorming van de graben in het zuidelijke

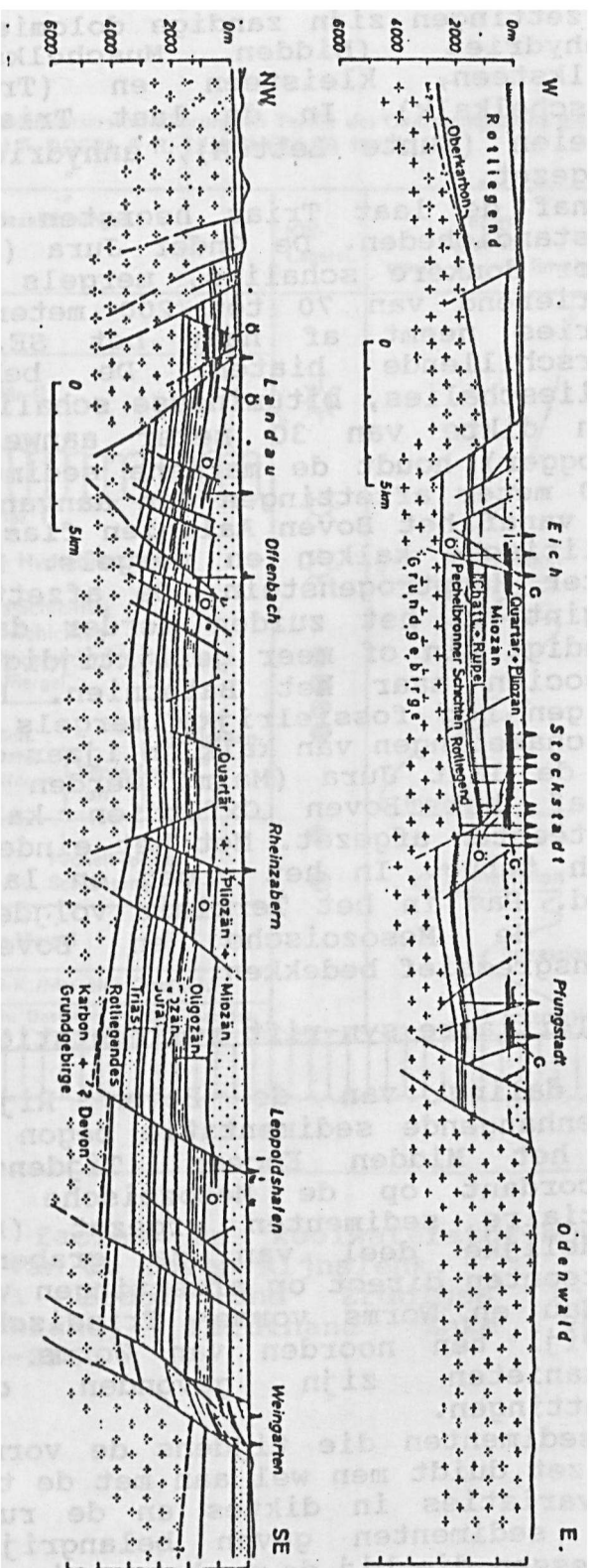


Fig 4. Profielen door de Boven Rijnlenk, Bovenste profiel door het noordelijke deel, onderste profiel in het midden deel (Ontwerp H.Schoneich).
 Uit: Boigk, H. 1981 Erdöl und Erdogas in der Bundesrepublik Deutschland, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1981, pp 194-234.

deel van de Boven Rijnslenk begint en de activiteit zich in de tijd steeds meer naar noordelijker gelegen delen verlegd.

De oudste sedimenten van de graben zijn Onder tot Midden Eocene conglomeraten (Sideroliticum), kleistenen en mergels die zijn afgezet in meren (zoet), die in een los verband met elkaar staan. Tijdens de afzetting van de Boven Eocene Lymnaea-mergels ontwikkelde de graben goed gedefinieerde contouren. De sterkere daling in de zuidelijke Rijnslenk in die tijd wordt gedemonstreerd door de dikteverdeling van de Lymnaea-mergels. Deze bereiken diktes tot 900 meter ten zuid-westen van Freiburg, 500 meter bij Karlsruhe en wiggen uit in de buurt van Mannheim. De dalende grabenvloer werd in deze tijd bedekt door een brakke lagune als gevolg van een episodische mariene transgressie vanuit het alpiene mariene gebied.

Tijdens het vroeg Oligoceen werd bijna de gehele trog beïnvloed door riftvormende processen. Het dalingscentrum, met ongeveer 1600 meter sediment lag in het zuidelijke deel van de graben. In deze tijd werden de Pechelbronner lagen afgezet, die over het algemeen van terrestrische oorsprong zijn, met uitzondering van de Mittlere Pechelbronner lagen, die zijn afgezet tijdens een mariene influx. De Pechelbronner lagen breiden zich uit tot in de Hessen Graben, die in deze periode blijkbaar ook al daling onderging. In de Pechelbronn-tijd werden langs de hoofdbreuken van de zuidelijke Rijnslenk conglomeraten afgezet, die de activiteit van de breuken aangeven.

