ven-Krijtafzettingen in Noord-België (systematiek, biostratigrafie, paleoecologie). Thesis Rijksuniv. Gent, Fac.Wetensch.-Lab.Pal.: 367 pp.

Ohmert, W., 1971. Ecology of some Trachyleberididae (Ostracoda) from the Bavarian Upper Cretaceous. Bull.Centre Rech. Pau, SNPA, 5 suppl.: 601-614.

Pearson, R., 1978. Climate and evolution. Acad.Press, London: 274 pp.

Robaszynski, F. 1987. Biostratigraphy and events at the Campanian-Maastrichtian boundary. Ann.Soc.Géol.Belg., 109: 325-331.

Rodriguez Lazaro, J.M., 1985. Los ostracodos del Coniaciense y Santoniense de la Cuenca Vasco-Cantabrica occidental. Thesis Fac.Ciencias Univ. Pais Vaasco Leioa: 527 pp.

Schwarzkopf, J. (in voorbereiding). Untersuchungen an der Ostracoden-Fauna der bohrung Metelen 1001 mit besonderer Berücksichtigung ihrer faziellen Aussagekraft.

Sczcechura, J., 1984. Arthropoda. In: L. Malinowski (ed.), Bu dowa geologiczna Polski, III, Atlas skamienialosci przewodnich i charakterystycznich Mesozoik, Kreda, Wyd.Geol. Warszawa: 408-434.

Seidov, D.G., 1986. Numerical modelling of the ocean circulation and paleocirculation. In: K.J. Hsü (ed.). Mesozoic and Cenozoic Oceans, Geodynamic Ser. 15, Am.Geophys.Un. & Geol.Soc.Am.: 11-26.

Van Veen, J.E., 1935-1936. Die Cytheridae der Maastrichter Tuffkreide und des Kunrader Korallenkalkes von Süd-Limburg. Nat.Hist.Maandblad 24 en 25.

Van Veen, J.E., 1938. Die Ostracoden in der Tuffkreide ohne gelbe limonitische Färbung unter den Koprolithenschichten zu Slavante. Nat.Hist.Maandblad 27: 10-12, 15-20.

Voigt, E., 1951. Das Maastricht-Vorkommen von Ilten bei Hannover und seine Fauna mit besonderer Berücksichtigung der Gross-Foraminiferen und Bryozoen. Mitt.Geol.Staatsinst. Hamburg 20: 15-109.

Voigt, E., 1963. Orbitoidenführendes Kieselgestein als nordliches Geschiebe aus der Umgebung von Hamburg (Ober-Maastrichtien, Ober-Kreide), Zur Paläoklimatologie der Ober-kreide. Geol.Jrb. 80: 495-512.

Voigt, E., 1964. Zur Temperatur-Kurve der oberen Kreide in Europa. Geol. Rundschau, 54: 270-317.

Voigt, E., 1983. Zur biogeographie der europäischen Oberkreide-Bryozoenfauna. Zitteliana 10: 317-347.

Ziegler, P.A., 1982. Geological atlas of western and central Europe. Elsevier Sci.Publ.Co. A'dam: 130 pp.

Iets over gangen, porfieren en glazen

A. Kwarts- en calcietgangen

L.M.J.U. van Straaten

De vroegere Subfaculteit Geologie van de Faculteit Wiskunde en Natuurwetenschappen van de Universiteit van Groningen bezat een zeer gevarieerde collectie gesteenten. In dit artikel wordt het onstaan van kwartsganggesteenten besproken uit onder meer het Rijnse Leisteengebergte en andere gebieden van de Hercynische orogenese, die in deze collectie aanwezig zijn. Voorts het ontstaan van barietgangen, hun verkiezeling en het voorkomen van verkiezelde bariet in Nederlands riviergrind.

In het algemeen is het niet mogelijk een nauwkeurig beeld te krijgen van de mineralogische samenstelling en de structuur van gesteenten zonder er slijpplaatjes van te maken en die te bekijken door een polarisatie-microscoop. Daardoor kwam het dat de gesteentekunde pas betrekkelijk laat tot ontwikkeling is gekomen. Deze begon pas in het midden van de 19e eeuw, na de uitvinding van het polarisatieprisma door Nicol in 1828 en de invoering van het slijpplaatjesonderzoek met behulp van de met 'nicols' toegeruste polarisatie-microscoop.

In de eerste zeventig à tachtig jaar concentreerde de belangstelling van de petrologen zich sterk op kristallijne gesteenten en speciaal op de stollingsgesteenten ('magmatische' gesteenten). Zo waren in de in 1923 verschenen, door Osann bewerkte 4e druk van het klassieke werk van H. Rosenbusch, 'Elemente der Gesteinslehre', nog 508 bladzijden gewijd aan de magmatische gesteenten, 92 aan de sedimentaire gesteenten (inclusief de metamorfe- leistenen) en 161 aan de (overige) metamorfe gesteenten: een verhouding die niet in overeenstemming is met de gevarieerdheid van deze gesteentegroepen en ook niet met hun verbreiding aan het aardoppervlak. Pas in de laatste zestig à zeventig jaar is daar verandering in gekomen, al wordt nu de leer der sedimentaire gesteenten meestal in aparte boeken en tijdschriften behandeld en door sedimentologen beoefend. De scholing van deze laatsten laat eigenlijk onvoldoende wetenschappelijk contact toe met petrologen van 'kristallijne' gesteenten en omgekeerd.

Groningse collecties

Deze ontwikkeling in de gesteentekunde weerspiegelt zich in de aard van de Groningse gesteentecollecties. Van vóór 1850 dateren voornamelijk enkele fraaie, gekochte stukken van de Campers (o.a. obsidiaan van de Hekla) en enig vulkanisch materiaal verzameld door Adriaan Camper in Auvergne en in de omgeving van Rome en Napels. Volgens een lijst van Adriaan Camper moet het aantal gesteentemonsters in Groningen oorspronkelijk veel groter zijn geweest. Vermoedelijk zijn later veel van de minder interessante stukken uit de collecties verwijderd. Het grootste deel van de collecties is aangeschaft door Van Calker. Ze werden in hoofdzaak gekocht bij de firma Krantz in Bonn en bestaan voor meer dan 90% uit kristallijne gesteenten. Zo bij voorbeeld een collectie uit het Odenwald (117 stuks), twee collecties uit de Harz (samen 149 stuks) en een uit Saksen (vooral het Ertsgebergte en noordelijk aangrenzend gebied, 182 stuks). De aanschaf is vooral gedaan ten behoeve van het gesteentekundig onderwijs. Daarnaast zijn (mogelijk deels ook door Bonnema), in verband met het zwerfsteenonderzoek, nog collecties gekocht van Finse en Zweedse

gesteenten en van materiaal uit de Osloslenk (bijna alles uitsluitend magmatische gesteenten). Uit het laatstgenoemde gebied zijn in totaal 420 stuks aanwezig, waarvan 234 van de collectie Brögger. Van latere datum is verder nog de collectie Niggli van Zwitserse Alpiene gesteenten (144 stuks) en enig materiaal verzameld door Kuenen in Schotland en Finland. Sinds 1947 zijn nog vele honderden gesteentemonsters op algemeen petrologisch terrein toegevoegd door Van Straaten: magmatische, metamorfe en vooral ook sedimentaire gesteenten. Hierdoor zijn de drie hoofdklassen tenslotte op een meer evenwichtige wijze vertegenwoordigd.

Het is moeilijk om uit de op deze wijze bijeengebrachte overvloed aan interessante gesteenten hier een keuze te maken voor nadere bespreking in enkele artikelen. Na lang wikken en wegen is die tenslotte gevallen op een aantal gangvormingen en vulkanische gesteenten. Door met de gangen te beginnen, is er bovendien enige continuïteit met het vorige artikel (Van Straaten, 1991), waarin o.a. verscheidene gangmineralen ter sprake kwamen. Overigens zijn de drie onderwerpen op zichzelf al zo omvangrijk, dat wat hier volgt niet meer is dan enkele verspreide opmerkingen over een minimaal aantal voorbeelden.

Gangen

Gangen en hun kleinschalig equivalent, aders[1], zijn opvullingen van spleten die, op enkele uitzonderingen na, gevormd zijn door rek.
In dikte variëren ze van minder dan 2 μm tot meer dan 100 m. In gebieden van sedimentaire gesteenten zijn calciet en kwarts ongetwijfeld de meest verbreide opvullingsmineralen. Het valt op dat kwartsaders (met dikten van niet meer dan enkele cm) vooral gevonden worden in SiO_2-rijke gesteenten, zoals (kwarts-)zandsteen, leisteen en kiezellei (bijvoorbeeld lydiet), terwijl aders in kalksteen en in kalkrijke zandsteen of leisteen overwegend uit calciet bestaan. Kwartsaders zijn zeer algemeen aan te treffen in zandstenen enz. van het Maas- en Rijngrind, terwijl losse gangkwarts-steentjes in het riviergrind in ons land plaatselijk zelfs het belangrijkste bestanddeel vormen. Ook daarom is enige bijzondere aandacht voor dit materiaal hier wel op zijn plaats.

