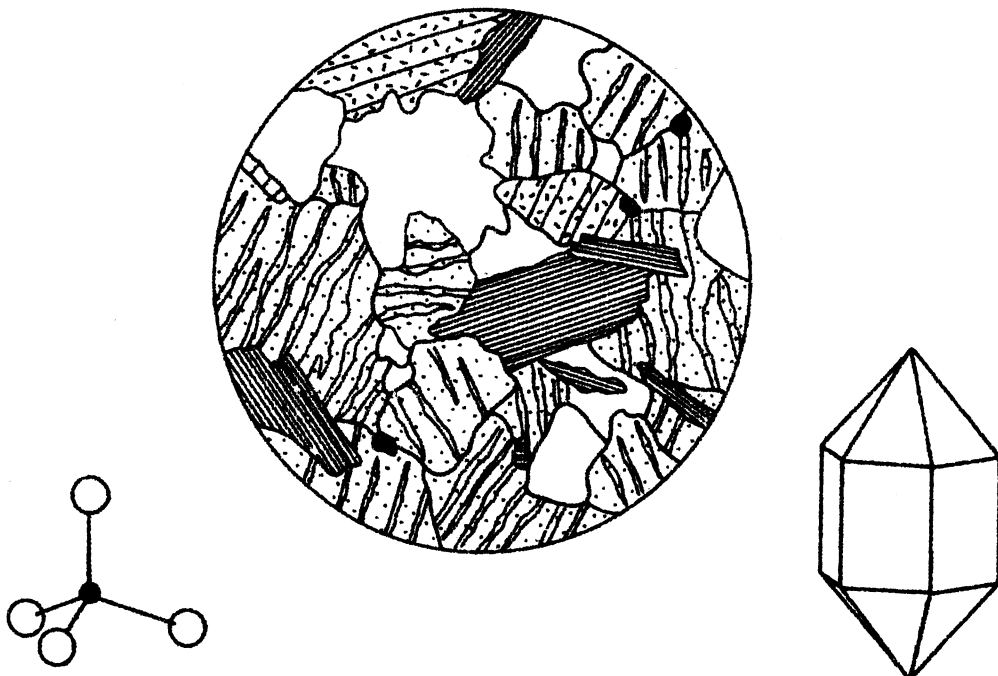


MINERALOGI og PETROGRAFI

Del av kurset G1
ved
Norges Landbrukshøgskole
av
Johan Petter Nystuen



F o r o r d

Innholdet av foreliggende kompendium omfatter stoff som er forelest ved innføringskurset i geologi, G1, ved Norges Landbrukshøgskole. En del stoff er også tatt med utover den pensumrammen som er gitt gjennom forelesninger og øvelsestimer. Kapitler med slike utfyllende emner er markert med parentes om kapitteloverskriften. Mineraler som ikke blir gjennomgått i kurstimene er også satt i parentes.

Ved utarbeidelsen av kompendiet har jeg benyttet stoff fra bl.a. T.F.W.Barth: Theoretical petrology, Wiley 1962, W.S.Fyfe: Geochemistry of solids, McGraw-Hill 1964, W.T.Huang: Petrology, McGraw-Hill 1962, B.Mason: Mineralogy, Freeman 1959, H.Williams, F.J.Turner og C.M.Gilbert: Petrography, Freeman 1954, F.J.Pettijohn: Sedimentary rocks, Harper 1949, 1957, A.L.Streckeisen: Classification and nomenclature of igneous rocks, N.Jb.Miner. Abh.107, 2, s.144-240, 1967, T.L.Sverdrup: Oversikt over den norske mineral- og stenindustri i perioden 1950-1966, NGU's småskrifter nr.8, 1967.

Jeg takker Marie-Louise Falch for maskinskrivning av kompendiet og Hilka Falkseth for tegning av illustrasjoner.

Norges Landbrukshøgskole
ÅS - NLH, mars 1972

Johan Petter Nystuen.

I N N H O L D

	Side
<u>MINERALOGI</u>	1
Innledning	1
Mineralenes kjemi	2
Kjemiske bindingstyper hos mineralene	2
Komponenter og faser	7
Krystallografi	8
Mineralenes fysiske egenskaper. Mineralbestemmelse.	12
Mineralenes dannelsesmiljøer	14
<u>Mineralbeskrivelse</u>	15
Klassifikasjon av mineralene	15
<u>Silikater</u>	15
Struktur og klassifikasjon	15
<u>Nettverksilikater</u>	19
<u>Silikagruppen</u>	19
Kvarts	20
Feltspatgruppen	22
Sanidin, orthoklas	25
Mikroclin	26
Plagioklasfeltspat	27
Feltspatoidgruppen	29
Nefelin	29
Andre nettverksilikater	30
Skapolit	30
Zeolit-gruppen	30
<u>Sjiktgittersilikater</u>	31
<u>Glimmergruppen</u>	36
Muskovit	36
Biotit	37
Klorit	37
Talk	38
Serpentin	39
<u>Kjedesilikater</u>	39
Pyroksengruppen	42
Enstatit, Hypersthen	43
Diopsid, hedenbergit, augit	43
Egerin	44
Amfibolgruppen	45
Antofyllit	46
Tremolit-Aktinolit	46
Hornblende	46
Alkalamfiboler	47
<u>Ringsilikater</u>	48
Beryll	48
Turmalin	49
Cordierit	49
<u>Dobbeltsilikater</u>	50
Epidotgruppen	50
Epidot	50
<u>Enkeltsilikater</u>	51
Olivin	51
Granatgruppen	52
Aluminiumsilikatgruppen	54
Disthen (kyanit)	54
Staurolit	55

	Side
Andalusit	56
Sillimanit	56
Topas	56
Zirkon	57
Titanit	57
<u>Karbonater</u> (nitrater og borater)	57
Kalkspat	58
Dolomit	60
Magnesit	61
<u>Haløgenider</u>	62
Stensalt	62
Flusspat	63
<u>Fosfater</u>	64
Apatit	64
<u>Sulfater</u>	65
Anhydrit	65
Gips	66
Baryt (tungspat)	66
<u>Sulfider</u>	66
Svovelkis	67
Magnetkis	68
Kobberkis	68
Blyglans	69
Sinkblende	70
Molybdenglans	71
Koboltglans	72
<u>Oksyder</u>	72
Magnetit	72
Hematit	73
Ilmenit	74
Kromit	74
Korund	74
Rutil	74
<u>Elementer</u>	75
Gull	75
Sølv	75
Kobber	75
Diamant og grafitt	75
Svovel	76
<u>PETROGRAFI</u>	76
<u>Innledning</u>	76
<u>Eruptive bergarter</u>	77
Magma og dets krystallisasjon	77
Klassifikasjon av eruptive bergarter	79
Eruptive bergarters tekstur	81
<u>De vanligste eruptivbergarter og deres opptreden</u> . . .	84
Ultrabasiske bergarter, olivinsten, m.fl.	84
Gabbrobergarter og basalt	86
Diorit og andesit	87
Kvartsdiorit	87
Granodiorit	88
Monzonit og latit	88
Syenit og trachyt	88
Nefelinsyenit	89
Granit og rhyolit	89
<u>Sedimentære bergarter</u>	90
Dannelsesmåte	90

	Side
Klassifikasjon av sedimentære bergarter	92
Diagenese	94
Sedimentære bergarters struktur og tekstur	96
<u>De vanligste sedimentære bergarter og deres opptreden</u>	96
Grovkornige sedimentære bergarter	96
Konglomerater	96
Sandstener	98
Finkornige sedimentære bergarter	100
Siltsten og siltskifer	100
Leirsten, leirskifer, slamsten	101
Mergelsten	101
Kalksten	101
Dolomit- og magnesitsten	102
Andre sedimentære bergarter	103
<u>Metamorfe bergarter</u>	103
Metamorfose	103
Metamorfosegrad og metamorfe facies	105
Metamorfe mineraler	105
Klassifikasjon av metamorfe bergarter	106
Struktur og tekstur av metamorfe bergarter	108
De vanligste metamorfe bergarter og deres opptreden	109
<u>Mekanisk metamorfe bergarter</u>	109
Knusningsbreksje	109
Mylonit	109
Fyllonit	109
Kontaktmetamorfe bergarter	111
Hornfels	111
Kvartsit	111
Marmor og dolomitmarmor	112
<u>Regionalmetamorfe bergarter</u>	112
Lavmetamorfe bergarter	113
Svakt omdannet skifer ("slate")	113
Fyllit	113
Glimmerskifer og kloritskifer	114
Grønnsten og grønnskifer	114
Serpentinsten og klebersten	115
Glaukofanskifer	115
Høymetamorfe bergarter	116
Høymetamorfe skifre ("Schist")	116
Amfibolit	116
Gneiss	116
Øyegneiss	117
Granulitter	117
Charnockitter	118
Eklogit	118
Migmatitter, granittisering	118
Bergartenes utvikling i tid og rom	119
Det geokjemiske kretsløp og menneskets plass i dette	125

MINERALOGI

Innledning.

Et mineral kan defineres som et naturlig forekommende fast stoff av uorganisk opprinnelse med en bestemt kjemisk sammensetning, eller sammensetning som varierer innen visse bestemte grenser, og med en ordnet krystallstruktur.

Mineralene opptrer i aggregater i form av bergarter, og på selve jordoverflaten er mineralene hovedbestanddelen i de løse jordmassene. Mineralenes kjemiske sammensetning, fysiske egenskaper og geologiske forekomstmåte er avgjørende faktorer for hvilken betydning mineralene har som ressurser for utvinning av metaller og andre råstoffer for industriell produksjon. Mineralene bestemmer egenskapene for de bergarter de danner, og dermed om disse kan nyttes til praktiske formål. Økonomisk nyttbare mineraler og bergarter deles i erts og mineralske råstoffer. En erts er et mineral som inneholder et eller flere elementer med spesifikk vekt større enn 5. De mineralske råstoffer er mineraler og bergarter med elementer som har spesifikk vekt mindre enn 5. Malm er en forekomst av erts som er teknisk og økonomisk drivverdig. Malmer og mineralske råstoffer er ikke-fornybare ressurser (sett med menneskelig tidsmål).

Den mekaniske og mineralogiske sammensetningen av de løse jordmassene er avgjørende faktorer for deres forskjellige tekniske egenskaper og dermed for deres bruksmåter.

Mineralinnholdet i jordartene er den primære næringskilden for plantene. Mineralenes kjemiske sammensetning, deres evne til å forvitte og avgi næringsemner, deres evne til å binde tilførte næringsstoffer og videre frigi dem for plantenes næringsopptak, er fundamentale faktorer i vurderingen av en jordarts kvalitet i sammenheng med planteproduksjon. Disse forhold ved mineralene vil bli belyst i faget jordbunns lære.

Mineralenes egenskaper er bestemt av sammensetning, type av kjemisk binding og krystallstruktur. En del av de grunnleggende prinsippene for mineralenes oppbygning vil bli behandlet i det følgende.

Mineralenes kjemi

Kjemiske bindingstyper hos mineralene.

Mineralene består av atomer eller ioner som er bundet sammen i en ordnet struktur, et såkalt krystallgitter. I krystallgitteret kan atomer eller ionene opptre som individuelle enheter, slik som Na^+ og Cl^- i stensalt, NaCl , eller de kan inngå i sammensatte atomgrupper som selv er egne enheter i strukturen. Eksempler på slike atomgrupper er karbonationet $(\text{CO}_3)^{2-}$ og sulfationet $(\text{SO}_4)^{2-}$. De kjemiske bindingstyper som eksisterer mellom atomene og atomgruppene, er bestemt av atomenes elektronkonfigurasjon slik den avspeiles i elementenes plassering i det periodiske system. Elementenes atomstrukturer avgjør hvilken forbindelse elementene kan inngå i, og dermed hvilke mineraler som kan dannes.


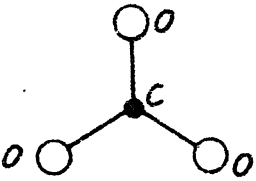
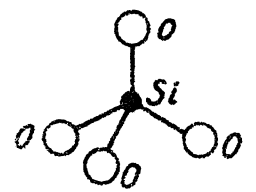
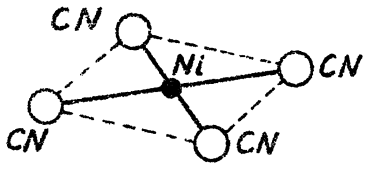
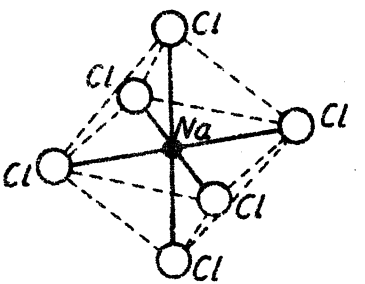
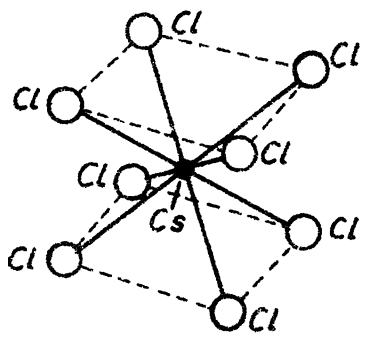
A. Ionebinding oppstår ved at positivt og negativt ladete atomer, henholdsvis kationer og anioner, holdes sammen av elektrostatiske krefter. Bindingen dominerer mellom elementer som lettest oppnår stabil edel-gasskonfigurasjon ved å avgi sine valenselektroner (elektropositive), og elementer som oppnår en slik stabil atomstruktur enklest ved å ta opp elektroner (elektronegative). Ionebindinger er derfor karakteristiske i forbindelser mellom de typiske metallene og halogenene slik som i NaCl og andre salter. Ionebindinger er allikevel tilstede i de aller fleste mineralene, unntatt er enkelte sulfider og mineraler av de naturlig forekommende elementene.

I en ionestruktur vil ioner med ulik ladningsfortegn tiltrekke hverandre, mens ioner med lik ladningsfortegn vil frastøte hverandre. Ionene bindes sammen i det romlige mønstret som gir den mest stabile krystallstrukturen. De måter ionene kan bindes sammen på, er avhengig av deres relative ionestørrelse og ladning. Det antall anioner et kation kan knytte til seg, koordinasjonstallet, er derfor betinget av forholdet mellom radiene hos kation og anion, R_k/R_a , og av kravet om elektrisk nøytralitet utad for mineralet. Koordinasjonstallet øker når R_k/R_a stiger, se tabell 2. Ioneradier av de aller vanligste elementer er vist i tabell 1. Det må her understrekes at ionene i disse strukturer må tenkes som kuler som ligger inntil hverandre så tett som mulig!

Tabell 1. Ioneradier i \AA ngström, for en del av de vanligste elementer. $1\text{\AA} = 1 \cdot 10^{-8}$ cm.