Gedurende het midden en laat Oligoceen was het maximale dalingscentrum verplaatst naar het middendeel van de graben, waar meer dan 1000 meter kleilige tot zandige mergels accumuleerden. Deze sequentie is deels onder mariene en deels onder brakke tot zoetwater condities afgezet.

Met het begin van het vroeg Mioceen (Aquitanië) stakte de daling in het zuidelijke graben gebied, terwijl het centrum van sedimentatie verder naar het noorden werd verlegd. Het belangrijkste dalingsgebied in deze tijd ligt rond Mannheim en Heidelberg, waar 1600 meter sediment werd afgezet. In deze periode vonden de laatste mariene ingressies plaats, vermoedelijk vanuit het Beneden Rijngebied. Tijdens het laat Mioceen en het vroeg Pliocene was de daling in de graben discontinue, met in sommige locaties fluviatiele erosie van de grabenvloer.

De rifting werd weer duidelijk actief met het begin van het laat Pliocene. De sedimentaccumulatie, nu in een fluviaal regime is in deze periode geconcentreerd in het meest noordelijke segment van de graben. Hier bereiken Boven Pliocene en Pleistocene afzettingen een maximale dikte van 1000 meter. De huidige daling en seismotektonische activiteit is geconcentreerd in hetzelfde gebied. Gedurende het midden Pleistoceen startte de daling echter ook in locale bekkens in het zuidelijke graben-gebied, vooral ten SW van Freiburg en ten zuiden van Straatsburg.

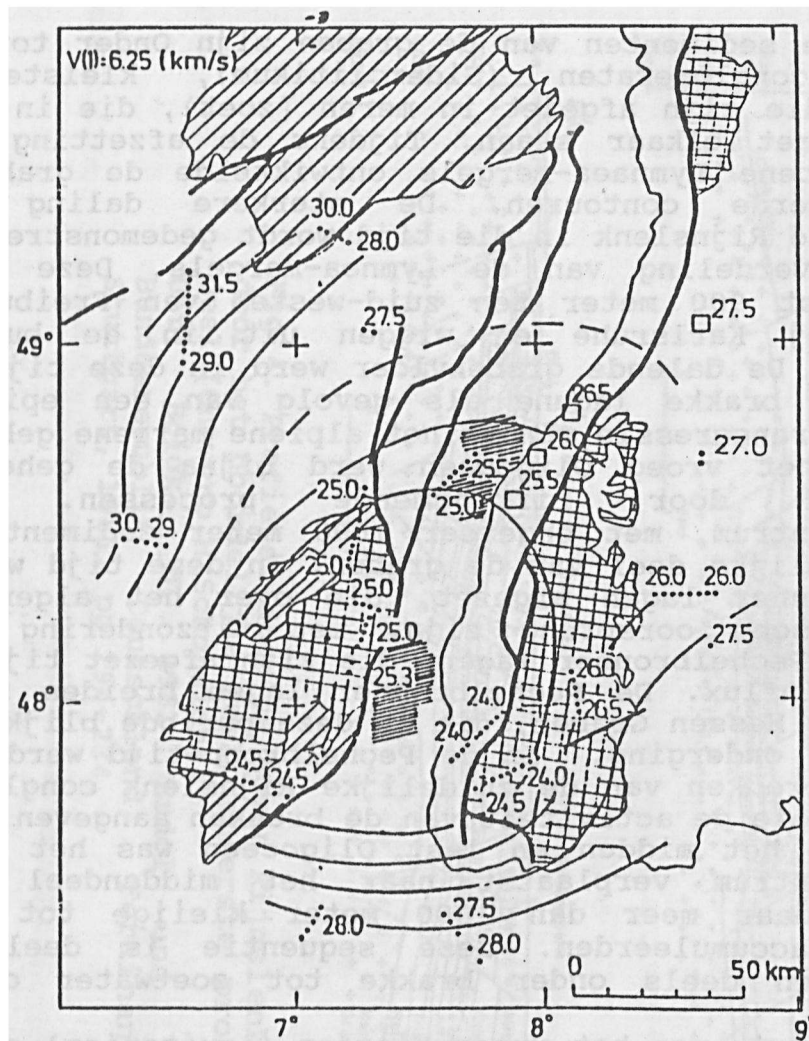


Fig 5. Contourkaart van de diepte van de korst-mantelgréns in het gebied van de Boven Rijnslenk. Contourinterval is 1 km; 26.5 is diepte in km. Het gekruiste gebied is het kristallijne grondgebergte; de onderbroken lijnen is het sedimentaire basement.

Punten geven lokaties waar de diepte is berekend uit seismische refractie-gegevens. Open vierkanten markeren gebieden waar de diepte is verkregen uit reflectiegegevens. In de dicht gearceerde gebieden zijn geen reflecties van een diepte van 24-25 km waargenomen.