De rijkdom aan gangkwartssteentjes is overigens niet in overeenstemming met de samenstelling van de formaties in de oorsprongsgebieden van ons (zuidelijk) riviergrind. Zo vormen kwartsgangen en -aders in de gesteenteformaties van de Ardennen, de Vogezen en de Duitse middelgebergten kwantitatief gezien maar een zeer ondergeschikt bestanddeel. De rijkdom aan gangkwarts in het riviergrind is dan ook het resultaat van selectie. Bij verwering en erosie verdween steeds meer van de andere bestanddelen, zoals leisteen, kalksteen en zandsteen en bleef vooral de gangkwarts over door de relatieve hardheid van kwarts, de samenhang ervan (door de kristallijniteit) en de weerstand tegen chemische aantasting. Intussen is veel van de gangkwarts in het grind niet uit vers door Maas en Rijn (en hun zijrivieren) aangesneden rotsformaties afkomstig, maar komen de steentjes voor een groot deel uit inmiddels zo goed als geheel weggeërodeerde oudere, Tertiaire en zelfs Triassische grindlagen, waarin zij al eerder door selectie waren geconcentreerd (zie o.a. Van Straaten, 1946).

Verband met tektoniek

Hoe zijn nu de bovengenoemde calciet- en kwartsaders en -gangen ontstaan en waardoor correspondeert de samenstelling zo vaak met die van het omgevend gesteente? Het antwoord is eenvoudig: de rekbarsten zijn als regel het resultaat van 'tektonische' vervorming van gesteenten, dus bijvoorbeeld van plooiing van lagen en het vulmateriaal is uit het omgevende gesteente zelf opgenomen. Het verschijnsel is reeds in 1961 uitvoerig beschreven door Breddin en Hellermann. Door de relatie met tektonische vervorming is dit soort gangen in de genoemde gebieden bijna geheel tot de Paleozoïsche formaties (ouder dan Perm) beperkt: na het Carboon heeft daar nauwelijks meer samenschuiving en plooiing plaatsgevonden.

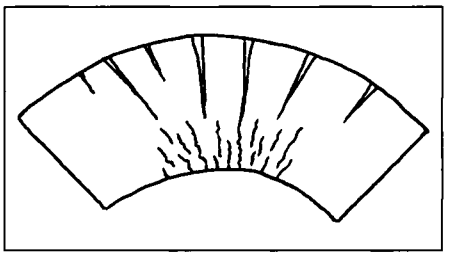


Fig. 1. Schema van de ombuiging van een gesteentelaag door vorming van rekbarsten aan de buitenzijde en oplossing (met stylolietvorming) aan de binnenzijde.

In de fig. 1, 2 en 3 wordt schematisch aangegeven op welke wijzen (o.a.) deze processen in hun werk kunnen gaan. Fig.1 toont een omgebogen gesteentelaag, waarvan de buitenkant is uitgerekt, zodat daar rekbarsten zijn

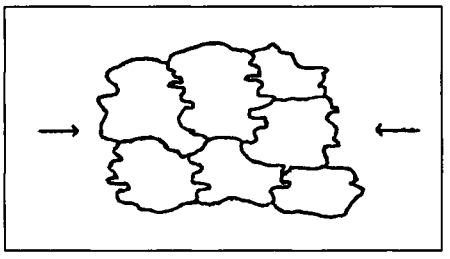


Fig. 2. Vertanding van zandkorrels door oplossing en in elkaar schuiven onder invloed van horizontale compressie.

ontstaan. Aan de binnenzijde trad juist samenpersing op. Nu wordt in de richting van maximale druk de oplosbaarheid van mineralen in de poriënvloeistof (in hoofdzaak water) vergroot: het 'principe van Riecke'. Mogelijk is dit vooral toe te schrijven aan beschadigingen van de kristalroosters van korrels en kristallen op de plaatsen waar ze tegen elkaar worden gedrukt. Door deze beschadigingen neemt immers de oppervlakte van het materiaal toe en daarmee de mogelijkheid om in oplossing te gaan. Ten gevolge van de combinatie van druk en oplossing schuiven de korrels respectievelijk kristallen iets in elkaar: 'vertanding', zie fig. 2. Gaat dit proces lang genoeg door, dan verdwijnen hele korrels of kristallen. Waar veel materiaal is opgelost blijft meestal een donker residu achter van onoplosbare bijmengselen, zoals kleiige substantie of organische stoffen (kerogeen, kool), dat vaak als bochtige naden aangeeft waar de oplossing heeft plaatsgevonden: zogenoemde stylolieten, zie fig. 5b. Waar de verrijkte poriënoplossing in de open rekscheurtjes terecht komt, kan de opgeloste stof zich weer afscheiden en vormen zich aders of gangen.

Ook bij vervorming door krachten-'koppels' ontstaan vaak rekscheuren (fig. 3). Een loodrecht op de 'koppel'-as ingetekend vierkant verandert daarbij in een parallelogram, wat betekent dat volgens de ene diagonaal samenpersing optreedt en dus oplossing en dwars daarop rek. De resulterende rekbarstjes vormen vaak series (fig. 3c).

Beide typen rekscheurtjes komen zowel in kalkige als in kiezelige gesteenten voor. De figuren 4 en 5 tonen laagombuigingen van Onder-Carbonische kiezellei uit het zuidoostelijk deel van het Sauerland. In fig. 4 zijn vooral de met kwarts gevulde rekbarsten duidelijk. Fig. 5a geeft een voorbeeld van twee concentrisch geplooide lagen met barsten in de buitenzijde. In de kern van de binnenste laag is met de loupe een groot aantal dwars op de gelaagdheid staande stylolietnaden te zien (fig. 5b).

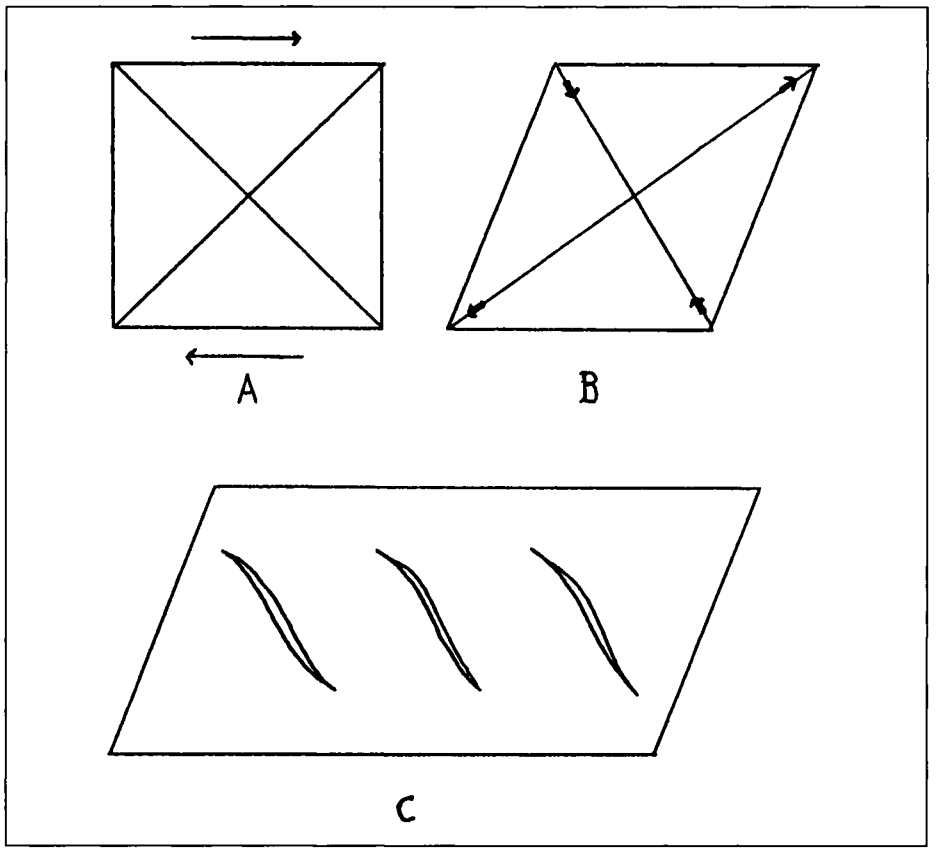


Fig. 3. Schema van de vervorming van een uit een laag gesneden kubus door schuif (A). In de richting van de ene diagonaal treedt samenpersing op, dwars daarop rek (B). Door de rek kunnen series barsten ontstaan die gevuld worden met de door de samenpersing opgeloste SiO_2 (C).