Li ¹⁺ 0,60	B ³⁺ 0,20	Cr ³⁺ 0,69	Fe ²⁺ 0,76	Hg ²⁺ 1,10
Na ¹⁺ 0,95	Al ³⁺ 0,50	Cr ⁶⁺ 0,52	Fe ³⁺ 0,64	
K ¹⁺ 1,33	Si ⁴⁺ 0,41	Cr ⁴⁺ 0,52	Co ²⁺ 0,74	
Be ²⁺ 0,31	Ti ⁴⁺ 0,41	Mo ⁶⁺ 0,67	Co ²⁺ 0,74	O ²⁻ 1,40
Mg ²⁺ 0,65	Ti ³⁺ 0,68	Mo ²⁺ 0,62	Ni ¹⁺ 0,72	S ²⁻ 1,84
Ca ²⁺ 0,99	Ti ²⁺ 0,76	Mn ³⁺ 0,80	Cu ¹⁺ 0,96	F ¹⁻ 1,36
Ba ²⁺ 1,35	Ti ²⁺ 0,90	Mn ⁴⁺ 0,66	Ag ¹⁺ 1,26	Cl ¹⁻ 1,81
	Cr ²⁺ 0,84	Mn ⁴⁺ 0,54	Zn ²⁺ 0,74	

Tabell 2. Sammenheng mellom radiusforhold og koordinasjonstall.
 R_k = radius av kation, R_a = radius av anion.

R_k / R_a	Koord. tall	Strukturtype	Eksempel
0 - 0,155	2	Lineær 	$(\text{HF}_2)^-$
0,155 - 0,225	3	Trigonal plan 	CO_3^{2-}
0,225 - 0,414	4	Tetrahedrisk 	SiO_2
0,414 - 0,732	4	Firkantet plan 	$\text{Ni}(\text{CN})_4^{2-}$
0,414 - 0,732	6	Oktahedrisk 	NaCl
0,732 - 1,0	8	Firkantet dobbelt pyramide 	CsCl

Ionebindingen er årsak til flere fundamentale egenskaper hos mineralene:

- 1) Bindingenes energi (styrke) stiger med økende ionepotensial, z/R_k , hvor z er kationets ladning, R_k dets ioneradius. Dette forklarer forskjellig løsningssevne, smeltepunkt og hardhet hos mineraler hvor ionebindinger er overveiende.
- 2) Kationer med like, eller nesten like ioneradier, og med samme, eller nær samme ladning, vil kunne erstatte hverandre (substituere) i en og samme gitterposisjon. Dette forklarer den store variasjon i kjemisk sammensetning innenfor mange mineralgrupper. Graden av substitusjon kan være avhengig av temperatur og trykk. (Se alkalifeltspatene s. 5).
- 3) Mineraler med ulik kjemisk sammensetning, men med analoge formeler, og med kationer og anioner av tilnærmet samme relative størrelse, vil ofte ha meget nær beslektede krystallstrukturer. Slike mineraler sies å være isomorfe. Eksempler på isomorfe mineraler er medlemmene av granatgruppen (s.34).
- 4) I en og samme forbindelse kan forholdstallet mellom kation- og anionradiene ligge nær den kritiske grenseverdien for to strukturtyper, se tabell 2. Fysiske faktorer som trykk og temperatur, vil kunne avgjøre hvilken struktur som vil være mest stabil i et bestemt geologisk miljø. Høyt trykk favoriserer strukturer med stor tetthet, dvs. høyt koordinasjonstall, mens høy temperatur har den motsatte effekt. En og samme forbindelse kan derfor danne to eller flere mineraler, alt avhengig av trykk- og temperaturforholdene. Dette kalles polymorfi. Polymorfe mineraler er f.eks. kvarts, kristobalit, tridymit og koesit, alle med sammensetningen SiO_2 (s. 19).

B. Kovalente bindinger dannes når to eller flere atomer oppnår den stabile edelgasskonfigurasjonen ved å utveksle sine ytre elektroner (valenselektroner) i felles elektronbaner (orbitaler). Kovalente bindinger er karakteristiske for organiske forbindelser, men er mindre vanlig som dominerende binding hos mineralene. Hos karbon kan de fire valenselektronene danne elektronbaner som kan innta flere forskjellige romlige orienteringer. Dette illustreres av de to polymorfe mineralene diamant og grafit, fig. 1.

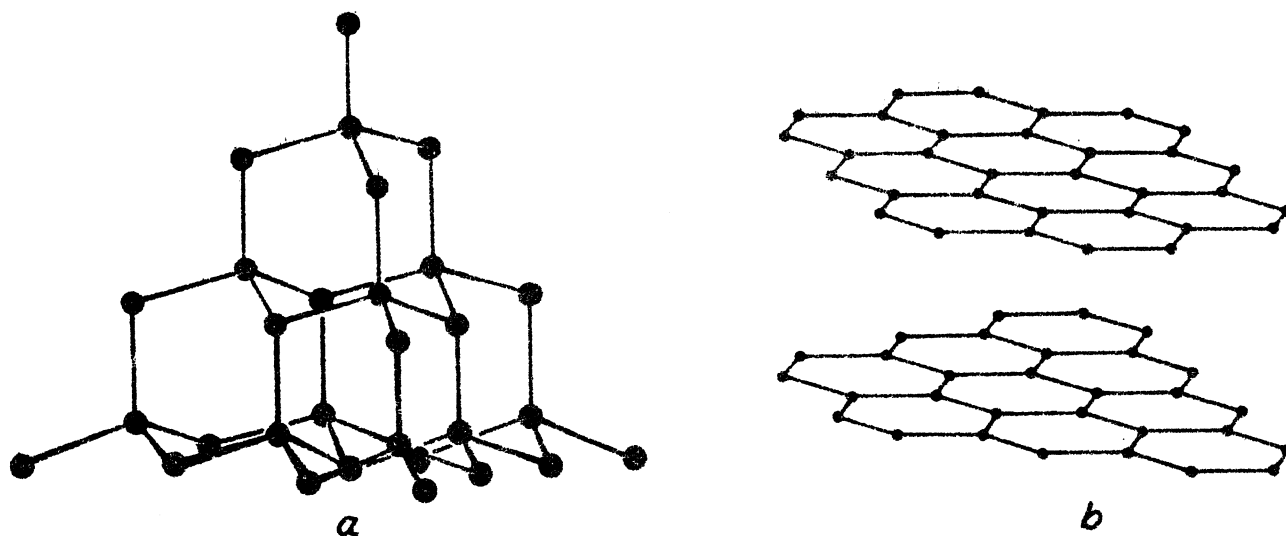


Fig. 1 a. Diamantstrukturen. b. Grafittstrukturen.

Hos diamant beveger C-atomenes valenselektroner seg i fire elektronbaner som er orientert med innbyrdes maksimal avstand. Hvert C-atom deler et elektron med naboatomet. Strukturen blir et tredimensjonalt nettverk av C_4 -tetrahedre, og gigantmolekylet danner en forbindelse hvor alle bindinger er likverdige og meget sterke. Dette forklarer diamantens særlig høge hardhet (s.13). Og fordi alle elektroner inntar stabile baner vil de vanskelig kunne tilføres ekstra energi, som f.eks. ved bestråling. Diamant reflekterer derfor alt lys og får av den grunn en klar strålende glans. Hos grafitt er tre av elektronbanene orientert i et plan og med en innbyrdes vinkel på 120° . Den fjerde elektronbanen står vinkelrett og sentralt på dette planet. I grafitten opptrer plane sjiktigheter med indre sterke kovalente bindinger. Slike sjikt er stablet på hverandre og bundet sammen av de interfererende elektronbanene til det fjerde elektronet fra hvert C-atom. Overlappingen av disse elektronbanene er liten, og følgelig blir bindingen mellom sjiktene svake. Grafitt spalter derfor meget lett mellom sjiktene og er et meget bløtt mineral. De elektroner som binder sjiktene sammen er lett bevegelige og kan tilføres ekstra energi. Grafitt absorberer derfor nesten alt lys og blir gråsort og ugjennomsiktig.

Blandet ione- og kovalent binding er mer vanlig enn de rene bindinger hver for seg. En slik blandet binding illustreres av

forbindelsen mellom silisium og oksygen i silikatmineralene. I disse mineralene danner et silisiumatom sammen med fire oksygenatomer en elementærenhet av samme struktur som C_4 -tetrahedrene i diamant. Størrelsesforholdet mellom radiene hos silisium og oksygen betinger at fire oksygenatomer opptrer i tetrahederposisjoner omkring hvert silisiumatom, se fig. 2. Mellom silisium og oksygen virker både ione- og kovalente bindinger. Hver av de to bindingstypene utgjør omtrent halvparten av den totale bindingsenergi. Al^{3+} kan substituere for Si^{4+} , men graden av ionebinding øker da til 63 %.

Årsaken til dette er at aluminiumatomet er mindre elektropositivt (mer elektro negativt) enn silisiumatomet, avgir lettere sine valenselektroner til oksygenatomene og øker dermed graden av ione karakter i bindingen.

Den relative andel av de to bindingstypene er avgjørende for karakteren av mange fysiske og kjemiske egenskaper. Her kan nevnes løsnings evnen i vann som stiger med økende grad av ionebinding i mineralet.

C. Metallbindinger er karakteristisk for metallene og dermed for naturlig forekommende gull, sølv, kobber og platinametaller. Metallene avgir lett sine valenselektroner, og de positivt ladete atomene er bundet sammen av de lett mobile elektronene. Bindings typen forklarer de typiske metallegenskaper så som høy elektrisk og termisk ledningsevne. Metallbindinger finnes også hos en del sulfidmineraler.

D. van der Waalske bindinger oppstår ved at de ytre elektronene (valenselektronene) hos tilstøtende atomer synkroniserer sine bevegelser. Slike bindinger er meget svake og finnes hos alle mineraler ved siden av de sterkere, dominerende bindingene. Hos en del sjiktgittersilikater, f.eks. talk, er det vesentlig van der Waalske bindinger som holder de individuelle sjiktenhetene sammen.

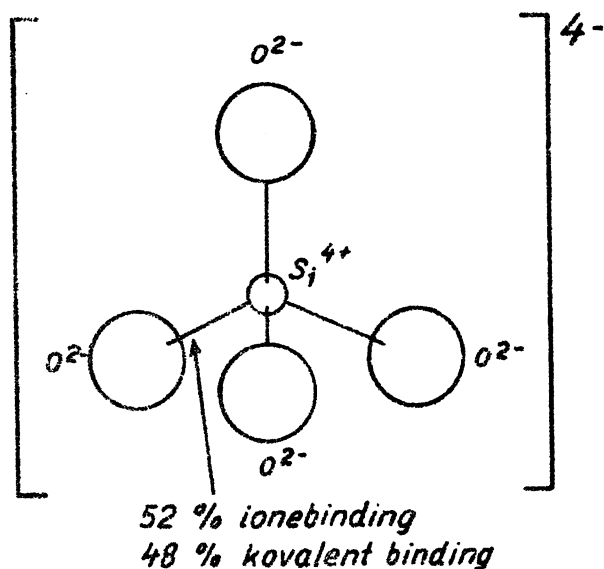


Fig. 2. $(SiO_4)^{4-}$ tetrahedret.

E. Hydrogenbindinger er komplekse bindinger mellom hydrogenatomer og atomer av oksygen, nitrogen og fluor. Bindingen oppstår ved at hydrogenatomets elektronorbital interfererer og utveksler energi med ledige elektronorbitaler hos oksygen, nitrogen eller fluor. Hydrogenbindinger er viktige hos mange sjiktgittersilikater, bl.a. hos kaolinit (s. 32) hvor sjiktgitterenhetene er holdt sammen av hydrogenbindinger. Hos visse leirmineraler kan vannmolekyler bli tatt opp i strukturen og bli bundet ved hjelp av hydrogenbindinger.

Energien i de fem bindingstypene som her er nevnt veksler fra ca 20-200 kcal/mol hos ionebindinger, kovalente bindinger og metallbindinger, hos van der Waalske bindinger fra 1-5 kcal/mol og hydrogenbindinger fra 3-20 kcal/mol. Andre blandingsbindinger enn de som er nevnt mellom ione- og kovalent binding forekommer også. Dipol-dipol binding og ion-dipolbinding er vanlig hos vannholdige mineraler, og spiller en betydelig rolle hos flere sjiktgittersilikater.

(Komponenter og faser).

Alle materielle systemer (dvs. en avgrenset mengde stoff, enten fast stoff, væske, gass, eller alle tre sammen) kan defineres av sine komponenter. Komponentene i et system er det minste antall uavhengige kjemiske enheter (elementer eller forbindelser) som trengs for å uttrykke enhver sammensetning i systemet. Et system kan bestå av en eller flere komponenter. Alle feltspatforbindelser kan angis ved hjelp av tre komponenter, KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ og $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Et annet viktig begrep er fase. En fase er en fysisk homogen del av et system som kan skilles mekanisk fra andre deler av systemet. Ethvert mineral er en fase, og bergartene er systemer hvor fasene er mineralene.

(Antallet av faser (P) som kan opptre i likevekt i et system er bestemt av antall komponenter (K) i systemet og antallet av fysiske variable, frihetsgrader (F), ved den kjemiske faseregelen $P=K+2-F$. I det geologiske miljøet er de fysiske variable vanligvis 2, trykk og temperatur, og den mineralogiske faseregelen blir da $P=K$. Med andre ord: i et gitt geologisk miljø kan det bare opptre i gjensidig likevekt så mange mineraler som det^{er} antall kjemiske komponenter).

Kjemiske variasjoner innen tre-komponent systemer er mye anvendt i mineralogisk og petrografisk litteratur. Sammensetninger innen et slikt system kan vises ved hjelp av et trekant-diagram hvor de tre hjørnene representerer 100% av hver av de tre komponentene, se fig. 3.

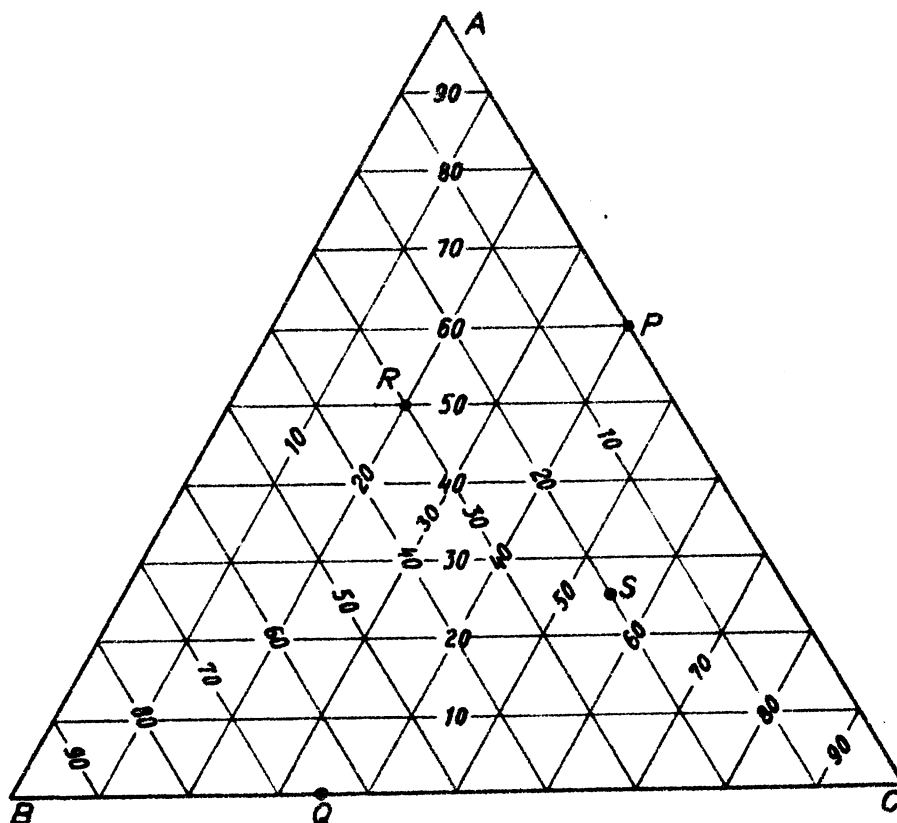


Fig.3. Fremstilling av sammensetninger i et tre-komponent system. Hjørnene A, B og C representerer 100% av henholdsvis komponent A, komponent B og komponent C. P representerer 60% av A og 40% av C, Q representerer 65% av B og 35% av C, R representerer 50% av A, 30% av B og 20% av C mens S representerer 25% av A, 20% av B og 55% av C.