Uit: Edel, J.B., Fuchs, K., Gelbke, C. and Prodehl, C., 1975. Deep structure of the Rhinegraben area from seismic refraction investigation. J.Geophys., 41, 333-356.

De structuur van de lithosfeer onder de Rijnslenk

Een van de meest opmerkelijke geofysische observaties aan de diepe structuur van de Rijnslenk is de opdomping van de korst-mantel grens (Moho) onder de graben. Deze opdomping is aan de oppervlakte herkenbaar aan de ontsluiting van de opgeheven kristallijnen flanken van het Zwarte Woud en de Vogezen in het zuidelijke deel van de graben.

De manteldome is weergegeven op de contourkaart van de korst-mantel grens (Fig 5). Zij is enigszins asymmetrisch en heeft een sterkere helling naar het westen dan naar het oosten. Naar het westen duikt de Moho tot een diepte van 30 kilometer; naar het oosten tot een diepte van 28 km onder de flanken van de graben. De kruinlijn van de manteldome volgt de as van de graben met een geringe duiking in de richting N 20 E. De top van de dome ligt in het gebied van de (Tertiaire) Kaiserstuhl vulkaan, waar de Moho een diepte van slechts 24 kilometer heeft.

Seismisch onderzoek heeft aangetoond dat de overgang van de korst naar de mantel verschillend is in het gebied binnen en buiten de graben (Fuchs et al., 1981, 1987). Buiten de graben is de korst-mantel grens een belangrijke discontinuïteit op een diepte van 25-30 kilometer. Binnen de graben neemt de snelheid geleidelijk toe tot normale boven-mantelsnelheden van 8 km/s op ongeveer 25 kilometer. Dezelfde discontinue korst-mantel overgang buiten en continue overgang binnen de graben is ook waargenomen in andere continentale rift systemen. De continue overgang binnen de graben is vermoedelijk het gevolg van injectie van boven- mantel materiaal tijdens de vorming van de graben (Edel et al., 1975).

Vulkanische activiteit, heat flow en warme bronnen

Het gebied van de Rijnslenk, dat vulkanisch inactief was gebleven sinds het Perm, kende een nieuwe periode van vulkanische activiteit in het Tertiair met de eruptie van verschillende typen van basische tot intermediaire lavas, die kenmerkend zijn voor continentale grabenstructuren.

Het Cenozoïsche Rhinegraben vulkanisme is overheersend van een olivijn-nephelinitisch, plaatselijk melilite-ankaratritisch karakter. De vulkanische gesteenten komen voor in pijpen, dikes en soms als flow sheets, die bijna uitsluitend zijn geerupteerd langs breuken in de horsten, die de slenk begrenzen. Het is daarbij opmerkelijk dat de hoofdbreuk van de graben vrij is van bazalten met uitzondering van de Kaiserstuhl, deze ligt op de intersectie van deze breuk met het Bonndorf Graben breuksysteem.

Kalium-Aragon (K-Ar) ouderdomsbepalingen aan vulkanische gesteenten van voornamelijk alkali-bazaltische samenstelling van het Upper Rhinegraben gebied geven een spreiding van Senonian (laat Krijt) tot Pliocene ouderdommen met daarbij een maximum van midden tot laat Eocene ouderdommen (Lippolt et al, 1974). Het vulkanisme in het gebied begon ongeveer 80 m.a. geleden. De oudste