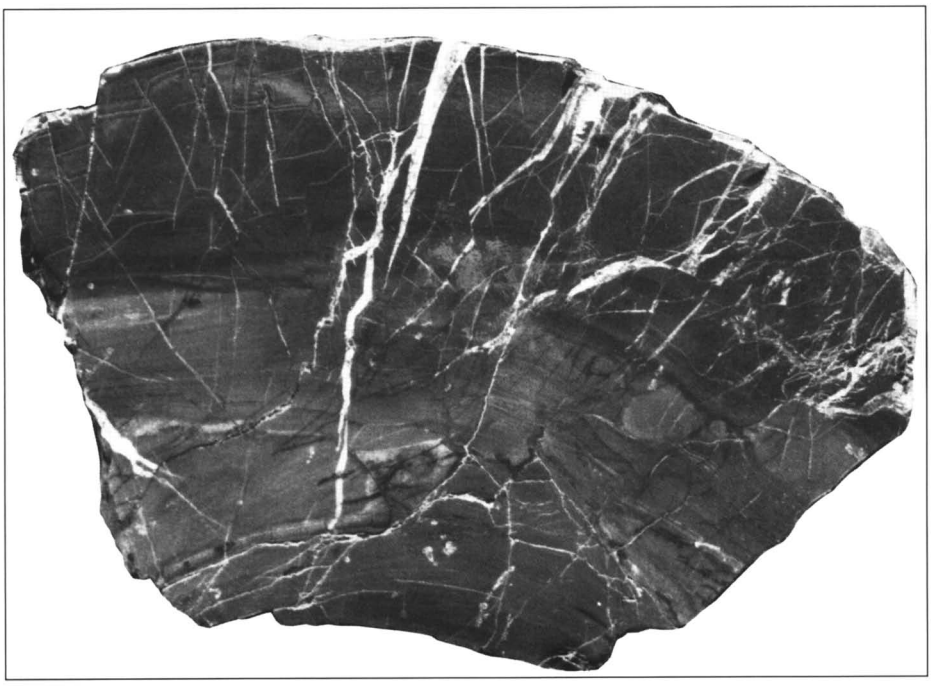


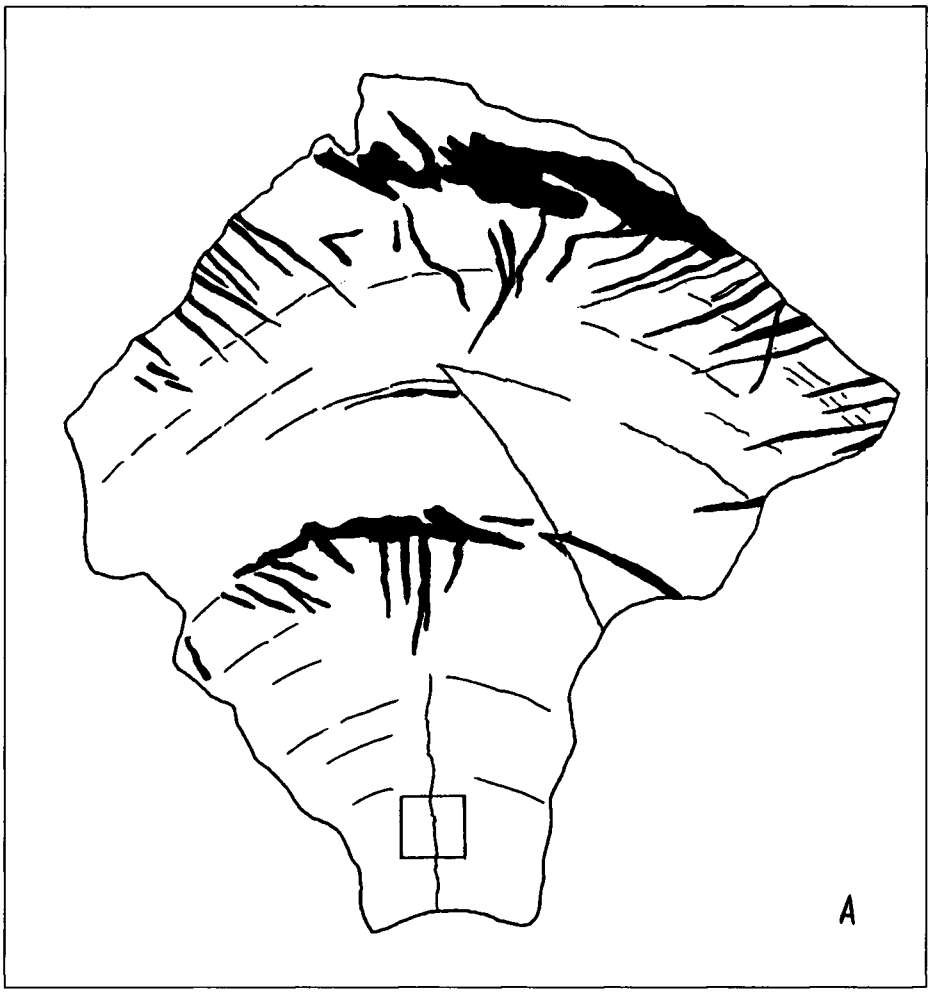
Fig. 4. Geplooide kiezellei, Onder-Carboon, Hatzfeld (a.d. Eder). Aan de buitenzijde zijn rekbarsten gevormd. In het binnengedeelte resulteerde de compressie in opschuivingen en (makroscopisch niet zichtbaar) stylolietvorming. Afmetingen van het stuk: 11 bij 17 cm.

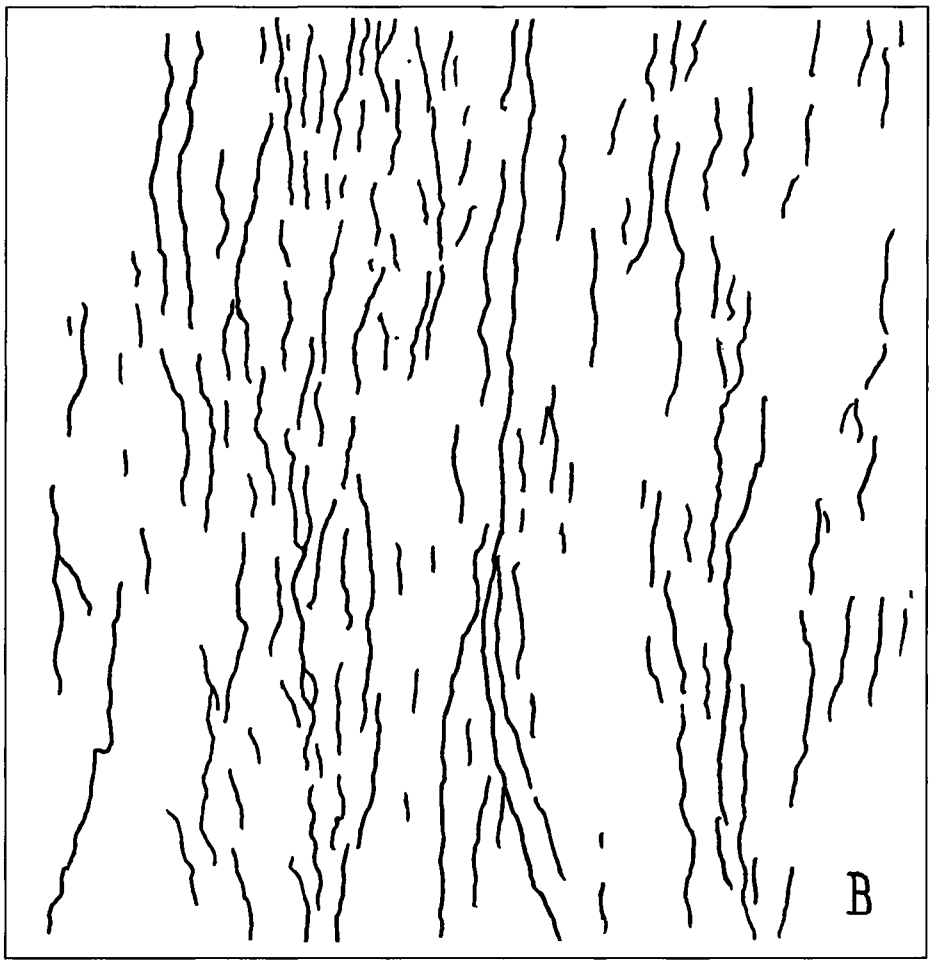
Een derde voorbeeld is dat van fig. 6, uit het Eoceen bij Flüelen (Zwitserland). Hier zijn twee lagen kalkrijke zandsteen concentrisch geplooid. De barsten zijn hierin bijna geheel met calciet gevuld, met maar zeer weinig kwarts. Daar $CaCO_3$ veel gemakkelijker oplost dan SiO_2, is het niet te verwonderen dat de volumevermindering in de samengeperste gedeelten van deze lagen in hoofdzaak ten koste van het kalkbestanddeel is gegaan. In het algemeen is de 'mobiliteit' van kalk zo groot, dat ook in niet-geplooide formaties, zoals bijvoorbeeld de Solnhofenkalksteen in Beieren, rekbarsten worden aangetroffen die met calciet zijn gevuld (fig. 7).

Voorwaarden voor kwartsadervorming

Uit een speciaal daarvoor verricht kort veldonderzoek in Eifel, Hunsrück, Oberbergisches Land en Sauerland, bleek dat de verbreiding van kwartsgangen in Devonische en Onder-Carbonische gesteenten van deze gebieden verre van gelijkmatig is. Zo werden bijvoorbeeld in het Emsien van de West-Eifel maar weinig kwartsaders aangetroffen. In het Siegenien van de Noordoost-Eifel bleken ze algemener, maar wel voornamelijk beperkt tot dikke zandsteenlagen en de sterkst vervormde gedeelten, zoals kernen van anticlinalen. In de Hunsrück zijn ze overal rijkelijk ontwikkeld, ook in dunne zandsteenlagen en in leisteen. De relatie met de dikte van de zandsteenlagen in de Noordoost-Eifel hangt er vermoedelijk mee samen dat in dikkere lagen grotere drukspanningen kunnen worden opgehoopt. Dunne zandsteenlagen breken onder invloed van spanningen in het algemeen veel gemakkelijker dan dikke, waarbij de spanningen zich kunnen ontladen door allerlei kleine verschuivingen van de laagbrokken langs elkaar.