Bruken av diagrammet fremgår av tekstforklaringen. (NB. et slikt trekantdiagram blir ofte anvendt for også å illustrere variasjoner av mange slags mekaniske blandinger, som f.eks. mineralsammensetning av bergarter, kornsammensetning av jordarter etc.).

(Krystallografi)

Krystallografi er læren om mineralenes indre oppbygning, struktur, symmetri og fysiske egenskaper.

En krystall er et mineral, eller annen kjemisk forbindelse, som er avgrenset av plane naturlige flater, krystallflater.

I naturen vil velformede krystaller bare utvikles der hvor de ytre forhold omkring en krystallkjerne gir plass for tilnærmet fri krystallvekst, f.eks. langs veggene av åpne eller væskefylte sprekker og hulrom eller der hvor et mineral med høy krystallisasjonsenergi vokser og tvinger unda omgivende mineraler med lav krystallisasjonsenergi. Kvartskrystaller i druserom er eksempler på det første miljøet, mens granatkrystaller i glimmerskifer er dannet under de sistnevnte betingelser. Som oftest krystalliserer og dannes flere mineralindivider samtidig, og de vil derfor få uregelmessige avgrensninger når de støter mot hverandre under veksten. De indre krystallografiske egenskaper av slike uregelmessige mineralkorn er allikevel de samme som hos velutviklede krystaller av samme mineral.

Mineralindivider som vokser sammen på en lovmessig måte etter bestemte krystallografiske plan kalles tvillinger,

Et minerals egenskaper, kjemiske og fysiske, kan beskrives ved hjelp av krystallgitterets enhetscelle. Enhetscellen er den minste representative del av krystallgitteret. Den krystallografiske inndeling av mineralene er basert på krystallgitterets symmetriegenskaper. Disse er undersøkt ved hjelp av røntgen- og elektronstråleteknikk.

Krystallgitterets symmetriegenskaper er bestemt av tre hovedtyper av symmetrielementer: symmetrisentrum, symmetriplan og symmetriakser, se fig.4. Symmetrisentret vil være definert av motstående likverdige flater, symmetriplanet deler krystallgitteret i to halvdeler som er speilbilder av hverandre, og symmetriaksen er en akse som ved rotasjon vil få likverdige flater til å dekke hverandre. Det finnes 2-, 3-, 4- og 6- verdige symmetriakser som angir antall dekningsflater en får ved 360° rotasjon. Rotasjonsvinkelen for hver gang likverdige flater dekker hverandre er derfor henholdsvis 180° , 120° , 90° og 60° for de nevnte symmetriakser.

Symmetriegenskapene kan beskrives i et koordinatsystem hvor koordinataksene faller sammen med retning og lengde av kantene i enhetscellen. Tre akser er tilstrekkelig for å beskrive krystallene, men i det trigonale og heksagonale system er det mest praktisk å nytte fire akser. Forskjellige akser betegnes a, b, og c, mens like akser nevnes a_1 , a_2 og a_3 . C-aksen er hovedaksen, og den faller ofte sammen med lengderetningen i mineraler med utstrakt form.

Det kan skilles mellom syv krystallsystemer, som hver har forskjellige grader av symmetri (krystallklasser).

Krystallsystemene er følgende (se fig.5):

- a) Det triklone system har tre ulike akser, a, b og c som står skjevt på hverandre, dvs. $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$. (tri=tre, klinos=skjev, dvs. tre skjevtstående akser). Krystallformene består av flater som to og to er parallelle og motstående (se fig. 4b). Basisflaten ligger i ab-planet. Eksempel: plagioklasfeltspat (fig.12).
- b) Det monokline system har tre ulike akser, a, b og c hvor a står skjevt på b og c, mens b og c står vinkelrett på hverandre. Vinkelen β er større enn 90° . (Mono= en, dvs. en skjevtstående akse). B-aksen er en 2-tallig symmetriakse (kan være erstattet av et symmetriplan). Det opptrer flere varierende krystallformer. Basisflaten ligger i ab-planet. Eksempel: orthoklas (fig.10), augit (fig.20), hornblende (fig.22).
- c) Det rombiske system har tre ulike akser, a, b og c, som står vinkelrett på hverandre, dvs. $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Hver av aksene er en 2-tallig symmetriakse. En skiller mellom hoved-, prisme- og pyramideflater. Hovedflater skjærer en akse og er parallell med to akser. Prisme-flater skjærer to akser og er parallell med den tredje. Pyramideflater skjærer alle tre akser. Basisflaten ligger i ab-planet. Eksempel: olivin (fig.25).
- d) Det trigonale system har tre ulike akser, a_1 , a_2 og a_3 , som ligger i samme plan og med innbyrdes vinkler på 120° . C-aksen står vinkelrett på de like aksene og er en 3-tallig symmetriakse. Krystaller med prisme- og pyramideflater er vanlig, som hos kvarts (fig. 7) og turmalin (fig.24). Rombohedret er en annen viktig form, vanlig utviklet hos kalkspat (fig.30).
- e) Det tetragonale system har to like akser, a_1 og a_2 , og en akse ulik disse, c-aksen. Alle akser står vinkelrett på hverandre, og hovedaksen er en 4-tallig symmetriakse. Krystaller med prisme- og pyramideflater er vanligst. Eksempel: skapolit, (s.30), zirkon (s.57) og rutil (s.74).
- f) Det heksagonale system har liksom det trigonale tre like akser, a_1 , a_2 , og a_3 , i samme plan og med innbyrdes vinkler på 120° . C-aksen står vinkelrett på de ulike akser og er har en 6-tallig symmetriakse. Krystaller med prisme- og pyramideflater er vanlige. Eksempel: beryll (fig.23) og apatit (fig.33).
- g) Det kubiske eller regulære system har tre like akser, a_1 , a_2 og a_3 , som står vinkelrett på hverandre. Alle aksene er 4-tallige

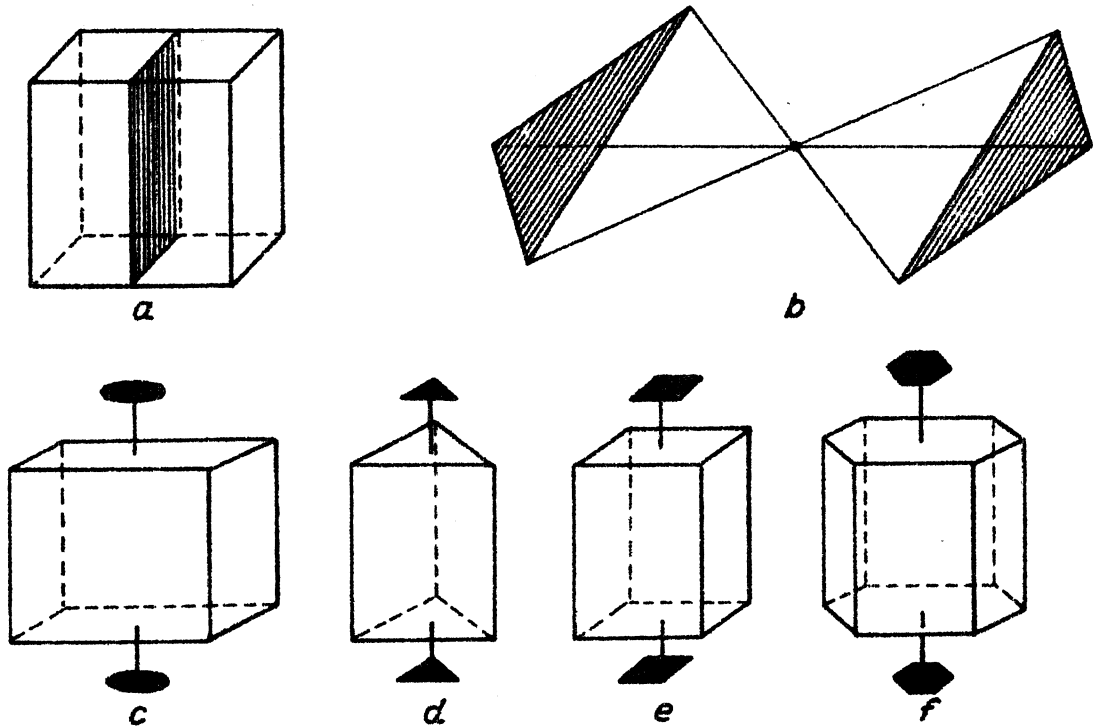


Fig. 4. Symmetrielementer. *a* = symmetriplan, *b* = symmetrisentrum, *c-f* = symmetriakser; *c* = 2-tallig, *d* = 3-tallig, *e* = 4-tallig og *f* = 6-tallig

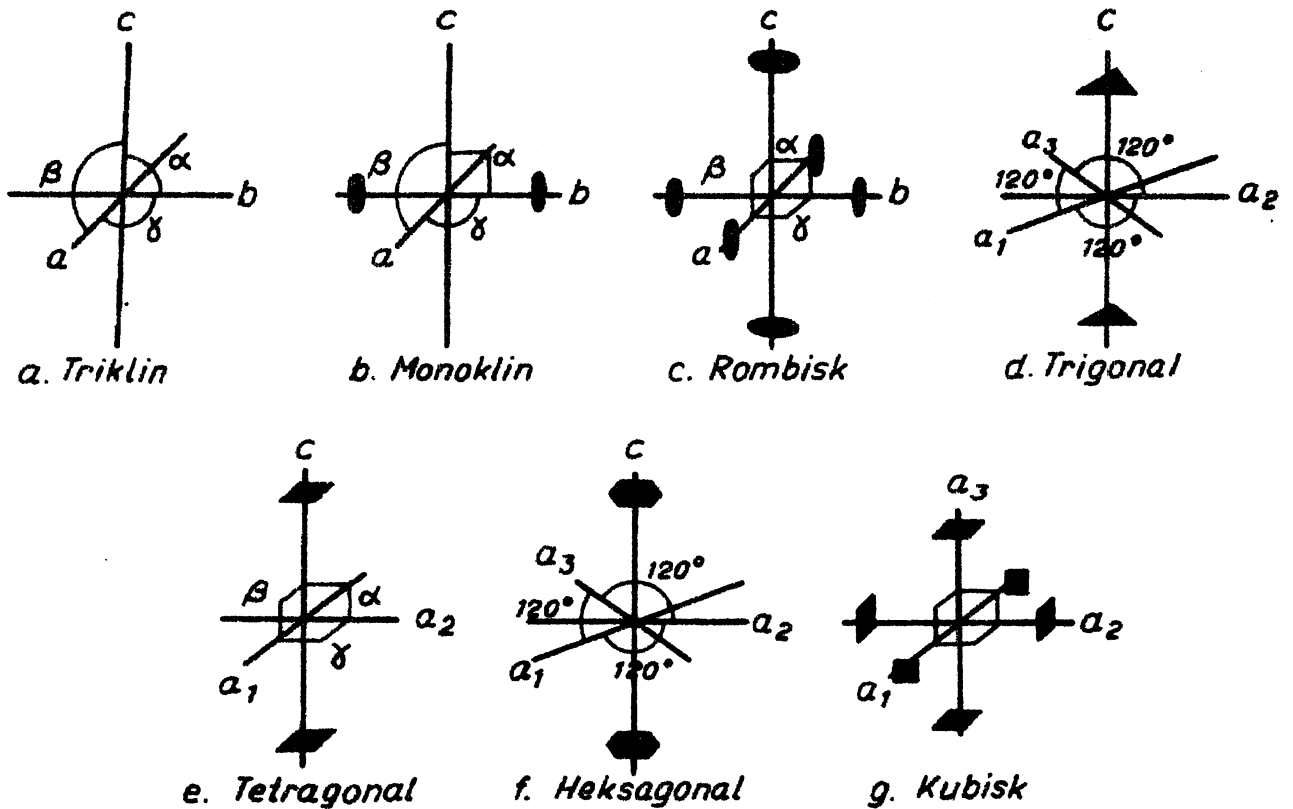


Fig. 5. Koordinataksler og hovedsymmetriakser i de syv krystall-systemene.

symmetriakser. Hovedflatene er terningflater, oktahederflater skjærer alle akser i lik avstand. Krystallformer er tetrahedret (4 flater), terningen (6 flater), oktahedret (8 flater), rombedekahedret (12 rombeformete flater, også kalt et granatoheder), pentagondodekahedret (12 femkantete flater, også kalt et pyritoheder, pyrit = svovelkis) og ikositetrahedret (24 flater). Eksempler: granat (fig.26), flusspat (fig.32) og svovelkis (fig.34).

Foruten at krystallgitterets symmetri avspeiles i mineralenes ytre krystallform, vil også andre fysiske egenskaper reflektere symmetriforholdene. Det gjelder kløvning, hardhet, optikk, elektrisk ledningsevne, varmeledningsevne og andre egenskaper.

Mineralenes fysiske egenskaper. Mineralbestemmelse.

Tetthet eller spesifikk vekt er avhengig av den kjemiske sammensetningen og av krystallstrukturen, dvs. pakningstettheten av atomene. Ved hjelp av tunge væsker kan mineraler med forskjellig spesifikk vekt skilles fra hverandre.

Optiske egenskaper omfatter refleksjon, refraksjon, glans, farge, strek, luminisens, fluoresens og fosforesens. Mineralenes lysbrytningsegenskaper er fundamentale for identifisering av mineraler ved hjelp av bergartsmikroskop. Glans er karakteren av det lys som reflekteres fra mineralets overflate, som igjen er bestemt av i hvilken grad lys blir absorbert i mineralet. Metallisk glans opptrer i mineraler med høy lysabsorpsjon, halvmetallisk glans ved midlere lysabsorpsjon og ikke-metallisk glans ved lav lysabsorpsjon. Av ikke-metallisk glans kan en ha glassglans, diamantglans, fettglans, voksglans, silkeglans og perlemorsglans. Farge og strek. Fargeinntrykket skyldes at mineralene absorberer visse bestemte bølgelengder av det synlige lys. Hos mange mineraler er det sammenheng mellom kjemisk sammensetning og farge. Dette skyldes den atomære struktur hos enkelte elementer, særlig de som tilhører bigruppen i det periodiske system (Mn, Cu, Cr og Ti). Urenheter i meget små mengder av slike elementer i ellers fargeløse mineraler kan gi opphav til fargevarianter. Hos mange andre mineraler er fargen bestemt mer av den aktuelle krystallstruktur. Hos noen mineraler er fargen karakteristisk, hos andre ikke. Strek er farge av det pulver som dannes ved rissing i mineralet.