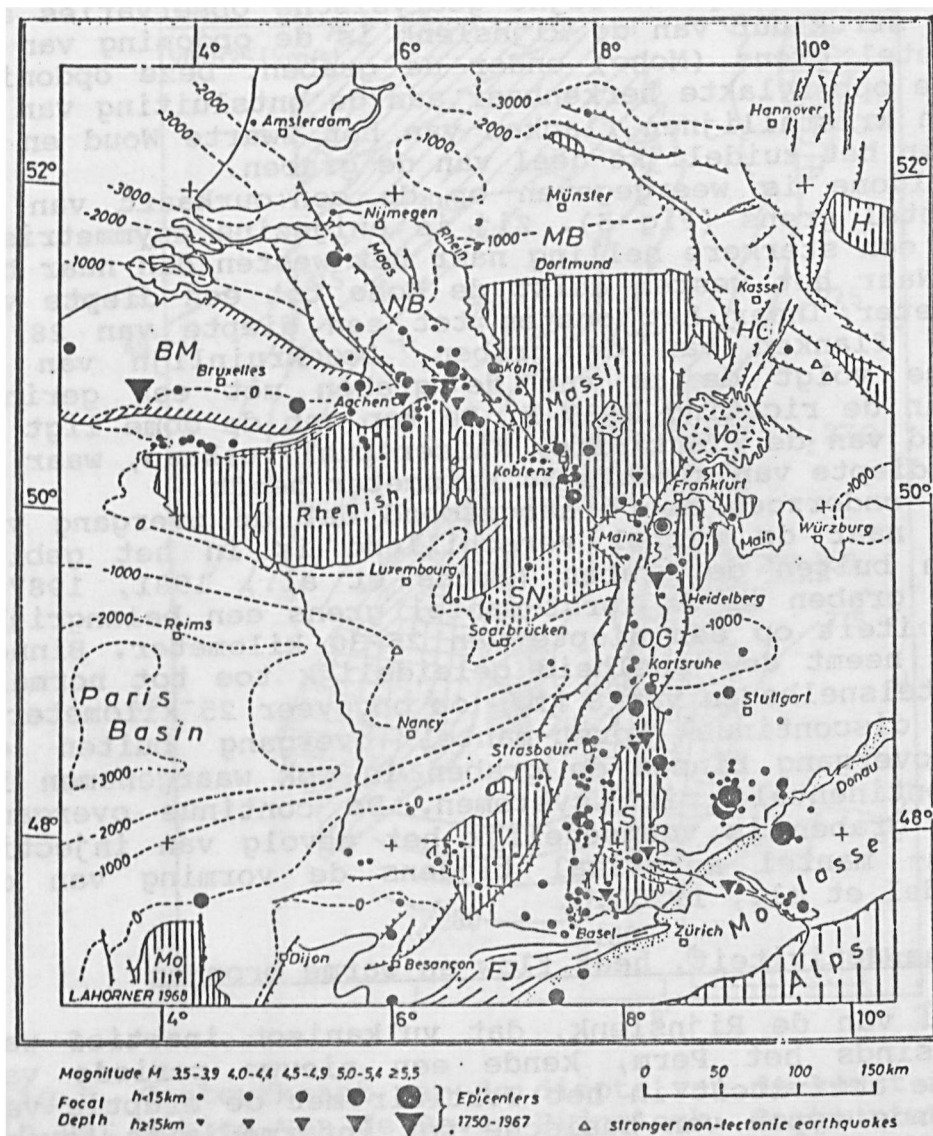


Fig 6. Seismo-tectonische kaart van het Rijn-gebied en omgeving. Aardbevingsepicentra (punten en driehoeken) van 1750 tot 1967 zijn gegeven met verschillende symbolen voor verschillende grootte en diepte. Schokken met $M < 3.5$ zijn niet opgenomen.

Uit: Ahorner, L. 1968 - Seismo-tectonic relations between the Graben Zones, In: J.H.Illies & St.Mueller (Eds), Graben Problems, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

aanwijzingen dat rekkrachten werkzaam waren in het Boven Rijnslenk-gebied is het voorkomen van graniet-porfirieten en lamprofier-dikes in het basement van het Zwarte Woud. Deze magmatische activiteit werd gevolgd door de plaatname van N-S verlopende hydrothermale aders.

De Boven Krijt en Onder Tertiaire alkali-bazalten komen voor in bijna alle gebieden die de Rijnslenk begrenzen. In het Odenwald heeft een aantal bazalten binnen de NE verlopende Oetzberg Zone een laat Oligocene tot vroeg Miocene ouderdom. Kaiserstuhl, Hegau en Vogelsberg vulkanisme vond plaats in het Miocene.

Er blijkt een tijdverschil te zijn van ongeveer 20 m.a. tussen het begin van het vulkanisme in het laat Krijt en de syn-rift sedimentatie in de Rhine Graben in het Eoceen. Dit duidt erop dat het opbreken van de continentale korst onder rek, met het begeleidende vulkanisme vooraf ging aan de daling van de grabenwig (Lippolt et al., 1974).

Als gevolg van de hoge positie van het mantelmateriaal zijn hoge heat-flow waarden kenmerkend voor alle actieve riftsystemen. Rifting veroorzaakt de opening van breuksystemen, die tot diep in de korst doordringen. Binnen deze breuksystemen vindt onder invloed van de hoge temperatuur hydrothermale convection plaats.

Binnen de Rijnslenk komen dan ook op tal van plaatsen warme bronnen voor, waarvan met name die van Baden-Baden bekend zijn.

De reservoirtemperaturen van de warme bronnen van Baden-Baden zijn berekend op 156 C (Friedrichsen, 1981). Alle andere warmtebronnen hebben substantieel lagere reservoirtemperaturen (65-115 C). De hoge heat-flow is ook de reden dat rifts in toenemende mate belangrijk worden als bronnen voor geothermale energie.

Huidige tektonische activiteit

De huidige tektonische activiteit in de Rijnslenk kan beter worden begrepen wanneer men het thans werkzame regionale stressveld kent. Dit regionale stresspatroon kan direct bepaald worden uit 'in situ' stressmetingen en indirect uit het patroon van tektonisch actieve breuken. Ook de analyse van lokale aardbevingen geven aanvullende gegevens voor de bepaling van het stressveld.

In situ stressmetingen (Baumann, 1981) geven een gemiddelde orientatie van de maximale horizontale compressieve stress in de richting N 143E en een gemiddelde grootte van de stress van ongeveer 2 MPa in het alpiene voorland bij de Rijnslenk.

De recente seismische activiteit in West Europa is weergegeven in de seismo-tektonische kaart van Fig 6 (Ahorne, 1968). Op deze kaart zijn de groter aardbevingen ($M > 3.5$) in de periode van 1750 tot 1967 weergegeven.