Wat de regionale verdeling betreft, deze wijst er op dat de aders zich des te gemakkelijker vormden naarmate de gesteenten tijdens de samenschuiving en plooiing onder dikkere sedimentpakketten begraven zijn geweest. Vergelijking met de gegevens van Meyer en Stets (1980 en van Meyer et al. (1986) over de dikten van de formaties en hun metamorfosegraad, doet vermoeden dat enigszins algemene adervorming pas begonnen is bij een bedekking van tenminste enige kilometers dikte. Het zal overigens niet zozeer de hoge alzijdige druk op deze diepte zijn geweest die essentieel was voor de adervorming, als wel de verhoogde temperatuur. De oplosbaarheid van SiO_2 neemt namelijk -bij hoge drukken- belangrijk toe met de stijging van de temperatuur (zie bijv. in Rykart, 1988). Bovendien komt bij het ontstaan van leisteen door rekristalisatie van kleimineralen en overgang in chloriet en muscoviet (die pas bij hogere temperaturen optreedt) ook enig SiO_2 vrij. Hoe hoog de temperaturen geweest zijn is nog onzeker. Wel zullen zij zeker veel meer dan 100°C hebben bedragen (vgl. ook Voll, 1983).





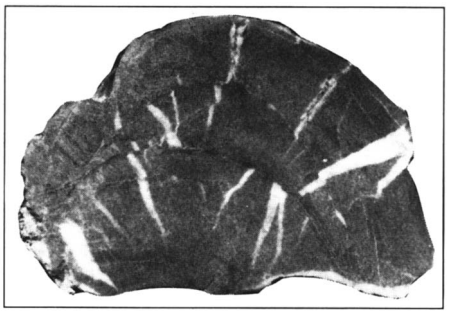


Fig. 6. Geplooide kalkrijke zandsteen uit de Eocene flysch bij Flüelen (Zwitserland). De barsten zijn in hoofdzaak opgevuld met calciet. Afmetingen: 6,5 bij 9,5 cm.

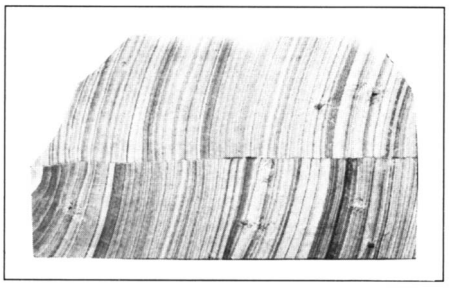


Fig. 7. Solnhofen-kalksteen van Eichstätt met (fossielen van Saccocoma pectinata) en een calcietader. Afmetingen van het stuk: 13 bij 22 cm. Ondanks de geringe dikte van de ader (1/4 mm) heeft de daarin gekristalliseerde calciet gewerkt als een impermeabel schot, waardoor de uit het poriënwater neergeslagen limonietbanden aan weerskanten ervan verschillende patronen vormden. Deze banden zijn de doorsneden van een dwars op de kalksteenlagen staande infiltratiegelaagdheid. Ook de bekende 'ruïnenmarmer' uit de Noordelijke Apennijen is het produkt van zulke compartimentgewijze infiltratie. De scheidende calcietaders daarin zijn meestal nog veel dunner, vaak niet dikker dan 15 μm.

Heldere kwarts en melkkwarts

Waar de mineraaluitscheiding plaatsvond in openstaande spleten en de ruimte slechts gedeeltelijk werd opgevuld, zijn meestal goed ontwikkelde kristallen te zien. Kwartskristallen kunnen daarbij met hun lange assen in allerlei richtingen staan: dwars op de spleetwanden, schuin er op of evenwijdig er mee. Opvallend is dat de zo gevormde kristalletjes veelal waterhelder zijn: het zijn kleine bergkristalletjes. In het algemeen wordt dit type spleetaf-

Fig. 5. Geplooide kiezellei, Onder-Carboon, Beddelhausen (a.d Eder). In beide lagen zijn aan de buitenzijde rekbarsten ontstaan (gevuld met kwarts: zwart in de tekening). In het binnendeel van de plooi-ombuiging zijn talrijke stylolietnaden gevormd, zie vergroting. Hoogte van het afgebeelde stuk: 12,5 cm.
B. Vergroting van het omrande gedeelte in A: talrijke verticale stylolietnaden ontstonden door oplossing ten gevolge van horizontale compressie.

zetting echter betrekkelijk weinig aangetroffen. Veel algemener zijn de grotendeels of geheel gevulde spleten waarin de kwarts overwegend ondoorzichtig en wit is: 'melkkwarts' en waarin hoogstens in opengebleven holten heldere kristallen of kristalgedeelten te zien zijn.
De witte kleur van melkkwarts is ten dele het gevolg van de aanwezigheid van grote hoeveelheden zeer kleine insluitseltjes van vloeistof (meest water) en gas (meest kooldioxide) met afmetingen van minder dan 1 μm tot enkele μm. Deze reflecteren invallend licht op dezelfde wijze als luchtinsluitsels in sneeuw. Bovendien is in de kristallen van melkkwarts vaak een lamellenstructuur ontwikkeld (dikte van de lamellen over het algemeen niet meer dan enkele μm), die door kleine verschillen in brekingsindex eveneens leidt tot terugkaatsing van invallend licht.

Deze insluitsels zijn doorgaans geconcentreerd volgens platte of gebogen vlakken: ze zijn, ten minste voor een aanzienlijk deel, ontstaan bij de vorming van breuken in de kristallen, die vervolgens weer zijn dichtgegroeid. De insluitseltjes zelf zijn restanten van de oplossing waaruit de kwarts in de breukjes werd afgezet. Vaak lopen ze door aangrenzende kristallen heen (fig. 8).

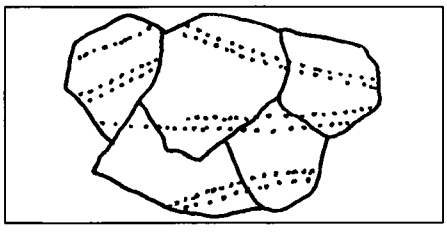


Fig. 8. Snoeren van vloeistof- (en gas-)insluitseltjes in kwartskorrels die door druk gebarsten zijn en daarna weer zijn aaneengegroeid.

De breuken in de kristallen zijn natuurlijk teweeggebracht door spanningen tijdens de gesteentevervorming (zie o.a. Tuttle, 1949).
Ook de lamellen zijn door plaatselijk verhoogde druk ontstaan (Preston, 1958). De witte kleur van melkkwarts is dus in belangrijke mate het gevolg van tektonische deformaties tijdens de aangroei van de aderkwarts. In dit verband moet er op gewezen worden, dat naar alle waarschijnlijkheid de gesteentevervorming en de adervulling beide zeer langzame processen waren, die mogelijk vele eeuwen, zo niet duizenden jaren in beslag genomen hebben. De bovengenoemde, fraai gevormde, heldere kwartskristallen zijn voor zulke tektonische scheurtjes- en lamellenvorming gespaard gebleven, hetzij doordat zij in hun open ruimten ontsnapten aan spanningsinvloeden, hetzij doordat ze zich pas vormden nadat de hele plooiingsgeschiedenis was afgelopen.

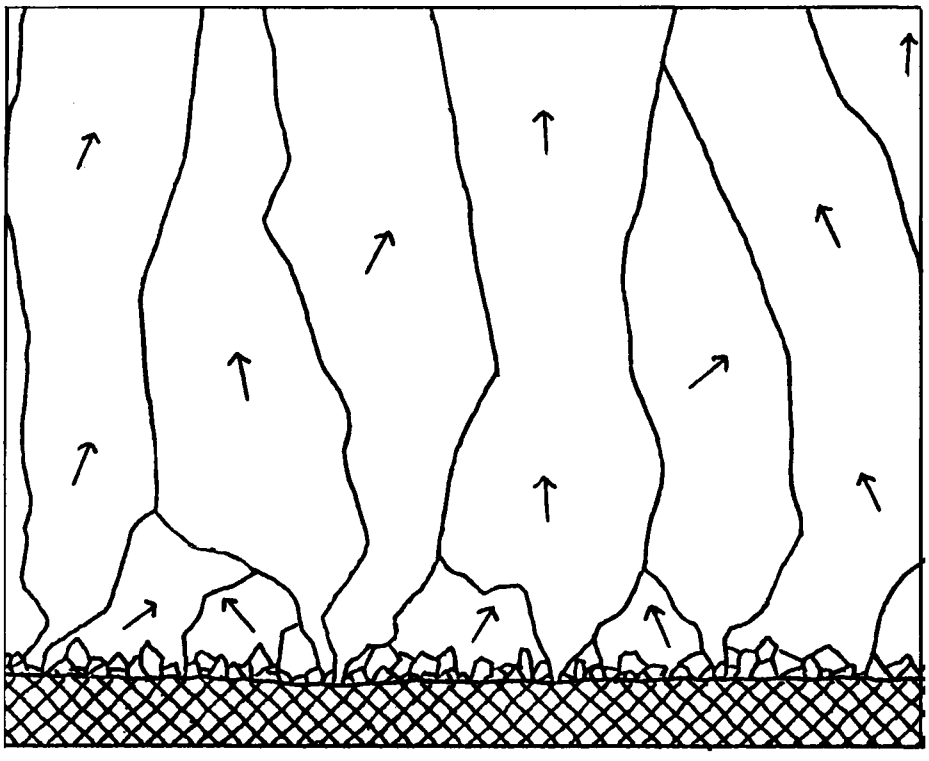


Fig. 9. Schema van de oriëntatie van c-assen van de kristallen in een kwartsader (pijlsschachten). Met de pijlpunten is de groeirichting aangegeven, die hier overwegend van de wand naar het midden van de spleet is geöriënteerd. In de microkristallijne randzone zijn geen c-assen aangegeven.