Kløv og brudd. Et mineral som belastes utover bruddgrensen, vil gå i stykker. Hvis det brytes uregelmessig, kalles det brudd men går det fra hverandre langs jevne og regelmessige parallelle flater kalles det kløv (spaltning). Kløvflatene faller sammen med indre krystallografiske plan hvor bindingskreftene er svakere enn i andre retninger i krystallgitteret. Kvaliteten av kløv kan betegnes som "meget god", "god", "tydelig", "dårlig" etc.. Det kan opptre flere sett med kløvflater. Antall kløvflater og deres skjæringsvinkler er viktige identifikasjonsegenskaper. Bruddkløv er en mellomting av brudd og kløv og er mer ujevne og subparallelle bruddflater (se disthen, fig.27). Typen av brudd kan betegnes som glassaktig, flintaktig o.l..

Hardhet er mineralenes motstand mot å bli risset. En skala av relativ hardhet er oppstilt av Moh (1882):

1. Talk	Risses lett med negl
2. Gips	Risses mindre lett med negl
3. Kalkspat	Risses lett med kniv
4. Flusspat	Risses mindre lett med kniv
5. Apatit	Risses vanskeligere med kniv
6. Feltspat	Risses vanskelig med kniv, risser så vidt glass
7. Kvarts	Risses ikke med kniv, risser lettere glass
8. Topas	} Risser glass med letthet.
9. Korund	
10. Diamant	

Hver av disse mineralene vil risse de mineralene som ligger lavere nede på skalaen. Skalaen er tilnærmet lineær opp til korund, mens diamant er så mye hardere enn korund at diamant burde hatt en hardhet omkring 40 sammenlignet med de øvrige mineralene.

Andre fysiske egenskaper er magnetisme, elektrisk og termisk ledningsevne, overflateegenskaper og radioaktivitet. Dette er egenskaper som er viktige for flere mineralers anvendelse og utvinning. Mineraler med radioaktive elementer og isotoper nyttes for radiologiske aldersbestemmelser.

Mineralenes dannelsesmiljøer.

Mineralene dannes ved tre hovedtyper av geologiske miljøer:

(1) det magmatiske, (2) det sedimentære og (3) det metamorfe.

(1) Magma er en silikatsmelte med oppløste gasser. Alt avhengig av kjemisk sammensetning, vanninnhold og trykk, vil et magma begynne å krystallisere i et temperaturintervall fra ca 1500°C til 500°C. De utkrystalliserte mineraler danner de eruptive bergarter, enten som dypbergarter (plutonske), gangbergarter (hypabyssiske) og dagbergarter (vulkanske). For et vanlig magma i et dypere nivå vil hovedbergarten være utkrystallisert ved 600-800°C. Ved denne temperatur dannes mineraler i pegmatittganger fra en blanding av smelte, krystaller og gass (vanndamp). Vanlige mineraler er kvarts, feltspat, glimmer. Ved 400-600°C har gassinnholdet øket, og gass og krystaller opptrer sammen. Gassen, hovedsakelig vanndamp og karbondioksyd, kan holde oppløst flyktige forbindelse som kan krystallisere ut mineraler der gassen trenger inn i sidebergartene. Denne mineraldannelsen kalles pneumatolyse. Flere viktige metallholdige mineraler kan dannes (tinn, wolfram). Ved temperaturer omkring 100-400°C består den siste rest av en vannløsning i likevekt med krystaller og gass. En slik løsning er hydrotermal og kan felle ut sulfider, kvarts, karbonater, flusspat, baryt. Kan føre sølv og gull.

(2) Sedimenter og sedimentære bergarter er resultater av typiske lavtemperatur- og lavtrykkprosesser så som forvitring, erosjon, transport, avsetning og diagenese samt kjemisk mineralutfelling fra havvann. Mineraler som er stabile under slike fysiske forhold vil kunne dannes primært under disse miljøene. Ved forvitring innvirker særlig H₂O, O₂ og CO₂ på de primære mineralene. Ved hydratisering og hydrolyttisk spaltning av primære silikatmineraler nydannes diverse leirmineraler. Ved oksydasjon dannes f.eks. komplekse jernoksyder og sulfater, og innflytelse av karbonsyre på primærmineralene kan resultere i nydannelse av karbonatmineraler og kvarts. Kjemisk utfelning av mineraler fra havvannet gir opphav til saltavsetninger. I avsetningsmiljøet for sedimentene vil mineraler som kvarts, karbonater og glimmermineraler bli nydannet som bindemasse mellom de løse mineral-kornene. Slike diagenetiske prosesser danner overgang til metamorf mineraldannelse. Se sedimenter og sedimentære bergarter s. 90.

(3) Metamorfose er omdannelse av bergarter ved tilpasning til nye trykk- og temperaturforhold. Mineraler og mineralselskaper som er stabile ved lav temperatur og lavt trykk, blir som oftest ustabile ved høyere trykk- og temperaturforhold. Det dannes derfor nye stabile mineralselskaper på bekostning av de gamle. Mineralveksten skjer ved kjemiske reaksjoner enten i fast fase eller i en vannløsning. Metamorfose på grunn av temperaturstigning omkring eruptive bergarter kalles kontaktmetamorfose. Regionalmetamorfose inntrer med fjellkjededannelser på grunn av både trykk- og temperaturstigning. Se metamorfe bergarter s. 103

Mineralbeskrivelse.

Klassifikasjon av mineralene. Mellom 2000 og 3000 enkeltmineraler er hittil kjent. Den vanligste måten å systematisere dem på er etter karakteren av deres aniongrupper. Mineralene består av følgende åtte klasser:

- I. Naturlig forekommende elementer.
- II. Sulfider.
- III. Oksyder og hydroksyder.
- IV. Halogenider.
- V. Karbonater, nitrater, borater, jodater
- VI. Sulfater, kromater, molybdat, tungstater.
- VII. Fosfater, arsenater, vanadater.
- VIII. Silikater.

I det etterfølgende kapittel vil de viktigste bergartsdannende mineraler bli omtalt. I tillegg er en del av de vanligste og økonomisk mest betydningsfulle ertsmineraler beskrevet. Mineralklassene er stort sett omtalt i rekkefølge etter deres andel av viktige bergartsdannende mineraler.

S i l i k a t e r .

Struktur og klassifikasjon. I alle silikatmineraler opptrer silisiumatomene i fire-koordinasjon med oksygen, dvs. at fire oksygenatomer sitter i hjørnet av et tetraheder med silisiumatomet i sentrum, se fig.2. Denne grupperingen av et Si^{4+} og fire O^{2-} danner det såkalte $(\text{SiO}_4)^{4-}$ tetrahedret som er den fundamentale enheten i

alle silikatmineraler. Ved at tilstøtende SiO_4 tetrahedre deler et eller flere oksygenatomer med hverandre, oppstår en polymerisering til mer komplekse strukturenheter. Silikatmineralene klassifiserer på grunnlag av deres strukturenheter som er følgende, se fig.6:

(1) Frie tetrahedergrupper, fig 6a. SiO_4 tetrahedrene opptrer atskilt fra hverandre. Sammensetning: $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Si:O=1:4. Mineralene betegnes som "enkeltsilikater" (nesosilikater). Eksempel: olivin, Mg_2SiO_4 .

(2) Dobbelte tetrahederstrukturer, fig.6b. To SiO_4 tetrahedre deler et felles oksygenatom. Sammensetning: $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$. Si:O=2:7. Mineralene betegnes som "dobbeltsilikater" (sorosilikater). Eksempel: thortveitit, $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$.

(3) Ring-strukturer, fig.6c-e. Hvert SiO_4 tetraheder deler to av sine oksygenatomer med nabetetrahedrene. Sammenknyttingen av tetrahedrene danner ringformete strukturer med tre, fire eller seks tetrahedre. Si:O=1:3. Mineralene betegnes som "ringsilikater" (syklosilikater). Eksempel: beryl, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$.

(4) Kjedestrukturer, fig.6f og g. SiO_4 tetrahedrene er knyttet sammen til kjeder av ubestemt utstrekning. Det skilles mellom to hovedtyper: (a) enkeltkjeder med sammensetning $(\text{SiO}_3)^{2-}_n$, Si:O=1:3, eksempel: pyroksen og (b) dobbeltkjeder med sammensetning $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}_n$, Si:O=4:11, eksempel: amfibol. Mineralene betegnes som "kjedesilikater" (ino-silikater).

(5) Sjiktstrukturer, fig.6h. Hvert SiO_4 tetraheder deler tre av sine oksygenatomer med nabetetrahedre til et sjiktformet tredimensjonalt nettverk. Sammensetning: $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}_n$. Si:O=2:5. Mineralene betegnes som "sjiktgittersilikater" (fyllosilikater). Eksempel: glimmere.

(6) Tre-dimensjonale nettverkstrukturer, fig.6i. Hvert SiO_4 tetraheder deler alle sine fire oksygenatomer med tilstøtende tetrahedre. Sammensetning: SiO_2 . Si:O=1:2. Mineralene betegnes som "nettverksilikater" (tektosilikater). Eksempel: kvarts, SiO_2 .

I det følgende er silikatmineralene beskrevet i en rekkefølge som er motsatt oppstillingen ovenfor. Dette er gjort for å få introdusert først de mest vanlige av de bergartsdannende silikatmineralene.

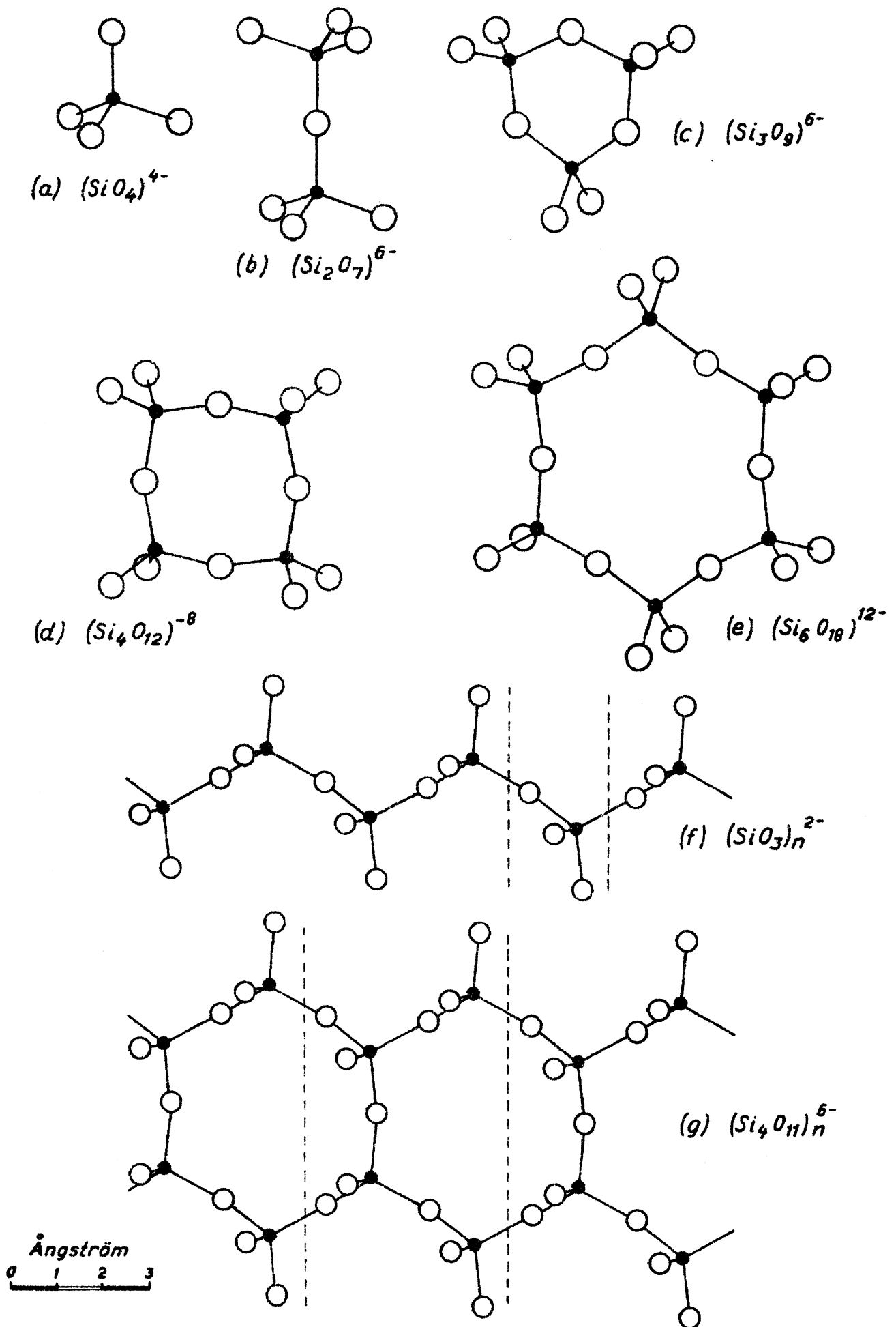
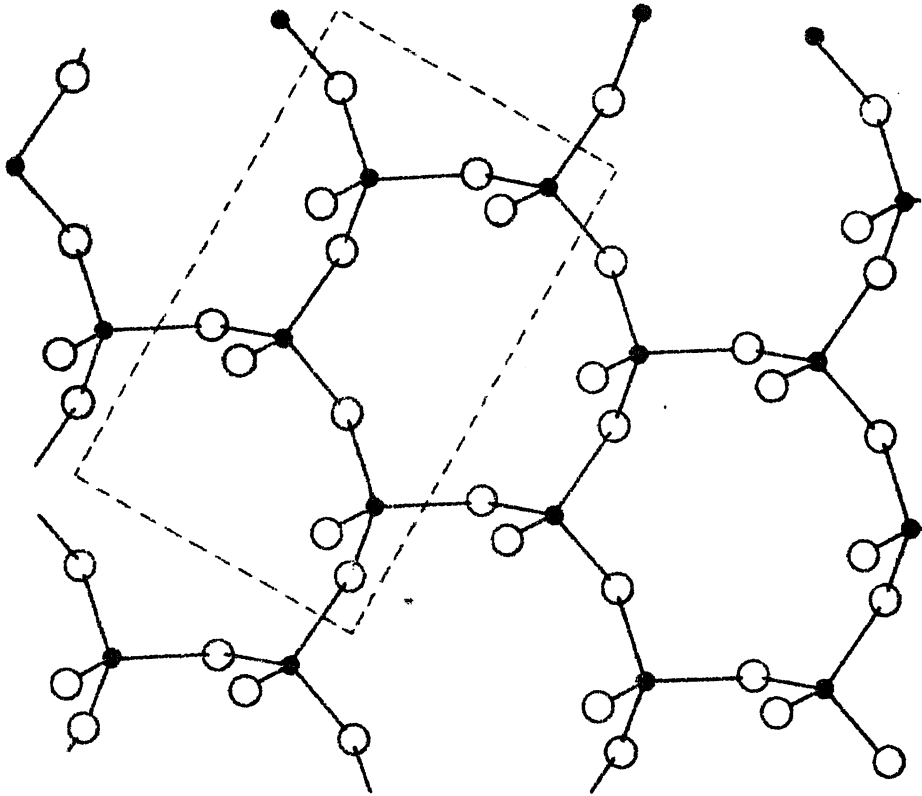
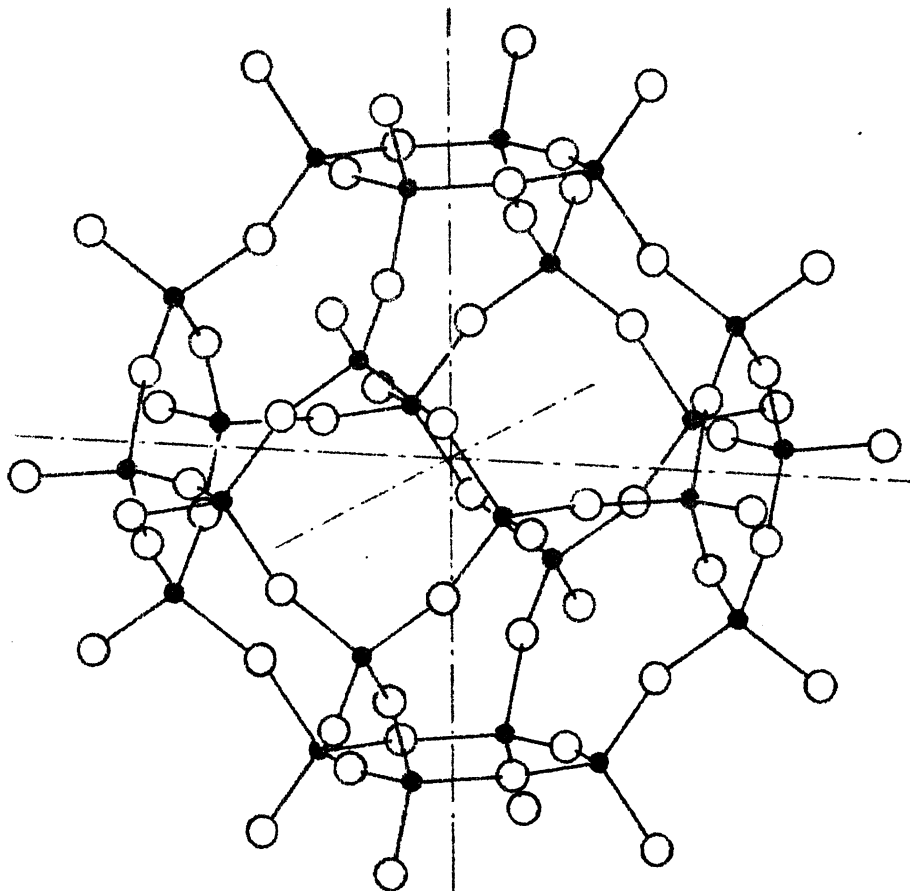