Het zuidelijke deel van de Rijnslenk is het meeste actief. Een opmerkelijk verschijnsel van de Rheingraben is de asymmetrische verdeling van epicentra van aardbevingen. Wanneer men de epicentra van aardbevingen plot op een kaart van de topografie van de korst-mantel grens (Bonjer

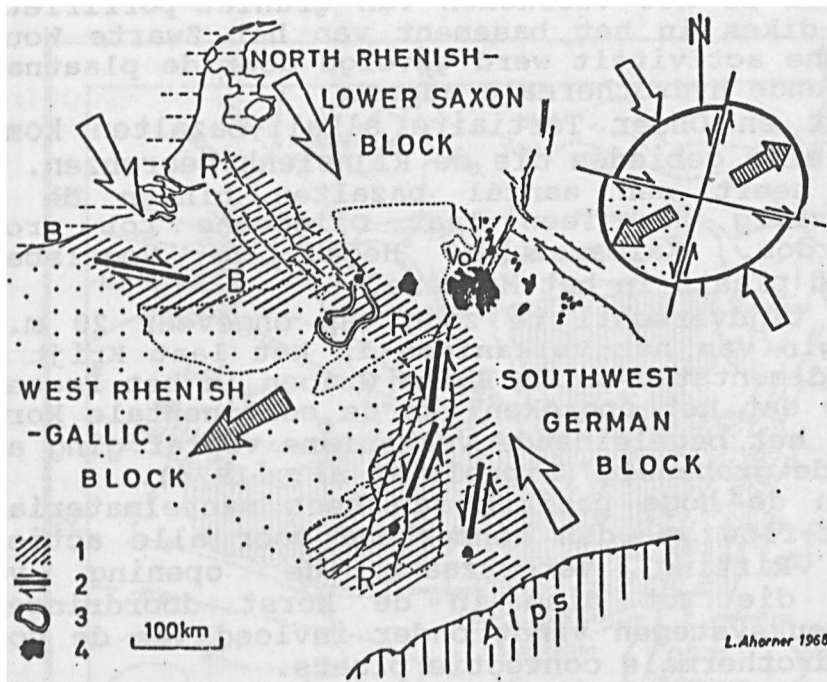


Fig 7. Seismo-tectonisch schema voor het NW deel van centraal Europa. De pijlen geven het huidige stressveld en mogelijke horizontale blokbewegingen aan. 1 = aardbevingszones (R = Rhenish Zone, B = Brabant Zone), 2 = seismo-active horizontaalverschuivingen, 3 = gebied met Kwartair vulkanisme, 4 = belangrijkste centra van Tertiair vulkanisme. Een keten Tertiaire vulkanische gebieden (o.a. Zevengebergte, Westerwald, Vogelsberg, Rhon) markeert het oostelijke vervolg van de Brabant Zone.
 Uit: L. Ahorne, 1968 - Seismo-tectonic relations between the Graben Zones, In: J.H. Illies & St. Mueller (Eds), Graben Problems, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

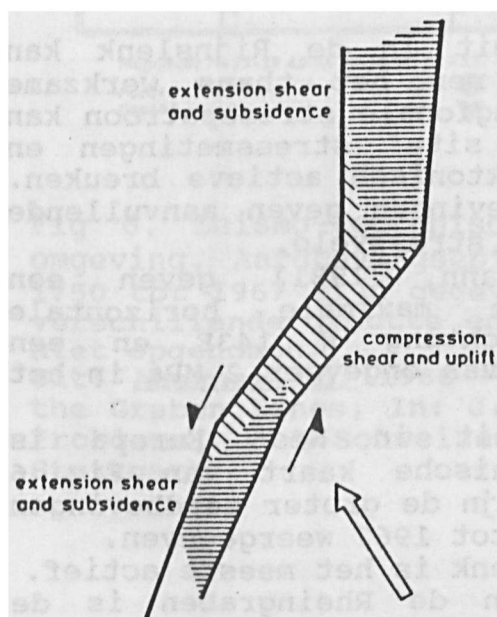


Fig 8. Schematisch model om de huidige horizontale en verticale bewegingen langs de Rijnslenk te illustreren. Het zig-zag patroon van de oorspronkelijke 'extensional rift' veroorzaakt bij een links-laterale schuifbewegingen compressie en opheffing in het centrale deel en extensie en daling in de buitenste delen. Uit: Illies, J.H., 1981 Mechanisms of graben formation, Tectonophysics, 73, 249-266.

and Gelbke, 1984) blijkt dat de epicentra zijn geconcentreerd in het oostelijke deel van de rift. Ten westen van de kruinlijn van de dome neemt het aantal epicentra sterk af.