Randzones in spleten, stengelkwarts en vezelcalciet

Kwartsaders zijn als regel betrekkelijk grofkristallijn, maar langs de spleetwanden zijn -in slijpplaatjes- praktisch steeds fijn-kristallijne randzones te zien. Hierin nemen de kristalafmetingen snel toe van uiterst klein op de spleetwanden zelf, naar grof in de hoofdmassa van de ader. De structuur van de kristalaggregaten in aders is in enkele gevallen die van het zogenoemde mozaïek-type: doordat de kristallen elkaar bij hun groei onderling in de weg stonden vertonen ze weinig of geen 'eigen' kristalvlakken, ook zijn ze niet opvallend langwerpig, of is een voorkeursrichting van hun kristallografische hoofdassen (de c-assen) waarneembaar.

In verreweg de meeste kwartsaders (en in veel calcietgangen) hebben de kristallen daarentegen, afgezien van de fijnkorrelige randzones, wel een duidelijke lengterichting, namelijk dwars op de spleetwanden. Deze richting komt bij kwarts vaak overeen met de gemiddelde richting van de c-assen, maar de spreiding van de c-asrichtingen kan aanzienlijk zijn, zie fig. 9. Bij doorslaan van stenen met kwartsaders ziet men vaak een 'stengelige' structuur. Waar wat meer ruimte tussen de kristallen is overgebleven, kunnen goede prismavlakken ontwikkeld zijn. Ook op de buitenzijde van kwartsrolsteentjes in het grind, is deze stengelkwartsstructuur vaak duidelijk zichtbaar.

De stengelkwartsvorming hangt enerzijds samen met de omstandigheid dat bij 'lage' kwarts (gevormd bij temperaturen beneden 573° C) de groei in de richting van de c-as gewoonlijk het snelste gaat. Anderzijds speelt richtingselectie een rol. Wanneer de talrijke, willekeurige geöriënteerde kristalkiemen op de spleetwanden beginnen uit te groeien (in de bovengenoemde fijnkristallijne randzones) stuiten de meeste daarvan al spoedig op naburige kristallen en is verdere aangroei onmogelijk. De concurrentiestrijd wordt tenslotte gewonnen door een klein aantal van die kristallen die oorspronkelijk met hun c-as min of meer dwars op de spleetwand stonden.

Deze selectie van evenwijdig gerichte kristallen treft men ook vaak aan bij calciet in spleten in kalksteen of kalkzandsteen. Soms is zulke ader-calciet zelfs uitgesproken fijn-vezelig (fig.10).

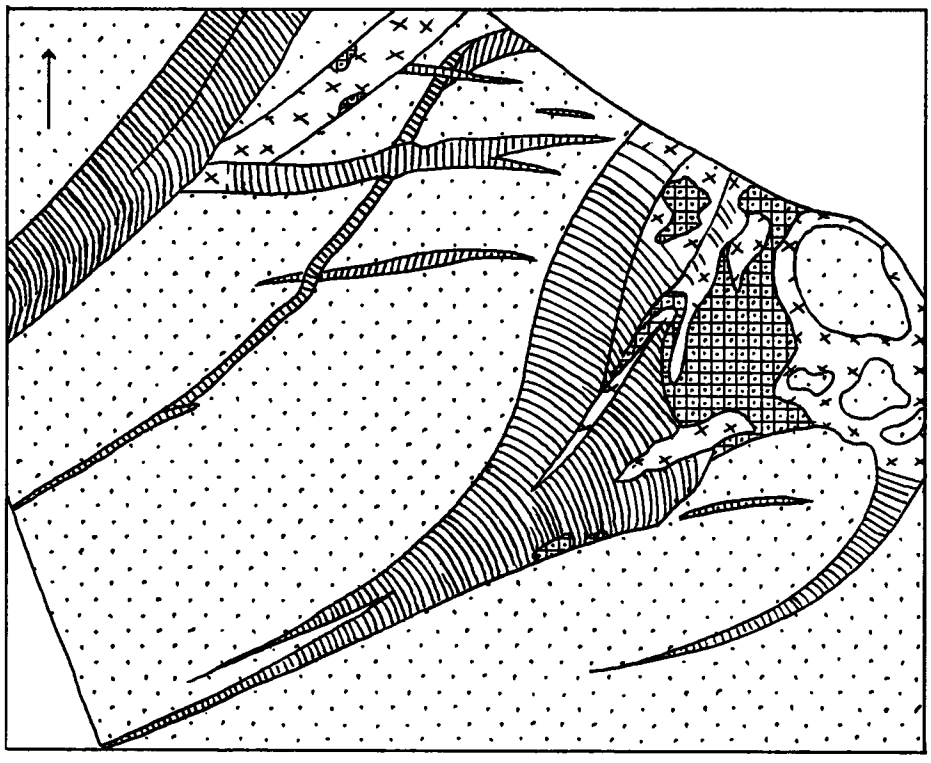


Fig. 10. Vezelige calciet als opvulling van rekspleten in een kalkrijke zandsteen (Midden-Devoon) van Dümmlinghausen (ZW) Sauerland). Het brok steen komt uit een volgens de gelaagdheid lopende verschuivingszone, ontsloten in een grote steengroeve. In de rest van de groeve waren zo goed als geen aders te zien. Afmetingen van het afgebeelde gedeelte: 12 bij 15 cm. Verticale doorsnede. De pijl wijst naar de bovenzijde van de laag, op 1 cm boven het getekende gedeelte. Kruisjes: niet-vezelige calciet; raster: ijzerrijke afzetting.

Bij calciet is echter (in de onderzochte gevallen) weliswaar vaak enige, maar over het algemeen geen sterke voorkeursoriëntatie van de c-assen parallel met de vezels waar te nemen.

Aangroei van aderkwarts

Bij veel aders is het duidelijk dat de kwartskristallen van beide zijden van de spleetopening naar elkaar toe zijn gegroeid: in het midden zijn daar soms nog holten open gebleven waarin de kristallen goed ontwikkelde rhomboëder-vlakken (de veelal driehoekige 'puntvlakjes') vertonen. Ook komt het voor dat kwartskristallen van weerszijden langs elkaar heen zijn gegroeid, maar net niet tot de overkant van de spleet reikten. Vaak ziet men echter alleen 'stengels' die ononderbroken doorlopen van de ene zijde van de spleet naar de andere. In veel gevallen zijn zulke kristallen vermoedelijk niet, of niet alleen aan hun uiteinden aangegroeid, maar zijn ze ten gevolge van voortschrijdende tektonische vervormingen (zie boven) herhaaldelijk dwars doorgebroken en opnieuw aaneengegroeid, waarbij ze elke keer iets langer werden.

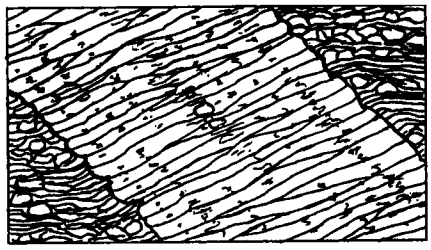


Fig. 11. Kwartsader (dikte 2 mm) in zandige leisteen (Cambrium) van Revin, Franse Ardennen (schematische tekening). In de kwartsstengeltjes, die overwegend goed evenwijdig staan met de c-assen, zijn rijen insluitseltjes aanwezig van dezelfde 'phyllosilikaten' en, lokaal ook kwartszandkorrels, als in de leisteen er naast. De insluitseltjes bewijzen dat er telkens aangroei van de gangkwarts optrad tussen de insluitseltjes en de gangwand in. De kwartsstengels zijn door gesteente-deformatie scheef komen te staan op de algemene gangrichting, waarbij zij langs elkaar verschoven zijn en op de contacten fijn verbrokkeld werden (niet aangegeven). De brokstukjes zijn later weer aan de rest vastgegroeid.