Fig. 6 .Silikatstrukturer med økende polymerisering av SiO_4 -tetrahedre. (a) enkel enhet, (b) dobbel-enhet, (c-e) ringer, (f) enkel-kjede, (g) dobbel-kjede, (fts. neste side)



(h) $(Si_4O_{10})^{4-}_n$



(i) SiO_2

Ångström
0 1 2 3

Fig. 6 , fts. (h) sjiktstruktur og (i) tre-dimensjonal nettverkstruktur.

Nettverksilikater (tekstosilikater)

Silikatmineraler med tredimensjonal nettverkstruktur omfatter noen av de aller viktigste bergartsdannende mineraler så som kvarts og feldspat. Med unntagelse av kvarts (SiO_2) og dets polymorfe, er alle mineralene i denne underklassen aluminasilikater idet opptil halvparten av Si^{4+} i SiO_4 tetrahedrene kan erstattes av Al^{3+} . Herved oppstår nettverkstrukturer med negative ladninger slik som AlSiO_4^{-1} , $\text{AlSi}_3\text{O}_8^{-1}$ og $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8^{2-}$. Bare store kationer (ioneradius tilnærmet 1 Å eller større) med koordinasjonstall 8 eller mere kan besette de kationposisjoner som oppstår i strukturen. Av denne grunn er nettverksilikatene aluminasilikater med natrium (Na^+), kalium (K^+), kalsium (Ca^{2+}) og barium (Ba^{2+}). Sporelementer av tilsvarende ioneradius og ladning kan i underordnet mengde erstatte disse hovedelementene.

Alle nettverksilikater er fargeløse, hvite eller lysegrå når de er forurensningsfrie. Tettheten er lav på grunn av den relativt åpne krystallstrukturen. Hardheten er omkring 4-6.

Silika-gruppen.

Silika, SiO_2 , opptrer i naturen som mineralene kvarts, tridymit, kristobalit og coesitt. De har forskjellig krystallsymmetri og tetthet og har forskjellige områder for trykk og temperatur hvor de er stabile. Coesitt dannes ved spesielt høye trykk (som ved store meteornedslag og dype vulkanske eksplosjoner), mens tridymit og kristobalit dannes ved høye temperaturer ved relativt lave trykk og opptrer derfor i enkelte sure lavabergarter (rhyolitter). Kvarts som er det vanligste av silika-mineralene krystalliserer ut primært ved temperaturer lavere enn 867°C ved 1 atm. Krystalliseringstemperaturen stiger med økende trykk nedover i jordskorpen. Smeltepunktet for silika ligger ved 1713°C , men smeltepunktet faller betraktelig i nærvær av vann og ved stigende trykk. Dette kan forklare hvorfor kvarts løses lett under metamorfose i bergarter som utsettes for høyt trykk.

Kvarts og de øvrige polymorfe er nær rent SiO_2 i sammensetning. Meget små mengder titan og mangan kan være forurensninger og gi

årsak til fargevarianter. Opal er amorft (ikke-krySTALLINSK) og inneholder vekslende mengder vann.

Kvarts, SiO₂

Krystallsystem: Trigonal.

Form: Seks-kantete prismatiske krystaller avgrenset av sekskantete pyramider (egentlig to sett av rombohedre). Prismeflatene har ofte horisontale striper som skyldes flere påbegynte rombohedeflater. Ulik veksthastighet av flatene fører til stor variasjon i ytre krystallform.

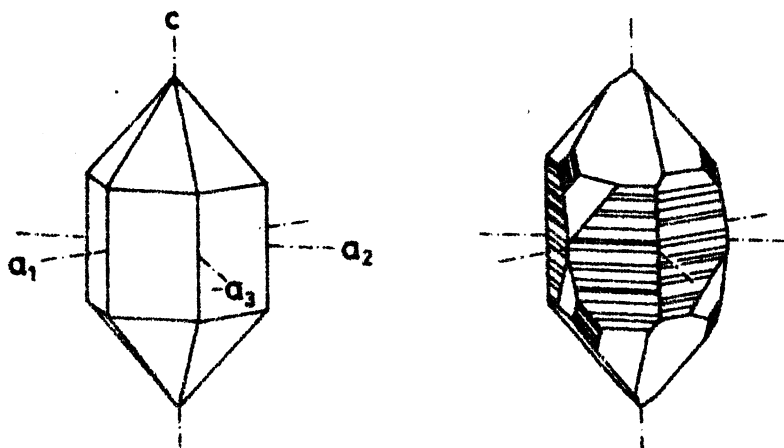


Fig. 7 . Kvartskrystaller.

Kløy og brudd: Ingen kløyflater, glassaktig brudd.

Hardhet: 7.

Tetthet: 2,65.

Farge: Vanligvis fargeløs eller hvit, men kan opptre med mange fargenyanser (se nedenfor).

Strek: Hvit.

Glans: Glassglans i makrokrystalline varianter, oftest matt i kryptokrystalline varianter.

Kjemi: Praktisk talt 100 % SiO₂. Uløselig i alle syrer unntatt flussyre (HF).

Varianter: Kvarts opptre i to hovedtyper, makrokrystalline og kryptokrystalline varianter. Fellesnavn for de siste er Kalsedon, et tett aggregat av submikroskopiske enkeltkrystaller.

Makrokrystalline varianter:

Bergkrystall: klar, gjennomsiktig. Finnes i druserom og åpne sprekker.

Melkekvarts: melkehvit, ugjennomsiktig, vanlig i pegmatitter og kvartsårer.

Ametyst: fiolett, gjennomsiktig, forekommer i hulrom i lavabergarter, halvedelsten.

Rosenkvarts: rosafarget, gjennomsiktig, sjelden som krystaller.

Sitrin: gul, gjennomsiktig, halvedelsten.

Røkkvarts: brun til nesten sort, gjennomsiktig til gjennomskinnelig. Røkkvarts dannes av fargeløs kvarts ved radioaktiv bestråling. Halvedelsten.

Kryptokrystalline varianter:

Karneol: rød og rødbrun kalsedon Halvedelsten.

Agat: båndet form av kalsedon, båndingen skyldes stadige avbrutte avsetninger i hulrom, ofte i blærerom i lavaer. Båndingen er parallell med hulromsveggene og kan ha vekslende farger.

Onyks er plan-båndet agat. Halvedelsten.

Moseagat: hvit eller kremfarget kalsedon med inneslutninger av brune eller sorte moselignende aggregater av manganoksyder. Halvedelsten.

Jaspis: Ugjennomskinnelig kalsedon, vanligvis rød, rødbrun og grønn. Fargen skyldes finfordelte partikler av jernoksyd, Fe^{3+} i de røde varianter, Fe^{2+} i de grønne. Opptrer som linser og lag mellom grønnstensbenker og er dannet ved kjemisk/biokjemisk utfelning av silika i forbindelse med submarin vulkanisme. Flintaktig brudd.

Flint (chert): tett, ugjennomskinnelig kalsedon, vanligvis hvit, gul, grå eller sort. Opptrer som knoller (konkresjoner) eller i utbredte lag i sedimentære bergarter.

Flint dannes ved kjemisk/biokjemisk utfelning av silika, ofte omkring kjerner av silikaskall av mikroorganismer. Flint er særlig kjent som konkresjoner i krittavsetninger. Flintaktig brudd karakteriseres av glatte konkave bruddflater avgrenset av skarpe egger. Denne egenskap sammen med hardhet og seighet gjorde flint velegnet til steinredskaper.

Tigerøye: Kvarts-pseudomorf etter asbest med bibehold av asbestens fiberstruktur og med gul, brun eller blå farge. Halvedelsten.

Silifisert tre: brun eller rød kalsedon som har erstattet det organiske materialet i vedens celler. Kan også bestå av opal.

Geologisk opptreden: Kwarts er stabilt over et stort trykk-temperaturintervall, og dannes i silikarike eruptivbergarter (granitt, granodioritt, kvartsdioritt, rhyolitt etc), i metamorfe bergarter og konsentreres i sand og sandstener på grunn av stor motstandsevne overfor forvitring. Kwarts er ofte anriket i pegmatitter og hydrotermale ganger.

Anvendelse: Kwarts har en mengde anvendelsesområder og brytes fra pegmatittganger og fra rene kvartsitter. Kwarts brukes til glass- og kjeramisk industri, i metallurgi (ferrosilisium), brukes som slipemiddel, agat som mortere i knuseapparater, kvartskrystaller innen elektroindustri, til smykkeproduksjon. Større norske kvartsforekomster i industriell drift finnes ved Kragerø (pegmatitt), ved Heddalsvann i Telemark (kvartsitt), Hervik i Rogaland (kvartsitt), Hardanger (kvartsitt), flere i Nordland og Troms (kvartsitt og pegmatitt).

Feltspat-gruppen.

Feltspatene er de mest vanlige av alle bergartsdannende mineraler og utgjør i gjennomsnitt ca 60 % av jordskorpen. De er alle nær beslektet i form og fysiske egenskaper, men kan kjemisk deles inn i to undergrupper (1) alkalifeltspatene med kalium og natrium og (2) plagioklasfeltspatene med natrium og kalsium. Feltspatenes generelle formel kan skrives $WAl(Al,Si)Si_2O_8$ hvor W kan være Na^+ , K^+ , Ca^{2+} og Ba^{2+} . Rene bariumfeltspater er sjeldne og har ingen betydning som bergartsdannende mineral.

Feltspatenes tredimensjonale nettverk av SiO_4 og AlO_4 tetraedre er til en viss grad elastisk, og åpningene som gir plass for kationene kan derfor innen bestemte begrensninger tilpasse seg størrelsen av det aktuelle kationet. Når kationet er relativt stort (K^+), vil krystallsymmetrien være monoklin eller nær monoklin, mens mindre kationer (Na^+ , Ca^{2+}) gir triklin symmetri.

Feltspatenes forhold kan beskrives som et system av tre komponenter, $KAlSi_3O_8$ (Or), $NaAlSi_3O_8$ (Ab) og $CaAl_2Si_2O_8$ (An). Blandbarhet og polymorfi innen dette trekomponentsystemet resulterer i at flere forskjellige feltspatvarianter (faser) kan dannes,

alt avhengig av temperaturforhold og kjemisk miljø.

Følgende feltspater opptrer i systemet:

Alkalifeltspat

Sanidin	$(K,Na)AlSi_3O_8$	Monoklin
Orthoklas	$(K,Na)AlSi_3O_8$	Monoklin
Mikroclin	$(K,Na)AlSi_3O_8$	Triklin
Anorthoklas	$(Na,K)AlSi_3O_8$	Triklin

Natrium-kalsiumfeltspat

Plagioklasserien $(Na,Ca)(Si,Al)AlSi_2O_8$	Triklin
--	---------

Alkalifeltspatenes gjensidige forhold og avhengighet av kjemisk sammensetning og temperaturhistorie er vist nedenfor (fig. 8). Ved temperaturer over $660^{\circ}C$ vil alle kationposisjoner være likeverdige på grunn av termisk ekspansjon i krystallstrukturen, og alle blandinger mellom de to endeleddene kan dannes. I de kalirike leddene sanidin og orthoklas vil den uordnete fordelingen av Na^+ og K^+ føre til en monoklin symmetri, mens anorthoklas og albit er trikligne på grunn av stor innvirkning på krystallstrukturen av

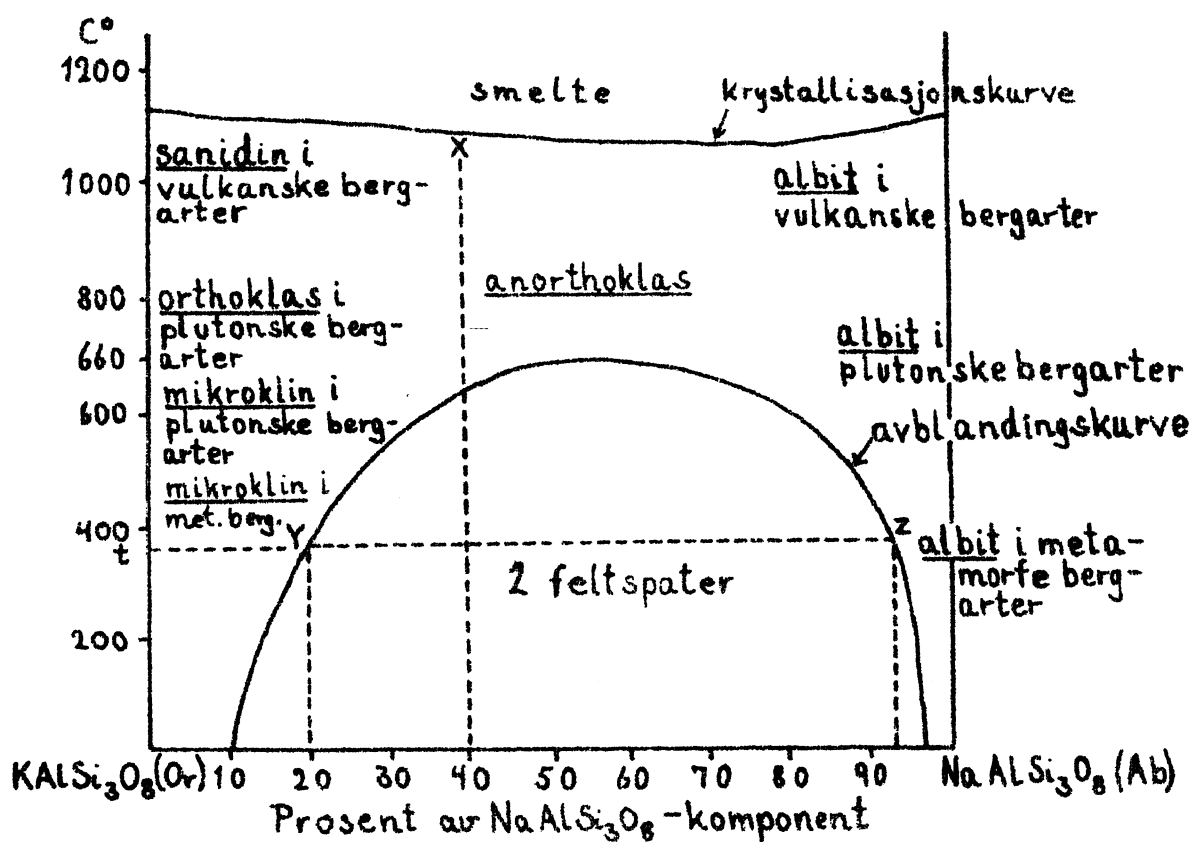


Fig. 8 Alkalifeltspatenes sammensetning i forhold til krystallisasjonstemperatur og avkjølingshastighet.

det mindre Na^+ -ionet. Ved synkende temperatur vil krystallgitteret trekke seg sammen, og det oppstår i strukturen stadig flere kationposisjoner som enten er forbeholdt K^+ eller Na^+ . Ved temperaturer under ca 700°C har denne ordningen av Na^+ og K^+ ionene blitt så omfattende at krystallsymmetrien reduseres fra monoklin til triklin, og kalifeltspaten mikroklin blir den stabile formen. Avviket fra monoklin symmetri (triklinisitet) i mikroklinene tiltar videre med avtagende temperatur. Overgang fra sanidin-orthoklas til mikroklin forutsetter en langsom avkjølningsprosess. I raskt krystalliserte bergarter kan sanidin og orthoklas bestå selv ved dagstemperatur, men de er da metastabile.