Deze asymmetrie is ook in de diepte herkenbaar. Beneden de oostelijke flank van de Rijnslenk (Zwarte Woud) zijn de hypocentra in de korst verdeeld tot een diepte van 20 km (dit is 4 km boven de korst-mantel grens). In het zuidelijke deel van de graben zelf is de maximale diepte van seismiciteit 15 km. Het verschil in maximale diepte van aardbevingen wordt vermoedelijk veroorzaakt door de hoge heat flow onder de graben. Hierdoor ligt het vlak waar beneden de gesteenten ductiel reageren op de heersende stresses, en dus niet het voor aardbevingen kenmerkende brosse gedrag vertonen, hoger in de korst. (Fuchs et al., 1981).

Aan de zuidelijke begrenzing van het Rijn-Leisteengebergte verandert de seismische zone naar een noord-westelijke richting. Deze seismische zone is geassocieerd met de Lower Rhine Graben tussen Mainz en Keulen en verloopt vanaf Keulen en het dal van de Maas naar de Noordzee. Een oost-west aftakking is te vervolgen door België naar het Kanaal bij Oostende en is bekend als de Brabant Aardbevingszone (Fig 7).

Analyse van de aardbevingen in de Boven Rijnslenk (Ahorner, 1975) geven aan dat horizontaalverschuivingen (strike-slip) overheersen, waarbij een links-laterale beweging zichtbaar is op de breukvlakken parallel aan de as van de graben (zie inzet Fig 7) en rechts-laterale bewegingen op de breukvlakken loodrecht op de as. Deze bewegingen zijn in overeenstemming met een regionale compressie die in NW-SE-richting verloopt.

In de Lower Rhine Graben komen afschuivingsbewegingen voor langs rekbreuken die parallel verlopen aan de as van de graben en strike-slip bewegingen langs breukvlakken, die een hoek maken met de richting van de graben.

Wanneer men de gegevens van de aardbevingsanalyses en die van de in situ stressmetingen beschouwd, kan men concluderen dat in dit deel van Europa een gemiddelde compressieve stress werkzaam is met een orientatie van N 142E + 20°. Deze orientatie is consistent met de transmissie van stresses die resulteren van de botsing van de Afrikaanse (Adriatische) en Europese plaat tijdens de alpiene orogenese. Onder invloed van dit regionale stressveld wordt de diagonaal georiënteerde breukzone van de Boven Rijn beïnvloed door links-laterale horizontale schuifbewegingen en vindt extensional rifting plaats in de 'Lower Rhine Embayment' (Fig 7). De Boven Rijnslenk, oorspronkelijk ontstaan tijdens het Eoceen als een extensional rift is veranderd in een sinistrale shear zone.

De Eocene tot vroeg Miocene extensionele fase in de ontwikkeling van de Boven Rijnslenk heeft een zekere zig-zag configuratie van de rift valley veroorzaakt (Fig 8, Illies, 1980). De verandering van de Boven Rijnslenk van een extensional rift naar een links-laterale strike-slip

zone in de tweede fase van ontwikkeling van de slenk heeft lokale compressie veroorzaakt in het centrale segment van de graben. Als gevolg van deze compressie kan men in dit centrale segment hoge snelheden van uplift en erosieve landvormen waarnemen.

In het meest noordelijke deel van de rift veroorzaakt dezelfde schuif-vector op de afwijkende trend van de rift-as een rek regime. Dit verklaart de hoge snelheden van Pliocene tot Recente daling en sedimentatie in het noordelijke deel van de Boven Rijnslenk.

De tektonische ontwikkeling van de Rijnslenk

Een groot aantal hypothesen is voorgesteld om de vorming van de Rijnslenk te verklaren. Closs (1939), in zijn klassieke artikel 'Hebung-Spaltung Vulkanismus', interpreteerde de Rijnslenk te zijn ontstaan als gevolg van een 'collapsed' dome van manteloorsprong. Illies (1974a,b, 1975) gaat ervan uit dat die mantel diapier is ontstaan in het voorland van de Alpen als gevolg van de Eo-Oligocene plaatbotsing en korstverdikking in het Alpiene domein. De extensie-tektoniek van de Rijnslenk in het Boven Eoceen en Oligoceen zou zo het resultaat zijn van compressieve tektoniek in de Alpen met een orientatie van maximale compressie parallel aan de as van de graben (N 020). Deze hypothese wordt ook aangehangen door Sengor et al. (1978), die de Rijnslenk interpreteren als een 'impactogeen'; een rift die is ontstaan door de impact (botsing) in het Alpiene domein.

Illies ziet feitelijk de manteldiapier als primaire oorzaak van rifting. Hij stelt dat langs alle belangrijke grabenstructuren het rift-type vulkanisme geruime tijd eerder begon dan de eerste fysiografische verschijnselen van grabenvorming (Illies; 1981). Als voorbeeld wijst hij erop dat de vulkanische activiteit in de Rijnslenk eerder begon dan de oudste sedimenten, die zijn afgezet op de dalende slenkvloer en die een ouderdom van ongeveer 45 m.a. hebben (zie ook Lippolt et al., 1974).