Interessant zijn in dit verband de insluitsels van gangwandmateriaal die in sommige aders worden aangetroffen. Fig. 11 geeft een dwarsdoorsnede door een kwartsgang in een Cambrische zandige leisteen van Revin in de Franse Ardennen. De kristallen bevatten niet alleen de gebruikelijke vloeistof-en gasinsluitsels, maar ook

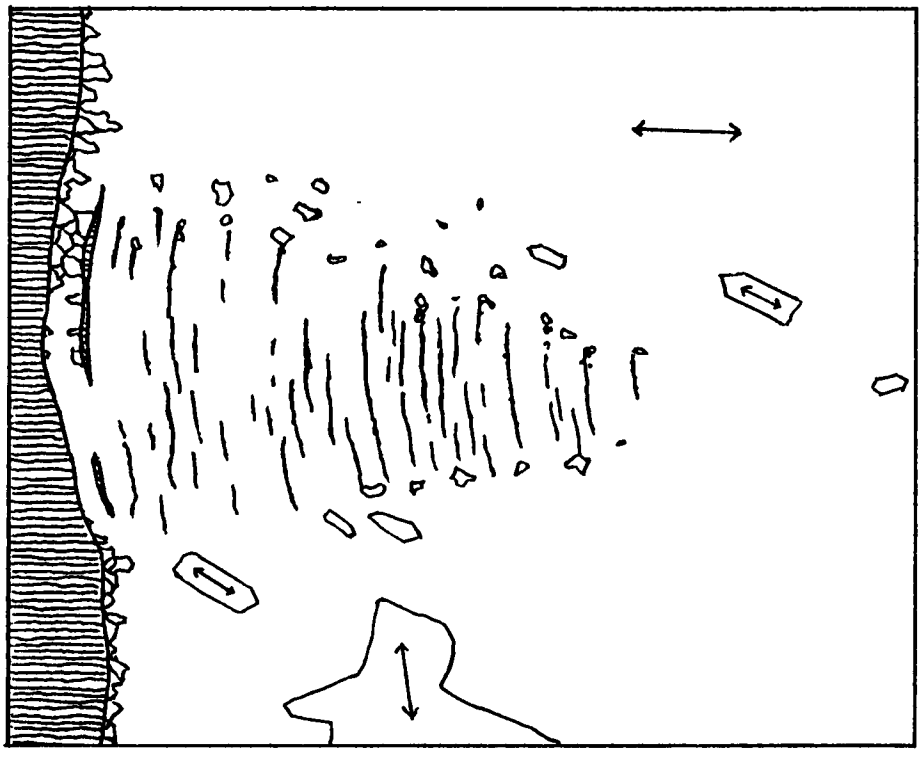


Fig. 12. Deel van een kwartsader in Onder-Carbonische lydiet van Lautental (Harz). Het grootste deel van de tekening wordt ingenomen door het randgedeelte van een enkel kwartskristal, waarin een serie insluitseltjes van spleetwandmateriaal te zien is. Dit wijst op aangroei van de kwarts van de ader uit, de spleetwand in, op een manier als aangegeven in Fig. 13. Afmetingen van het afgebeelde gedeelte: 0,67 bij 0,82 mm.

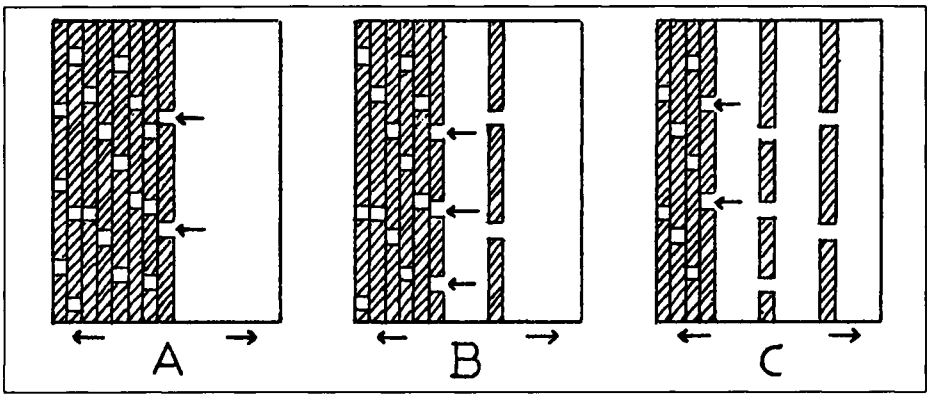


Fig. 13. Schema van de omgroeiing van spleetwandinsluitsels door een aangroeiend gangkwartskristal.

evenwijdig met de spleetwanden lopende 'snoertjes' insluitsels en microschilfers van nevengesteente-materiaal. De snoertjes liggen op onderlinge afstanden van 30 tot 120 μm.

Hele series van dit soort evenwijdige micro-schilfertjes van spleetwand-materiaal zijn te zien in de kwartsaders van een Onder-Carbonische lydiet van Lautental in de Harz (fig.12). Ze zijn plaatselijk zeer regelmatig gespatiëerd, met onderlinge afstanden van 10 tot 15 μm. De series liggen telkens binnen kwartskristallen die met de c-as dwars op de spleetwanden staan.
Beginnende micro-kristalletjes (zie fig. 9) zijn er langs deze schilfertjes weinig of niet. Het is duidelijk, dat de 'gastheer-kristallen' telkens aangroeiden via poriën in het wandmateriaal en vervolgens daarvan losgemaakte schilfertjes geheel omsloten (zie het schema van fig. 13). De aangroei van de kwarts moet hier niet van de spleetwand af, maar van de ader uit de spleetwand gericht zijn geweest. Verder is het niet onwaarschijnlijk dat de groei inderdaad periodiek gebeurde, in samenhang met telkens iets verder gaande rek. Extrapolatie zou geven dat de gehele aangroei van de 3,5 mm brede spleetvulling zich in ca. 300 stadia heeft voltrokken.

Kruising van aders

Doorgaans zijn in geplooide gesteenteformaties niet alleen van elkaar geïsoleerde kwarts- of calcietaders aanwezig, maar zijn er ook ingewikkelde stelsels gevormd vol splitsingen en kruisingen. Op plaatsen waar langs de barsten verschuiving is opgetreden, kan de volgorde van adervorming worden afgeleid door analyse van het bewegingspatroon. Zo is in fig. 14 A de ader a langs het vlak van b verschoven en dus ouder. Ook de configuratie van de kruisingen zelf kan informatie geven, mits de aders loodrecht op het bestudeerde vlak van doorsnede staan (fig. 14 b). In slijpplaaatjes kan de volgorde soms bovendien worden afgeleid uit het al of niet doorlopen van microkristallijne randzones (fig. 14 c, rechts), of uit de kristalopbouw van de aders (fig. 14 c links). Latere rekristallisatie van het materiaal van oudere aders kan het trekken van conclusies overigens wel bemoeilijken.

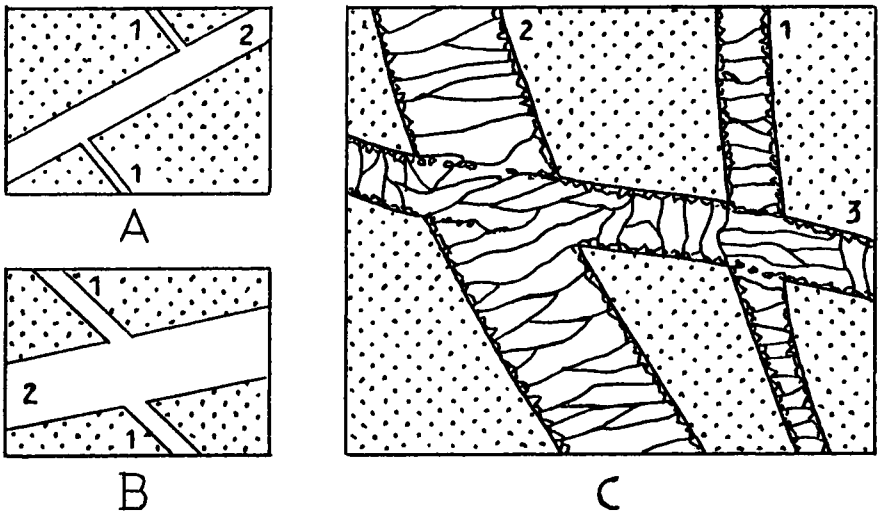


Fig. 14. De relatieve ouderdom van elkaar kruisende kwartsgangen is direct zichtbaar waar na de vorming van de eerste barst een verschuiving is opgetreden en de tweede gang het vlak van de verschuiving volgde (A). Soms kan- waar beide gangen loodrecht zijn doorgesneden- de configuratie van de kruising uitsluitsel geven (B). In slijpplaatjes kan de volgorde van adervorming soms afgeleid worden uit het al of niet onderbreken van de microkristallijne randzones, of uit de bouw van de kristalaggregaten (C).