Alkalifeltspater med intermediær sammensetning vil ved langsom avkjøling bli ustabile i temperaturområdet under 660°C . Når en slik feltspat avkjøles ned til en viss temperaturgrense, angitt i fig. 8 ved avblandingskurven, vil den spaltes i to feltspater, en kalirik (mikroklin) og en Na-rik (albit). Anorthoklasen X (60 % Or 40 % Ab) vil ved temperaturen t avblandes i mikroklinen Y (80 % Or 20 % Ab) og albiten Z (7 % Or 93% Ab). De to feltspatene vil opptre i en intim sammenvoksning i form av subparallelle lameller med vekselvis mikroklin- og albitsammensetning. Denne teksturen kalles perthitter i feltspater hvor kalifeltspaten dominerer, og antiperthitter der albit dominerer. Perthittlamellene kan ha form av smale linser, spindler eller nettverk, de kan være flikete og uregelmessige og ellers variere mye i størrelse. Som oftest er de bare synlige i mikroskop, men i feltspater vokset ved langsom avkjøling ved lav temperatur, slik som i mange pegmatitt-ganger, er de godt synlig med blotte øye.

I plagioklasserier er det full blandbarhet mellom $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab) og $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An) ved høy temperatur, men blandingen er ikke fullstendig i de Na-rikeste leddene ved lavere temperaturer. Fig. 9 viser sammensetningsområdene for de forskjellige feltspater i trekomponentsystemet Or-Ab-An. Blandingen er størst ved høy temperatur. Legg merke til at feltspater med sammensetninger mellom $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ og KAlSi_3O_8 så godt som ikke eksisterer. Dette skyldes ladningsforskjell og størrelsesforskjell mellom K^+ -ionet og Ca^{2+} -ionet.

Sammensetninger innenfor trekomponentsystemet blir gjerne angitt ved den prosentvise opptreden av de tre komponentene Or, Ab, og An, $\text{Or}_{30}\text{Ab}_{65}\text{An}_5$ er en anorthoklas, mens $\text{Ab}_{35}\text{An}_{65}$ er en andesin-plagioklas.

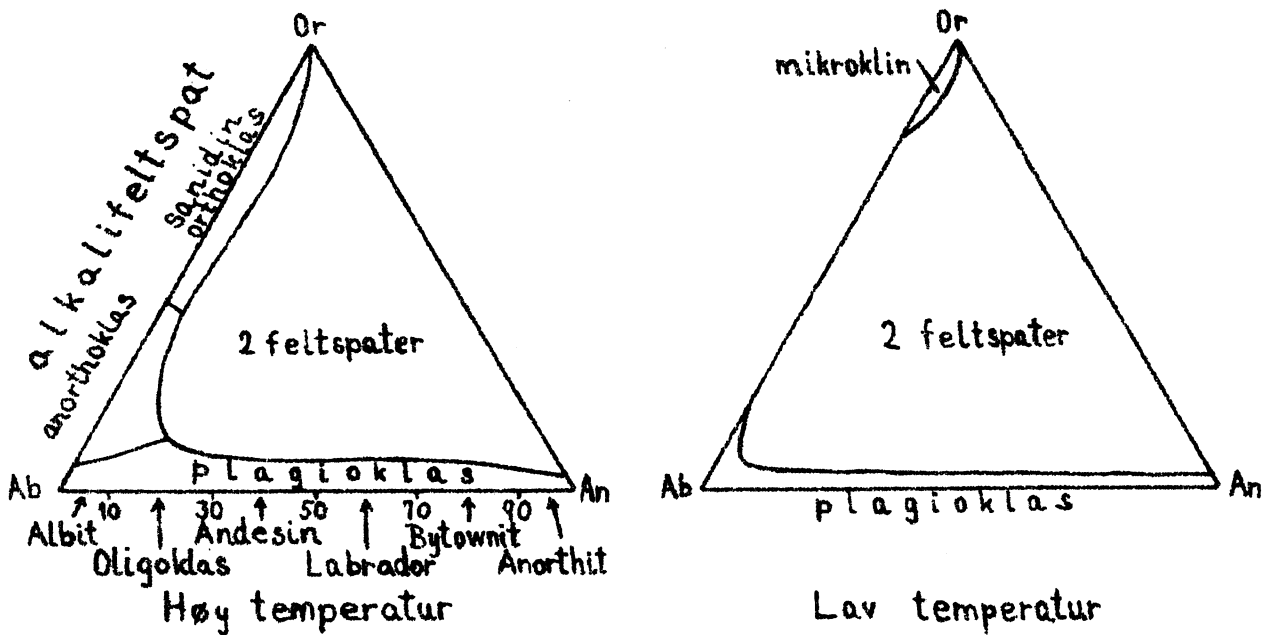


Fig. 9 . Feltspatsammensetninger i systemet Or-Ab-An.

Sanidin, Orthoklas, $(K,Na)AlSi_3O_8$.

Krystallsystem: monoklin.

Form: vanligvis kort-prismatiske krystaller, sanidin er gjerne plateformet, se fig.10 .

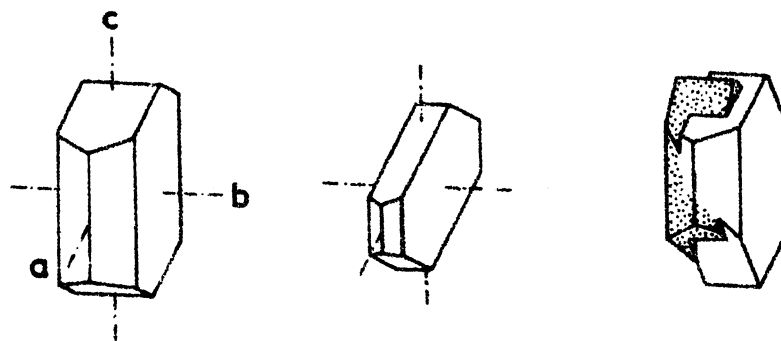


Fig. 10: Alkalifeltspatkrystaller. Tvillingkrystall til høyere.

Tvillinger: flere typer (Carlsbad tvilling vist i fig. 10).
 Kløvning: to gode kløvflater (ab og ac) som står loddrett på hverandre ("orthoklas"=rettspaltende).

Hardhet: 6.

Tetthet: 2,56.

Farge : Sanidin fargeløs, orthoklas hvit eller blekrød.

Strek : hvit.

Glans : glassaktig, matt i bruddet.

Opptreden: Sanidin opptrer i K-rike vulkanske bergarter som rhyolitt og trachytt. Orthoklas er typisk for eruptivbergarter som har blitt avkjølt relativt hurtig. Forekommer også i metamorfe bergarter omdannet ved høy temperatur.

Mikroclin, (K,Na)AlSi₃O₈.

Krystallsystem: triklin.

Form: som for orthoklas, fig. 10.

Tvillinger: ofte to sett polysyntetiske tvillinger som står loddrett på hverandre. Sees bare i mikroskop.

Kløvning: to gode kløvflater (ab og ac) som står nesten loddrett på hverandre, se fig. 11.

Hardhet: 6.

Tetthet: 2,56.

Farge : Hvit, kremgul, rosa, grå, brun og grønn. Den grønne kalles amasonitt.

Strek : hvit.

Glans : glassaktig, malt bruddflate.

Perthittlameller: mikroclin i sammenvoksning med albit danner en lett kjennelig alkalifeltspat. Perthittlamellene sees best på kløvflatene, se fig. 11.

Opptreden: Mikroclin er den vanligste alkalifeltspaten i bergarter dannet ved lavere temperaturer og finnes i pegmatittganger, i gneisser, gneissgranitter, glimmerskifere og andre metamorfe bergarter.

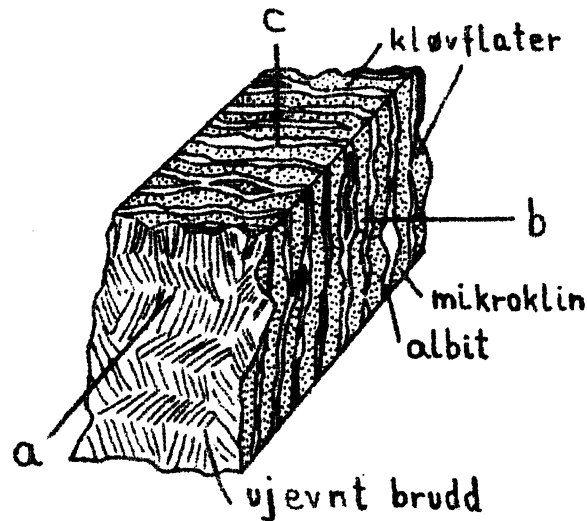


Fig. 11 . Alkalifeltspatbruddstykke med kløvflater og perthitt-lameller. Kløvflatene er parallele med flatene ab og ac. a, b, og c er krystallakser.

Plagioklasfeltspat, $(Na,Ca)(Si,Al)AlSi_2O_8$.

Krystallsystem: triklin.

Form: ofte tavleformete krystaller, men vanligst i uregelmessige masser, fig. 12.

Tvillinger: Plagioklasfeltspatene danner svært ofte polysyntetiske tvillinger. De enkelte individuelle krystaller har form av tynne plater. Disse er vokset sammen i ac-planet (loddrett b-aksen), men slik at tilstøtende individer er rotert 180° om b-aksen i forhold til hverandre. På grunn av den skjeve vinkelen mellom b- og c-aksen (ca 87°) dannes et renneformet "innhakk" i mellom de enkelte individene, fig. 12. Disse albit-tvillingene trer frem som fine parallelle linjer på kløvflaten ab, og er det beste kriterium til å bestemme plagioklasfeltspat med blotte øye så vel som i mikroskop.

Kløvning: to gode kløvflater som står nesten loddrett på hverandre ("plagioklas"=skjevtspaltende).

Hardhet: 6.

Tetthet: 2,62-2,76 (øker med tiltagende Ca-innhold).

Farge : hvit, grå, av og til brun og rødlig.

Strek : hvit.

Glans : glassaktig.

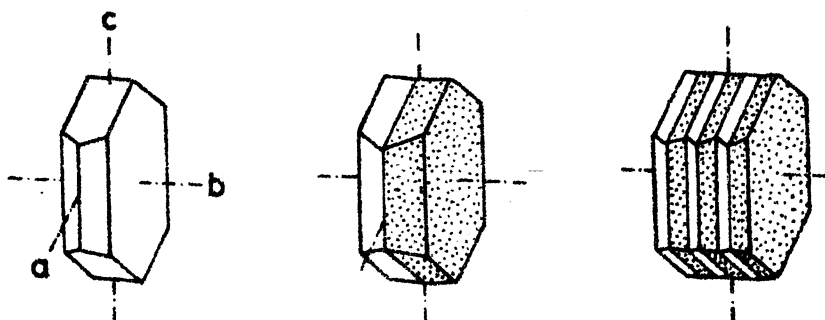


Fig. 12. Plagioklaskrystaller. Polysentetiske Albit-tvillinger tilhøyere.

Kjemi: Plagioklasserien er delt inn i seks undertyper:

Albit	An ₀ - An ₁₀
Oligoklas	An ₁₀ - An ₃₀
Andesin	An ₃₀ - An ₅₀
Labrador	An ₅₀ - An ₇₀
Bytownit	An ₇₀ - An ₉₀
Anorthit	An ₉₀ - An ₁₀₀

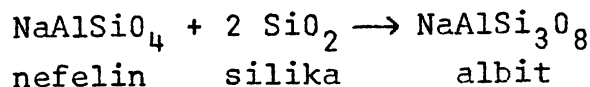
Opptreden: Anorthit opptrer i kontaktmetamorfe kalkstener (marmor). Bytownit og labrador er typisk for gabbroide eruptivbergarter, andesin i dioritter, oligoklas i monzonitt, granodioritt og til dels granitt, mens albit forekommer i Na-rike granitter og syenitter, lignende fordeling i de tilsvarende vulkanske bergarter. (NB! De basiske bergarter er rike på Ca-rik plagioklas og de sure på Na-rik plagioklas). Na-rik plagioklas dominerer i de lavmetamorfe bergarter, mens Ca-innholdet i plagioklasen øker med stigende metamorfosegrad. Albit og oligoklas kan være konsentrert i pegmatittganger. (Solsten er en rødfarget oligoklas fra pegmatittgang).

Anvendelse av feltspat: alkalifeltspat og albit, i mindre grad oligoklas, er et meget viktig råstoff i fremstilling av glass, porselen og kjeramikk. Pegmatitter i Østfold, langs Sørlandet og i Setesdal samt i Tysfjordområdet er de viktigste norske forekomster av feltspat. Amasonitt og solsten anvendes som smykkesten.

Feltspat som kilde av plantenæringssemner: Feltspat er ved siden av kvarts det vanligste mineralet i sandige og siltige jordarter. Kaliumet i alkalifeltspaten er imidlertid meget sterkt bundet, og på grunn av alkalifeltspatens høye resistens overfor kjemisk forvitring, er dette kalium vanskelig tilgjengelig for plantene. De Ca-rike plagioklasene forvitrer langt lettere enn alkalifeltspat og Na-rik plagioklas, og er derfor viktige kalsiumkilder for plantene. Dette henger sammen med at bindingene i plagioklasen svekkes ved økende substitusjon av Si^{4+} med Al^{3+} og med samtidig substitusjon av Na^+ med Ca^{2+} .