De alternatieve theorie stelt dat grabenvorming een proces is dat plaats vindt wanneer de lithosfeer wordt uitgerekt in een regionaal stressveld. Door uitrekking van de lithosfeer ontstaan in het hogere bros reagerende deel van de korst afschuivingsbreuken, waarlangs het centrale wigvormige slenkblok daalt. De ruimte, die tijdens de daling ontstaat, wordt gelijktijdig opgevuld met sedimenten. In de diepere meer ductiel reagerende domein onder de rift treedt plastische uitrekking en verdunning van de lithosfeer op. Als gevolg van deze verdunning van de lithosfeer buigt de lithosfeer-asthenosfeer grens onder de rift omhoog en loopt de temperatuur onder de rift op. Verhoging van de temperatuur leidt dan tot een geringere dichtheid van het daar aanwezige mantelmateriaal.

Als gevolg van deze processen ontstaat er een brede ononderbroken subcrustale dome van gesteenten met een lage dichtheid onder de rift. De grabenschouders worden passief

and Gelbke, 1984) blijkt dat de epicentra zijn geconcentreerd in het oostelijke deel van de rift. Ten westen van de kruinlijn van de dome neemt het aantal epicentra sterk af.

Deze asymmetrie is ook in de diepte herkenbaar. Beneden de oostelijke flank van de Rijnslenk (Zwarte Woud) zijn de hypocentra in de korst verdeeld tot een diepte van 20 km (dit is 4 km boven de korst-mantel grens). In het zuidelijke deel van de graben zelf is de maximale diepte van seismiteit 15 km. Het verschil in maximale diepte van aardbevingen wordt vermoedelijk veroorzaakt door de hoge heat flow onder de graben. Hierdoor ligt het vlak waar beneden de gesteenten ductiel reageren op de heersende stresses, en dus niet het voor aardbevingen kenmerkende brosse gedrag vertonen, hoger in de korst. (Fuchs et al., 1981).

Aan de zuidelijke begrenzing van het Rijn-Leisteengebergte verandert de seismische zone naar een noord-westelijke richting. Deze seismische zone is geassocieerd met de Lower Rhine Graben tussen Mainz en Keulen en verloopt vanaf Keulen en het dal van de Maas naar de Noordzee. Een oost-west aftakking is te vervolgen door België naar het Kanaal bij Oostende en is bekend als de Brabant Aardbevingszone (Fig 7).

Analyse van de aardbevingen in de Boven Rijnslenk (Ahorner, 1975) geven aan dat horizontaalverschuivingen (strike-slip) overheersen, waarbij een links-laterale beweging zichtbaar is op de breukvlakken parallel aan de as van de graben (zie inzet Fig 7) en rechts-laterale bewegingen op de breukvlakken loodrecht op de as. Deze bewegingen zijn in overeenstemming met een regionale compressie die in NW-SE-richting verloopt.

In de Lower Rhine Graben komen afschuivingsbewegingen voor langs rekbreken die parallel verlopen aan de as van de graben en strike-slip bewegingen langs breukvlakken, die een hoek maken met de richting van de graben.

Wanneer men de gegevens van de aardbevingsanalyses en die van de in situ stressmetingen beschouwd, kan men concluderen dat in dit deel van Europa een gemiddelde compressieve stress werkzaam is met een orientatie van N 142E + 20°. Deze orientatie is consistent met de transmissie van stresses die resulteren van de botsing van de Afrikaanse (Adriatische) en Europese plaat tijdens de alpiene orogenese. Onder invloed van dit regionale stressveld wordt de diagonaal georiënteerde breukzone van de Boven Rijn beïnvloed door links-laterale horizontale schuifbewegingen en vindt extensional rifting plaats in de 'Lower Rhine Embayment' (Fig 7). De Boven Rijnslenk, oorspronkelijk ontstaan tijdens het Eoceen als een extensional rift is veranderd in een sinistrale shear zone.

De Eocene tot vroeg Miocene extensionele fase in de ontwikkeling van de Boven Rijnslenk heeft een zekere zigzag configuratie van de rift valley veroorzaakt (Fig 8, Illies, 1980). De verandering van de Boven Rijnslenk van een extensional rift naar een links-laterale strike-slip

zone in de tweede fase van ontwikkeling van de slenk heeft lokale compressie veroorzaakt in het centrale segment van de graben. Als gevolg van deze compressie kan men in dit centrale segment hoge snelheden van uplift en erosieve landvormen waarnemen.

In het meest noordelijke deel van de rift veroorzaakt dezelfde schuif-vector op de afwijkende trend van de rift-as een rek regime. Dit verklaart de hoge snelheden van Pliocene tot Recente daling en sedimentatie in het noordelijke deel van de Boven Rijnslenk.