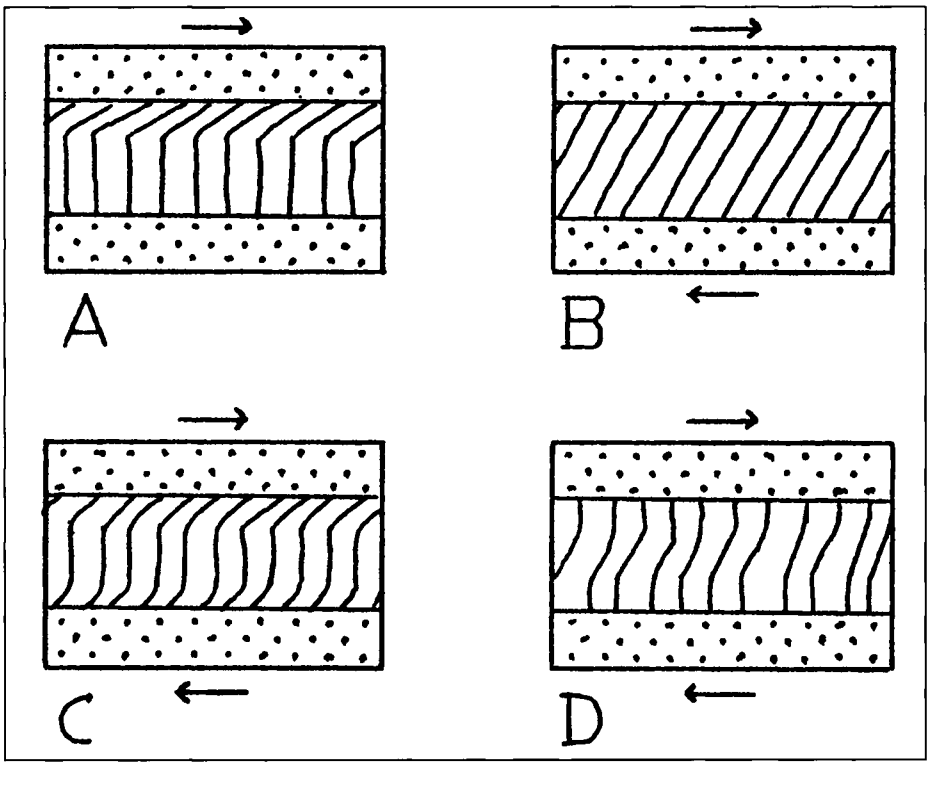


Fig. 15. Schema van vervorming en rekristallisatie, resp. verdere aangroei van stengelkwarts bij verschuivingen ten opzichte van de spleetvulling. De pijlen geven de verplaatsingsrichting aan van het gesteente ten opzichte van de spleetvulling.

Vervorming van aders

In sommige aders staan de (al of niet volgens de c-as) langwerpige of vezelige kristallen niet mooi loodrecht op de spleetwanden, maar scheef daarop. Een voorbeeld is al gegeven in fig. 11. In andere gevallen zijn de stengels of vezels verbogen, zoals in fig. 15 A-D. De ombuiging kan tot één kant van de ader beperkt zijn; vaak ziet men ook bilaterale ombuigingen. De scheve stand is meestal terug te voeren op verschuivingen van het gesteente ten opzichte van de spleetvulling (zie de pijlen). Vermoedelijk worden bij zulke verschuivingen de oorspronkelijke 'stengels' grotendeels van elkaar losgebroken, om vervolgens opnieuw aan elkaar vast te groeien. In de voorbeelden van fig. 15 C en D heeft na de verschuiving nog weer verbreding van de ader plaatsgevonden en zijn de kristallen doorgegroeid in meer dwars op de wanden staande richtingen.

Ptygmatisch geplooide kwartsaders

Vervorming van aders kan ook optreden door samenpersing van het gesteente in richtingen evenwijdig met het vlak van de ader. Dit gebeurt soms in leisteenformaties. Bij leisteenvorming krijgt het gesteente, meestal door omkristallisatie, een secundaire gelaagdheid, loodrecht op de richting van maximale druk en onafhankelijk van de oorspronkelijke afzettingsgelaagdheid, zie fig. 16.
In geplooide sedimentpaketten loopt deze nieuwe 'drukgelaagdheid' vaak

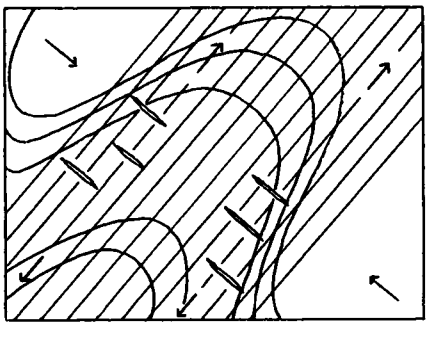


Fig. 16. Schema van het ontstaan van drukgelaagdheid, min of meer evenwijdig met het assenvlak van een geplooid leisteenpakket. Door de rek (in een richting loodrecht op de richting van maximale druk en loodrecht op de plooiassen) kunnen barsten ontstaan, die na vulling met kwarts door verdere samenpersing kunnen worden geplooid ('ptygmatische' plooiing).

ongeveer evenwijdig met het assenvlak van de plooien. Het ontstaan van de drukgelaagdheid gaat samen met samenpersing loodrecht er op en uitrekking in een richting evenwijdig er

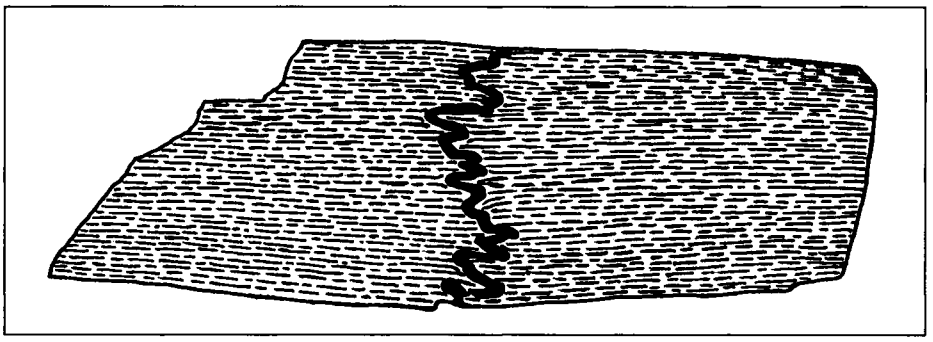


Fig. 17. Ptygmatisch geplooide kwartsader (hier zwart aangegeven) in Devonische leisteen van Porthleven in Cornwall. Dikte van het afgebeelde stuk 3,5 cm.

mee, zie de pijlen in fig. 16. Onder bepaalde omstandigheden, zoals in het Devoon bij Porthleven in Cornwall, ontstaan bij de uitrekking rekscheurtjes die met kwarts kunnen worden opgevuld. Wanneer daarna de samenpersing verder doorgaat kunnen deze adertjes sterk worden geplooid. Dit type plooiing, oorspronkelijk alleen bekend van graniet-, apliet- en pegmatietgangen in gneizen enz., wordt ptygmatisch genoemd. Na recht maken van de plooien in het voorbeeld van fig. 17 van Porthleven resulteert een 'lengte' van 10,3 cm; de dikte van de leisteen vlak ernaast is 3,6 cm. Die is dus in deze richting tot ca. 1/3 van de vroegere dikte samengedrukt.

Dergelijke ptygmatisch geplooide kwartsadertjes zijn aanwezig in een (kleiige) radiolariet uit de Malm van Sampolo op Corsica. Dat ook dit gesteente sterke samenpersing heeft ondergaan, blijkt niet alleen uit de aderplooiing, maar ook uit de vorm van de radiolariënskeletjes. Oorsponkelijk waren die bolvormig; nu zijn het lenzen, waarvan de dikte 2 tot 2,5 maal kleiner is dan de breedte. De oorspronkelijke oppervlaktestructuur van de skeletjes is bewaard gebleven: de samenpersing was dus voornamelijk het resultaat van wegvoer van opgeloste SiO_2 uit het inwendige van de skeletjes. Deze bestonden bij het bezinken op de zeebodem uit opaal, maar moeten later in chalcedoon veranderd zijn. De chalcedoon is bij de vervorming echter weer omgekristalliseerd tot micro-kristallijne kwartsaggregaten.

Verkiezelde barietgangen

Spleetvullingen van niet-lokale herkomst

Behalve de tot nu toe besproken, lokaal gevoede aders en gangen, die overwegend tot afzonderlijk lagen beperkt zijn, zijn er natuurlijk de talloze grotere en dikkere gangen, die hele laagseries, vaak zelfs hele formaties doorsnijden en waarvan het materiaal, althans voor het grootste gedeelte, van verder afkomstig is, veelal uit grotere diepten[2]. In het vorige artikel (Van Straaten, 1991) zijn daarvan al enkele genoemd. Veel van zulke gangen zijn het resultaat van grote verschuivingen, die tot verbrokkeling van de gesteenten hebben geleid (breuk-breccies) en daardoor transportbanen schiepen voor uit de diepte opstijgende oplossingen, waaruit, bijv. door afkoeling, allerlei mineralen, vaak ook ertsen, zijn neergeslagen. Een complicatie die nogal eens optreedt bij de genese van gangafzettingen is dat eerder uitgescheiden mineralen worden vervangen door andere. Dit is o.a. vaak gebeurd bij barietgangen, die secundair vervangen zijn door kwarts. Bariet ($BaSO_4$) is een vrij algemeen verbreid gangmineraal. Speciale Ba-mineralen in stollingsgesteenten zijn uiterst zeldzaam, maar als vervanger van kalium, waarmee het in ionenstraal-grootte maar weinig verschilt, is barium kwantitatief niet onbelangrijk. Het rijkst aan Ba zijn kaliveldspaatrijke gesteenten zoals syenieten en trachieten. Zo bevatten de grote sanidien-kristallen in de Drachenfels-latiet (vroeger: -trachiet) tot 0,4 gewichtprocent Ba. In sedimenten is Ba -in geadsorbeerde vorm- het rijkelijkst in kleien en kleischalies (tot 0,6 gew.%, zie Rankama en Sahama, 1950). Vooral uit deze beide oorsprongsmaterialen (kaliveldspaatrijke gesteenten en kleiige sedimenten) kan Ba dus zijn opgelost, bijv. als $BaCl_2$ en in gangen, bij ontmoeting met SO_4-ionen, zijn neergeslagen als $BaSO_4$.