Feltspatoid-gruppen.

Feltspatoidene, eller feltspaterstattere som de også kalles, er en gruppe natrium- og kalium-alumina-silikater som krystalliserer fra alkali-rike magmaer når Si-innholdet er for lavt til å binde alt natrium og kalsium som feltspat. Feltspatoidene vil derfor aldri kunne opptre i en bergart sammen med kvarts da de vil reagere med fri silika og danne feltspat:



Feltspatoidene er ikke innbyrdes så like i struktur som feltspatene. De fleste er kubiske eller heksagonale. De vanligste feltspatoider er:

(Leucit	KAlSi_2O_6)
Nefelin	NaAlSiO_4
(Cancrinit	$6 \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$)
(Sodalit	$6 \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$)

Feltspatoidene forvitrer lett i surt miljø, og kan gi opphav til leirmineraler med viktige jordbunnskjemiske egenskaper.

Nefelin, NaAlSiO_4

Krystallsystem: Heksagonal.

Form: Krystallene er oftest enkle sekskantete prismer, men nefelin forekommer vanligst i uregelmessige korn og masser.

Kløvning: en meget dårlig kløvflate som ikke registreres med blotte øye.

Hardhet: 5-6.

Tetthet: 2,55-2,65.

Farge : grå, brun, brunrød.

Strek : hvit

Glans : fettaktig glans på frisk bruddflate. I motsetning til røkkvarts, som nefelin kan ligne på, er nefelinkornene ofte omgitt av en tynn omdannelsesone hvor mineralet er matt.

Kjemi: Nefelin inneholder noe kalium ved siden av natrium.

Opptil 1/4 av natriumet kan erstattes av kalium.

Opptreden: Nefelin opptrer i både vulkanske og plutonske bergarter.

I Norge finnes nefelin i nefelinsyenitt i Oslofeltet og på Stjernøy og Seiland i Vest-Finnmark.

Anvendelse: Ren nefelin er et meget viktig råstoff i fremstilling av glass, porselen og kjeramikk. Viktig norsk forekomst er Stjernøy i Finnmark.

(Andre nettverksilikater).

Skapolit, (Na,Ca)-aluminasilikat med $(Cl^{-}, CO_3^{2-}, SO_4^{2-})$.

Tetragonale mineraler som i kjemisk sammensetning tilsvarer plagioklasserier, men inneholder klor, karbonat eller sulfat. Forekommer i kontaktmetamorfe kalkstener, og også i skifer og gneiss hvor skapolit kan erstatte plagioklas.

Zeolit-gruppen, (Na, Ca)-aluminasilikater med H_2O .

Zeolit-mineralene omfatter en rekke enkeltmineraler som varierer mye i krystallstruktur og sammensetning. De har tre felles karakteristiske egenskaper: (1) de kan avgi sitt krystallvann uten at krystallstrukturen forandres, og de kan absorbere andre forbindelser istedenfor vann; (2) de har evne til kation-utbytting, og (3) forholdet $(CaO+Na_2O)/Al_2O_3$ er alltid 1:1 og forholdet $(Al+Si):O$ er alltid 1:2.

På grunn av kationutbytningsevnen kan zeoliter føre verdifulle metaller. Zeolitene dannes som sene produkter av magmatiske løsninger, ofte ved at varmt vann bryter ned tidligere krystalliserte feltspater, feltspatoider eller vulkansk glass. Zeolitene kan også forekomme i sedimenter og sedimentære bergarter. De er særlig vanlige som blæreromsfyllinger i lavaer.

Sjiktgittersilikater (fyllosilikater).

Det strukturelle fellestrekket for alle mineraler i denne underklassen er opptreden av SiO_4 tetrahedre hvor hvert tetraheder deler tre av de fire oksygenionene med nabetetrahedre slik at de tilsammen danner sjikt i form av et pseudoheksagonalt nettverk. Sjiktet har sammensetningen $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{-4}$. Al^{3+} kan erstatte opptil halvparten av Si^{4+} slik at sjikt som $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})^{-5}$ og $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})^{-6}$ blir dannet. Disse sjiktene betegnes "tetrahederlaget".

I alle sjiktgittersilikater er tetraheder-laget forbundet med en annen sjikt-lignende gruppe av kationer (vanligvis Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} og Fe^{3+}) i seks-koordinasjon med oksygen og hydroksyl-anioner. Seks-koordinasjonen betyr at hvert kation er omgitt av seks anioner, slik at hvert enkelt anion opptrer i hjørnet av et oktaheder og med kationet i sentrum. Ved deling av anioner mellom tilstøtende oktahedre oppstår et plant nettverk, det såkalte "oktahederlaget". Det skilles mellom to hovedtyper av oktahederlag. I oktahederlag med tre-verdig kation (M^{3+}) i sentrum er det to kationer pr. seks $(\text{OH})^-$ ioner, og oktahederlaget er dioktahedrisk. Med to-verdig kation (M^{2+}) i sentrum, vil det i oktahederlaget fordele seg tre kationer pr. seks $(\text{OH})^-$ ioner, og oktahederlaget er trioktahedrisk. (Se fig. 13-16).

Tetrahederlaget og oktahederlaget er bundet sammen i sjiktgitterstrukturene. I hvert tetrahederlag vil det fjerde "ledige" oksygenionet på spissen av hvert SiO_4 tetraheder ligge rett over den trekanten som dannes av de øvrige tre oksygenioner i tetrahedret. Alle disse "ledige" oksygenioner er vanligvis orientert i samme retning, og danner tilsammen sekskantete ringer av tilsvarende dimensjon som de sekskantete ringene av silisiumioner i tetrahedergrunnflaten. Tetrahederlaget og oktahederlaget blir knyttet sammen ved at tetrahederlagets "ledige" oksygenioner inntar anionposisjoner i oktahederlaget, slike som ikke er besatt av hydroksylioner (se strukturene av kaolinit, talk, muskovit og klorit). Sammenknytningen av tetrahederlag og oktahederlag kan skje på to måter, enten ved at (a) et lag av hver type er bundet sammen (1:1 sjiktpakke), eller ved at (b) to tetrahederlag er bundet til et felles mellomliggende oktahederlag (2:1 sjiktpakke).

Tetraheder-oktaheder sjiktpakkene er stablet i c-aksensretning, og sjiktgittersilikatkrystallene er derfor pseudoheksagonale i

ab-planet. Alle sjiktgittersilikatene har en kløvflate som alltid er parallell med ab-planet, og som ligger mellom de sammensatte tetraheder-oktahedersjikt-pakkene som har en høy intern bindingsenergi.

Tetraheder-oktahedersjikt-pakkene kan være elektrisk nøytrale slik som i kaolinitstrukturen og i talkstrukturen, fig. 13, 14. I disse mineralene er 1:1, henholdsvis 2:1 sjikt-pakkene, bundet sammen av svake bindinger, vesentlig van der Waalske bindinger og hydrogenbindinger (de siste i kaolinit). Mineralene er bløte og spalter lett, og de har liten kation-ombytningskapasitet.

I andre mineraler kan tetraheder-oktahedersjikt-pakken være negativt ladet ved at Al^{3+} substituerer for Si^{4+} i tetrahederlaget. Hos muskovit (fig. 15) og biotit kompenseres den negative ladningen ved at K^+ ioner opptrer i 12-koordinasjon mellom 2:1-sjikt-pakkene. Kalium-oksygen bindingene er svake, og mineralet spalter lett langs dette strukturplanet.

I oktahederlagene kan også kationet substitueres av et annet kation med lik eller større ladning. Dette skjer lettest ved den trioktahedriske strukturen (M^{2+} kation), fordi bindingen kation-anion er svakere her enn i den dioktahedriske strukturen (M^{3+} kation). Et trioktahedrisk lag kan derfor bli positivt ladet ved at et M^{2+} ion blir substituert av et M^{3+} ion. I klorittstrukturen er de negativt ladete 2:1-sjikt-pakkene avbalansert ved et mellomliggende positivt ladet oktahederlag av sammensetning $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{OH})_{12}^+$, fig. 16. I dette oktahederlaget er hvert sjette Mg^{2+} ion substituert med et Al^{3+} ion. Klorittenes struktur betegnes som en 2:1:1 sjikt-pakkestruktur.

Forskjellen i kationsubstitusjonsegenskapene hos di- og trioktahedriske lag, forklarer hvorfor kalsium utlutes lettere hos biotit enn hos muskovit. I den trioktahedriske biotitstrukturen kan Fe^{2+} (eller Mg^{2+}) erstattes av Fe^{3+} samtidig som K^+ går ut av strukturen, og dermed bevares ladningsnøytraliteten.

Sjiktgittersilikatene klassifiseres på grunnlag av deres oppbygning av tetraheder-oktahederlag og etter karakteren av oktahederlaget, di- eller trioktahedrisk. En slik inndeling av de mest vanlige sjiktgittersilikatmineraler er vist på neste side:

Tabell 3. Klassifisering av sjiktgittersilikater.

Sjiktpakkestruktur	Dioktahedrisk	Trioktahedrisk
1 : 1	Kaolinit (m.fl.) $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	Serpentin $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$
		Antigorit Krysotil
	(Pyrofyllit) $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	Talk $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
2 : 1	Montmorillonit $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot xH_2O$	Vermikulit $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot xH_2O$
	Muskovit $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Biotit $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
2 : 1 : 1		Klorit $(Mg,Fe)_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$

Sjiktgittersilikatene danner en mineralgruppe med mangefoldige muligheter til strukturell variasjon og kombinasjon av tetrahederlag og oktahederlag. Denne variasjon er særlig utpreget hos leir- mineralene. Leirmineralene dannes ved hydothermal omdannelse av andre silikatminerlaer, særlig feltspat og glimmer, og de dannes ved forvitring. Mange av leirmineralene er av stor jordbunnskjemisk betydning på grunn av sin evne til kationombytning og evne til å adsorbere til overflaten ladete organiske og uorganiske forbindelser. Montmorillonit og vermikulit har disse egenskapene særlig utviklet. Dette henger sammen med at substitusjoner i tetraheder- og oktahederlag fører til en netto negativ ladning på sjiktpakkene. Denne negative ladning kompenseres ved at kationer slike som Ca^{2+} , K^+ og Mg^{2+} adsorberer mellom lagene. Montmorillonit sveller i vann ved at disse kationene omgir seg med H_2O -molekyler og tvinger 2:1 sjiktpakkene fra hverandre. Leirmineralene og deres jordbunnskjemiske egenskaper blir behandlet nærmere i faget jordbunns-lære.

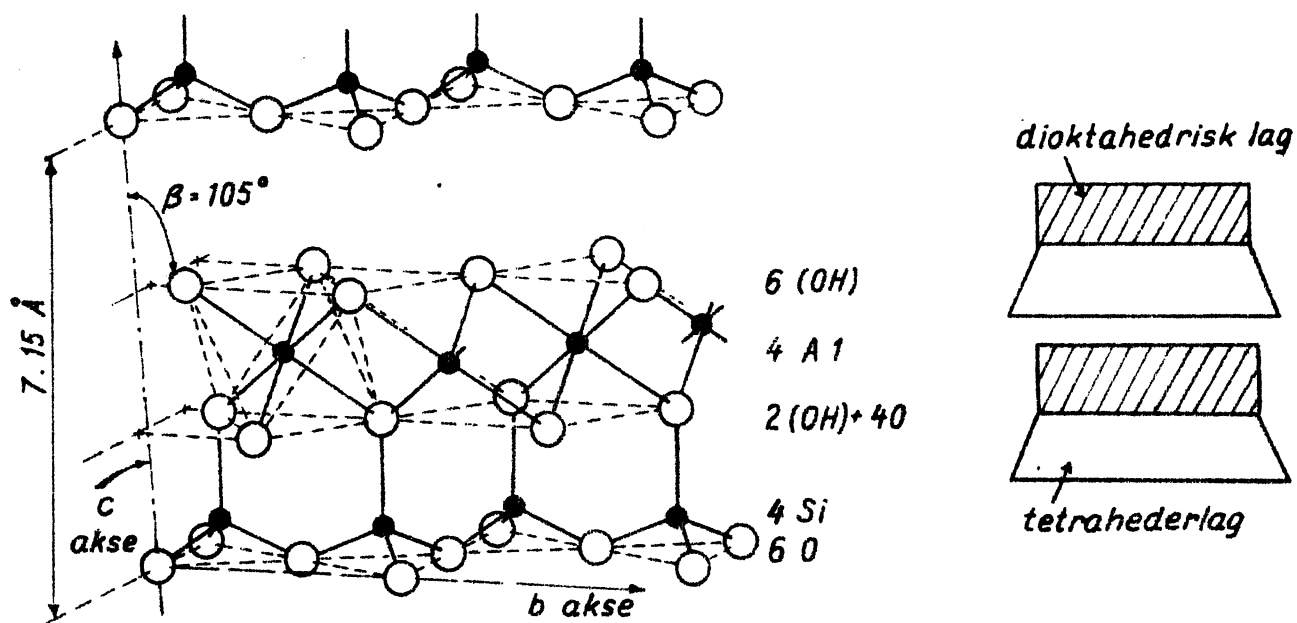


Fig. 13. Struktur av kaolinit, $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Et tetrahederlag $\text{Si}_4\text{O}_{10}^{-4}$ er bundet til et dioktahedrisk lag $\text{Al}_4\text{O}_4(\text{OH})_8^{-4}$. Til høyre er strukturen vist forenklet. 1:1 sjiktpakke.

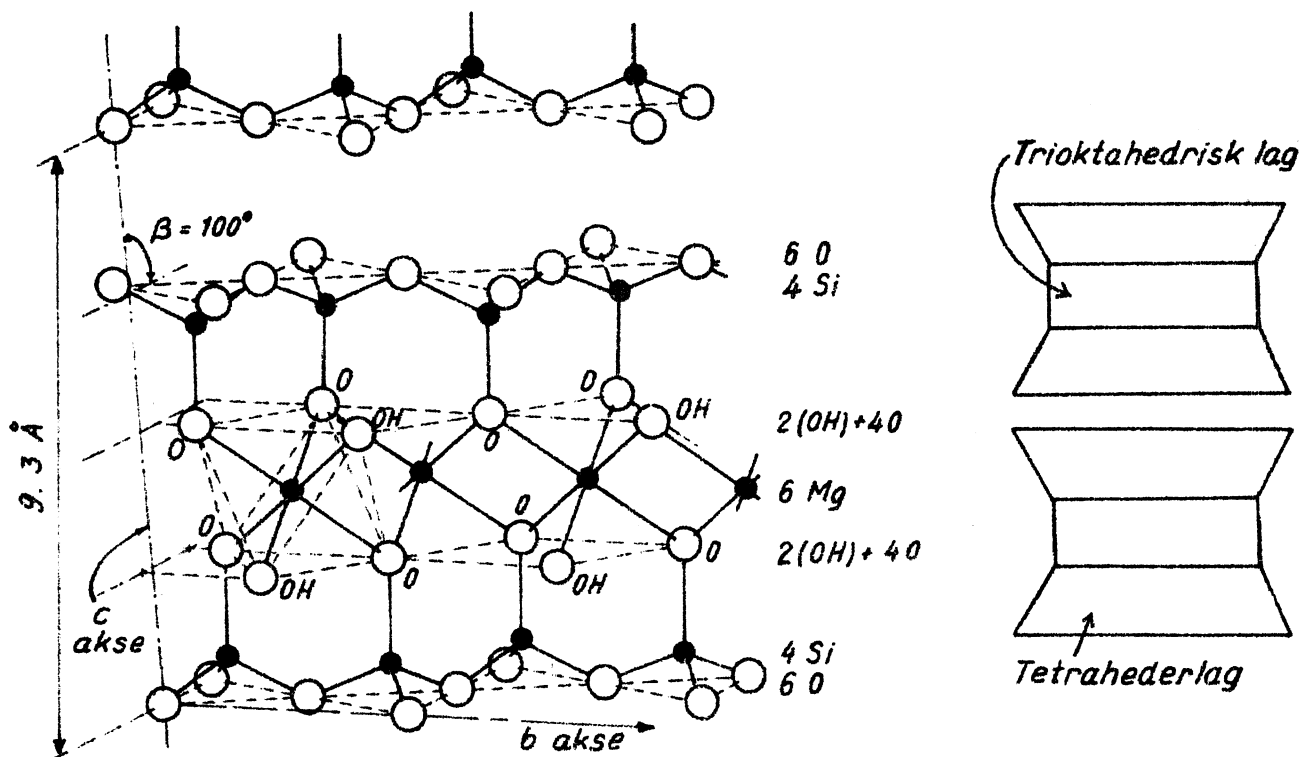


Fig. 14. Struktur av talk, $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Et trioktahedrisk lag $\text{Mg}_6\text{O}_8(\text{OH})_4^{-8}$ er bundet til to $\text{Si}_4\text{O}_{10}^{-4}$ tetrahederlag. Forenklet til høyre. 2:1 sjiktpakke.