De tektonische ontwikkeling van de Rijnslenk

Een groot aantal hypothesen is voorgesteld om de vorming van de Rijnslenk te verklaren. Closs (1939), in zijn klassieke artikel 'Hebung-Spaltung Vulkanismus', interpreteerde de Rijnslenk te zijn ontstaan als gevolg van een 'collapsed' dome van manteloorsprong. Illies (1974a,b, 1975) gaat ervan uit dat die mantel diapier is ontstaan in het voorland van de Alpen als gevolg van de Eo-Oligocene plaatbotsing en korstverdikking in het Alpiene domein. De extensie-tektoniek van de Rijnslenk in het Boven Eoceen en Oligoceen zou zo het resultaat zijn van compressieve tektoniek in de Alpen met een orientatie van maximale compressie parallel aan de as van de graben (N 020). Deze hypothese wordt ook aangehangen door Sengor et al. (1978), die de Rijnslenk interpreteren als een 'impactogeen'; een rift die is ontstaan door de impact (botsing) in het Alpiene domein.

Illies ziet feitelijk de manteldiapier als primaire oorzaak van rifting. Hij stelt dat langs alle belangrijke grabenstructuren het rift-type vulkanisme geruime tijd eerder begon dan de eerste fysiografische verschijnselen van grabenvorming (Illies; 1981). Als voorbeeld wijst hij erop dat de vulkanische activiteit in de Rijnslenk eerder begon dan de oudste sedimenten, die zijn afgezet op de dalende slenkvloer en die een ouderdom van ongeveer 45 m.a. hebben (zie ook Lippolt et al., 1974).

De alternatieve theorie stelt dat grabenvorming een proces is dat plaats vindt wanneer de lithosfeer wordt uitgerekt in een regionaal stressveld. Door uitrekking van de lithosfeer ontstaan in het hogere bros reagerende deel van de korst afschuivingsbreuken, waarlangs het centrale wigvormige slenkblok daalt. De ruimte, die tijdens de daling ontstaat, wordt gelijktijdig opgevuld met sedimenten. In de diepere meer ductiel reagerende domein onder de rift treedt plastische uitrekking en verdunning van de lithosfeer op. Als gevolg van deze verdunning van de lithosfeer buigt de lithosfeer-asthenosfeer grens onder de rift omhoog en loopt de temperatuur onder de rift op. Verhoging van de temperatuur leidt dan tot een geringere dichtheid van het daar aanwezige mantelmateriaal.

Als gevolg van deze processen ontstaat er een brede ononderbroken subcrustale dome van gesteenten met een lage dichtheid onder de rift. De grabenschouders worden passief

Sengor, A.M.C., K.Burke and J.F.Dewey, 1978 - Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example. Am.J.Sci, 278, 24-40.

Villemin, 1986 - Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fosse rhenan et le bassin de Sarre-Nahe. These de Doctorat, Univ. Paris 6, Paris, 270.

VERKLARENDE WOORDENLIJST.

Slenk = Graben: langgerekte depressie ter weerszijden begrenst door breuken.

Lithosfeer: Bovenste 100 km van de aardkorst

Asthenosfeer: Zone in de aardkorst, tussen de 100 en 350 km onder het aardoppervlak, waar zodanig hoge temperaturen heersen dat het aldaar aanwezige gesteente plastisch kan deformeren.

Basement: Oudst bekende aanwezige gesteenten in de ondergrond van een gebied.

Varistisch: Periode rond het Carboon waari W.Europa tectonisch gezien erg actief was. Eindigde ca.270 miljoen geleden.

Schouders: Hoge randen van een slenk, die vaak zelf hoger zijn dan het achterland

Spronghoogte: Verticaal verschil die een breuk in een gesteente teweeg brengt.

Prerift sedimenten: Sedimenten die vóór de vorming van de slenk zijn afgezet.

Synrift sedimenten: Sedimenten die tijdens de vorming van de slenk zijn afgezet.

Cadomische fase: Periode rond de grens Precambrium - Cambrium waarin in West-Europa sprake was van gebergtevorming en andere tectonische activiteiten.

Arkose: "Onrijpe" zandsteen waarin zich nog allerlei afbreekbare bestanddelen als veldspaten en glimmers bevinden.

Moho: Afkorting van de Mohorovicic discontinuïteit: De grens tussen de korst en de mantel.

Terrestrisch : Continentaal

Basische lava's: Relatief SiO_2 (kwarts)-arme lava's.

Flow sheets: Lava's die in de vorm van een deken over het land zijn uitgevloeit.

Horst: Tectonisch opgeheven gebied begrenst door breuken.

Lamprofier: Een soort ganggesteente.

Dike: intrusievlak dat dwars door laagstructuren heen snijdt.

Heatflow: Warmtestroom

Hydrothermale convection: Beweging van water in de aardkorst onder invloed van opwarming en afkoeling van het water door aardwarmte.

Hypocentrum: Haard van een aardbeving. Boven het hypocentrum ligt op het aardoppervlak het epicentrum van een aardbeving.

Ductiel: Bros.

Sinistrale shearzone: Schuif/breukzone die een zgn. linkslaterale beweging vertoont: $\uparrow N \downarrow \downarrow$ breuk (sinistraal)

Diapier: Vorm waarin materiaal van dieper in de aarde naar boven komt. Deze vorm lijkt op een omgekeerde druppel of een pilaar. Zoutpilaren zijn voorbeelden van diapieren.