Barietgangen zijn o.a. te vinden in de Ardennen, de Eifel, het Roergebied,het Sauerland, de Harz, de Spessart, het Zwarte Woud, en vooral in het Odenwald. Verscheidene van deze gangen doorsnijden niet alleen Paleozoïsche formaties, maar ook daarop liggende Permische en Triassische sedimenten. Volgens Schneiderhöhn (1949) zijn de meeste gangen weliswaar vóór het Perm gevormd, maar zijn de breuken daarna gereactiveerd

waarbij een deel, van de bariet zich verplaatste naar de aldus gevormde, er boven liggende verlengstukken. De verbreiding van barietgangen in de Eifel wijst daar echter op een direct verband met het Tertiaire vulkanisme (Weisser, 1965 en Meyer, 1988). Merkwaardig is dat veel barietgangen naar beneden toe overgaan in kwartsgangen. Ook zijn talrijke barietgangen naderhand verkiezeld, 'door opstijging van het verkiezelingsfront'. In het Odenwald zijn zulke verkiezelde barietgangen vooral bekend van Reichenbach. In de Taunus zijn zelfs alle (meer dan 40) aan de oppervlakte komende barietgangen verkiezeld (Schneiderhöhn, 1949).

Terwijl bij de meeste verkiezelingen (van calciet, dolomiet, anhydriet e.a.) nog wel kleine restantjes van het oorsprongsmineraal in de nieuw gevormde kristallen bewaard zijn gebleven, is dit bij de verkiezelde bariet als regel niet het geval. De structuur van de kristalaggregaten is echter wel nauwkeurig bewaard, door verschillen in grootte, richting en helderheid van de kwartskristallen. In de slijpplaatjes van materiaal van Reichenbach zijn naar de positie van de kwarts ten opzichte van de oorspronkelijke barietkristallen 3 categorieën te onderscheiden: 1. de kwarts die deze dun-platige, 'lamellaire' kristallen zelf heeft vervangen, 2. de kristallen die zich als korsten aan een of beide zijden op de lamellen heeft afgezet en 3. de kwarts die de tussen de aldus begroeide lamellen overgebleven ruimten heeft opgevuld. Terwijl de 1e en 3e categorie gekenmerkt zijn door grote helderheid is de incrustatiekwarts meestal rijk aan zeer kleine, onder de mikroscoop niet determineerbare insluitseltjes. Plaatselijk zijn deze laatste zonair gerangschikt volgens de rhomboëdervlakken van de kwarts (fig 18). Het lijkt niet onmogelijk dat de 3 categoriëen in het algemeen in de volgorde 1-2-3 zijn afgescheiden. Wel zijn de kristallen van de incrustatiekwarts veelal secundair aangegroeid in het inwendige van de oorspronkelijke barietlamellen. Ook andere complicaties traden op (zie ook Baier und Venzlaff, 1961).

Losse steentjes die sterk overeenkomen met deze verkiezelde bariet worden in het Nederlandse grind gevonden, vooral in de Pliocene en Oud-Kwartaire grindafzettingen van Zuid-Limburg. Door Van Straaten (1946) zijn ze beschreven als 'lamellaire kwarts'. Overigens is volgens de slijplaatjes van de Zuid-Limburgse stenen daarin chalcedoon aanwezig, hetgeen in de stenen van Reichenbach ontbreekt. Voorlopig is nog niet bekend waar de Zuid-Limburgse verkiezelde barieten precies vandaan zijn gekomen. Hun verbreiding in vooral de oudere Maasafzettingen kan er op wijzen dat de meeste al zeer lang geleden uit het moedergesteente zijn geërodeerd. De herkomstformaties kunnen dus intussen door voortgeschreden erosie al lang geheel zijn verdwenen.

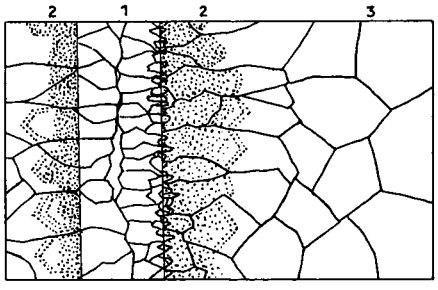


Fig. 18. Schematische tekening van verkiezelde bariet van Reichenbach, Odenwald. Afmetingen van het afgebeelde gedeelte: 1,6 bij 2,7 mm. Voor verdere toelichting zie tekst.

Noten

1) Een grootte-grens tussen de twee is nooit vastgelegd. In dit stukje wordt de term gangen ook wel gebruikt voor kleinschalige spleetopvullingen.

2) Uitzonderlijk grote kwartsgangen zijn er in het Beierse Woud, in de 'Pfahl', een 140 km lange, in de lengte van het gebergte lopende verschuivingszone. De gangen, die iets scheef staan ten opzichte van de verschuivingszone, hebben lengten van vele tientallen tot honderden meters en dikten tot meer dan 60 m. Uit boringen blijkt, dat deze zich in elk geval tot meer dan 300 m diepte voortzetten. Voor meer gegevens, zie o.a. Bültemann & Hofman, 1986.

Summary

After an introduction about the origin of the petrology collections at the former Geology Department of the University at Groningen, some information is given on the formation of vein quartz in the Rhenish Schiefergebirge and other areas of Hercynian orogeny. The paper ends with some remarks on the formation of baryte veins, their silicification, and the occurrence of pebbles of silicified baryte in Dutch river gravels.

Adres van de auteur:

Westerse Drift 64
9752 LJ Haren

Literatuur

Baier, E. und Venzlaff, V., 1961. Ueber die Verquarzung von Barytgängen. Notizbl. hess. Landes-Amt f. Bodenf. 89, 365-376.

Breddin, H. und Hellermann, E., 1961. Petrogene Mineralgänge im Paläozoïkum der Nordeifel und ihre Beziehungen zur inneren Deformation der Gesteine. Geol. Mitt. (Aachen), 2, 197-226.

Bültemann, H.W. und Hofmann, R., 1986. Die Mineralisation des mittleren Bayerischen Pfahls. Geol. Jahrb. D 83, 3-48.

Fettel, M., 1973. Die verkieselten Barytgänge bei Reichenbach/Odenwald. Aufschlusz, 24, 400-410.

Grabert, H., 1980. Ober-Bergisches Land. Sammlung Geol. Führer 68. Berlin, Borntträger, 178 pp.

Guilbert, J.M. and Park Jr., Ch. F., 1985. The geology of ore deposits. New York, Freeman, 985 pp.

Meyer, W., 1988. Geologie der Eifel. 2te Aufl. Stuttgart, Schweizerbart. 615 pp.

Meyer, W. und Stets, J., 1980. Zur Paläogeographie von Unter-und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. deut. geol. Ges. 131, pp 725-751.

Meyer, W., Schulz-Ellermann, H.J., Thon, B. und Wolf, M., 1986. Illit-Kristallinität und Inkohlung in der Süd-Eifel (Nordflügel der Moselmulde). Zeitschr. deut. geol. Ges. 137, pp. 345-354.

Petraschek, W.E., 1961. Lagerstättenlehre. 2th Aufl. Wien, Springer, 374 pp.

Preston, J., 1958. Quartz lamellae in some Finnish quartzites. Bull. Comm. Géol. Finl. 180, 65-78.

Rankama, K. and Sahama, Th. G., 1950. Geochemistry. Chicago Univ. Press. 912 pp.

Richter, D., 1977. Ruhrgebiet und Bergisches Land. Sammlung Geol. Führer 55. Berlin, Borntträger, 186 pp.

Rykart, R., 1989. Quarz-Monographie. Thun, Ott. 413 pp.

Scheiderhöhn, H., 1949. Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. N. Jb. f. Min. usw. Monatsh. A. 191-202.

Straaten, L.M.J.U. van, 1946. Grindonderzoek in Zuid-Limburg. Meded. Geol. Sticht. Serie C-6-2. 146 pp.

- (1991). De geologische collecties der Rijksuniversiteit te Groningen. Grondb. & Hamer, pp. 41-49.

Tuttle, O.F., 1949. Structural petrology of planes of liquid inclusions. Journ. Geol. 57, 331-336.

Voll,. G., 1983. Crustal xenoliths and their evidence for crustal structure underneath the Eifel volcanic district. pp. 336-342 in Fuchs, K. et al., eds., Plateau uplift. The Rhenish shield - A case history. Berlin, Springer, 411 pp.

Weisser, D., 1965, Tektonik und Barytgänge in der S.E. Eifel. Zeitschr. deut. geol. Ges. 115, 33-68.