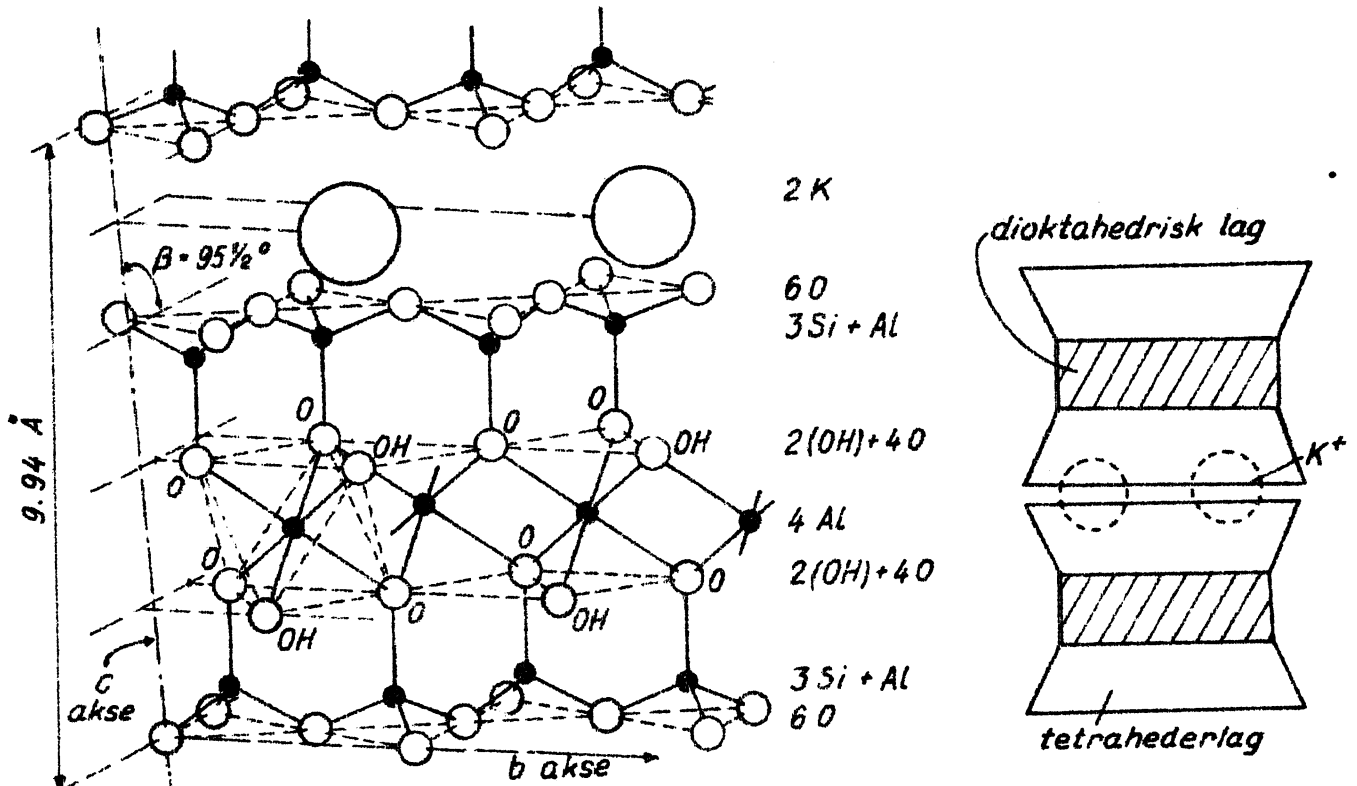


Fig. 15. Struktur av muskovit, $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. 2:1 sjiktpakke med et dioktahedrisk lag mellom to tetrahederlag. 2:1 sjiktpakkene er bundet sammen av K^+ i 12-koordinasjon. Forenklet til høyre.

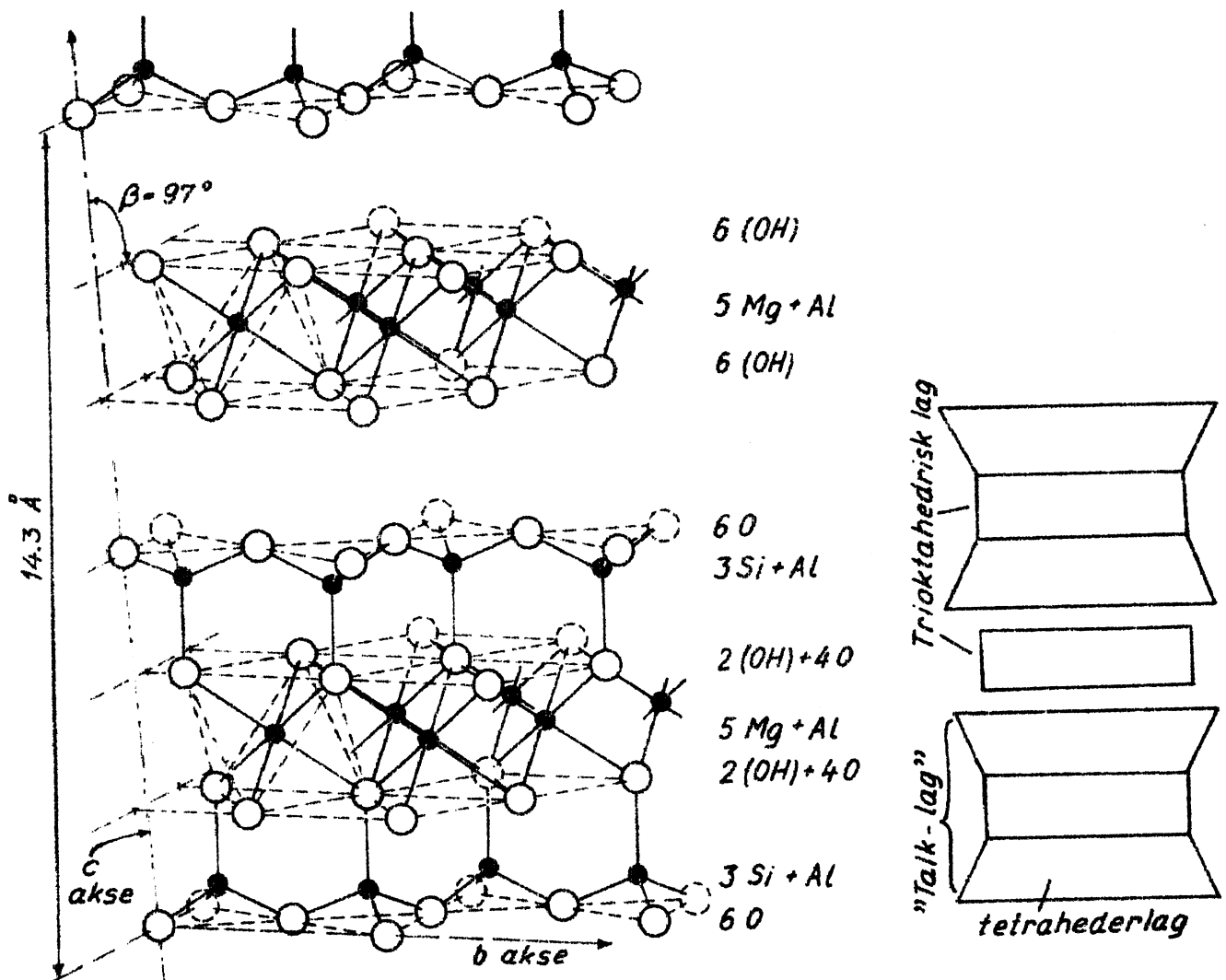
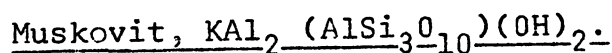


Fig. 16. Struktur av klorit, $Mg_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$. 2:1:1 sjiktstruktur bestående av 2:1 sjiktpakker ("talk-lag") bundet sammen av et trioktahedrisk lag $Mg_5Al(OH)_{12}^{+1}$. Forenklet til høyre.

Glimmer-gruppen.

Glimmerne er av de mest vanlige mørke (mafiske) mineralene og opptrer i eruptive bergarter, i metamorfe bergarter, og enkelte typer kan nydannes i sedimenter (illit). En rekke polymorfe varianter forekommer. Glimmerens struktur består av to tetrahederlag med et oktahederlag imellom, 2:1 sjiktpakke. Substitusjon av Si^{4+} med Al^{3+} i SiO_4 tetrahedrene fører til en netto negativ ladning på tetraheder-oktahedersjiktpakken. K^+ ioner imellom disse negativt ladete enhetene skaper ladningsnøytralitet. Glimmernes generelle formel kan skrives: $\text{X}_2\text{Y}_{4-6}\text{Z}_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$. X er kationer mellom 2:1 sjiktpakkene og er vanligvis K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , men Ba^{2+} , Rb^+ , Cs^+ og Pb^+ kan forekomme. Y er kation i oktahederposisjon og er vanligvis Al^{3+} (i de dioktahedriske glimmerne), Mg^{2+} og Fe^{2+} (i de trioktahedriske glimmerne), men Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Li^+ og V^{3+} kan forekomme. Muskovit og biotit er mest vanlig og omtales nærmere her.



Krystallsystem: monoklin.

Form: krystaller med sekskantet prismeform, vanligvis i skjell- og flakformige masser.

Kløv: en meget god kløvflate.

Hardhet: 2 1/2 (på kløvflaten), 4 (på tvers av kløven).

Tetthet: 2,8-2,9.

Farge: fargeløs, eller svakt farget grønn, grå eller brun.

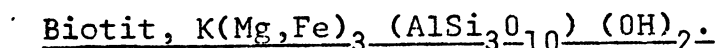
Strek: hvit.

Glans: glassaktig, eller perlemorøglans.

Kjemi: Noe Na^+ substituerer K^+ . Mg^{2+} , Fe^{2+} og Cr^{3+} kan substituere Al^{3+} (i mindre utstrekning) i oktahederlaget. F^- kan erstatte OH^- . Kalium er relativt sterkt bundet, men kan under forvitring erstattes av H_3O^+ (hydroglimmer, illit).

Opptreden: Muskovit er vanlig i granittpegmatitter, men opptrer ikke som primært mineral i normale eruptivbergarter dannet over 600-700 C°. Muskovit er et fremtredende mineral i metamorfe leirskifre (fyllit, glimmerskifer, gneiss). Finskjellet muskovit i disse bergartene kalles sericit. Muskovit har relativt høy forvittringsresistens og anrikes derfor i finkornige sedimenter, men kan også dannes i leirsedimenter ved forvittringsprosesser (illit)

Anvendelse: Muskovit har flere fysiske egenskaper som gjør det til et viktig industrielt råstoff: perfekt kløv, bøyelig, elastisk, lav termisk ledningsevne og elektrisk isolerende. Anvendes i elektroindustrien, og brukes som tilsetningsstoff (filler) i maling, gummi og en rekke andre produkter.



Krystallsystem: monoklin.

Form: som for muskovit.

Kløv: en god kløvflate.

Hardhet: 2 1/2 (på kløvflaten) kløvflakene er bøyelige og elastiske .

Tetthet: 2,8-3,4, tiltar med økende Fe-innhold.

Farge: Lys gulbrun (Mg-rik), brun, mørke grønn, sort (Fe-rik).

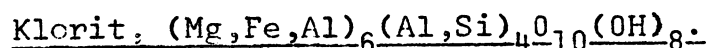
Strek: hvit til grå.

Kjemi: alle overganger fra Mg- til Fe-dominert biotit finnes.

I eruptive bergarter stiger Fe-innholdet med økende silika-innhold i bergarten. Ren Mg-type (flogopitt) opptrer i ultrabasiske bergarter, mens granitter og granittpegmatitter fører jernrike biotitter. Biotit er en meget viktig kalium- og magnesiumkilde for plantene, se s. 32.

Opptreden: Biotit er mest vanlig i intermedieære og sure eruptivbergarter og i jernrike metamorfe bergarter, glimmerskifer, gneiss, hornfels.

Anvendelse: Biotit anvendes innen elektroindustrien, og anvendes i materialer beregnet til bruk ved høy temperatur.



Krystallsystem: monoklin (triklin polymorf).

Form: Pseudoheksagonale krystaller, vanligvis i skjellformige aggregater og meget finkornige jordlignende masser.

Kløv: en meget god kløv, kløvflakene er bøyelige men ikke elastiske.

Hardhet: 2 (på kløvflaten).

Tetthet: 2,6-3,3, tiltar med økende Fe-innhold.

Farge: mørke grønn (grønn = "chloros", derav klorit).

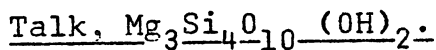
Strek: hvit, svakt grønnfarget.

Glans: glassaktig, oftest matt i de tette formene.

Kjemi: Klorittenes krystallstruktur (fig. 16) tillater en utstrakt substitusjon av atomer, og klorittene viser derfor en vid

variasjon i kjemisk sammensetning. En rekke spesielle navn er brukt for disse variantene. Klorit er en viktig Mg-kilde, og klorittrike bergarter gir ved forvitring næringsrike jordarter.

Opptreden: Klorit opptrer i eruptive bergarter som et sent omdannelsesprodukt av biotit og andre Fe-Mg-mineraler. Klorit er et meget viktig mineral i lavmetamorfe bergarter (grønnskifer-facies) så som grønnskifer, grønnsten og klorittskifer. Ved hydrotermal aktivitet i basiske bergarter kan kloritt være dannet i store mengder på slepper og i sprekkesoner. Klorit opptrer også i leirmineralfraksjonen i mange sedimenter og jordarter og er derfor av stor jordbunnskjemisk betydning.



Krystallsystem: monoklin.

Form: småfoldete, skjellformige masser eller tette finkornige aggregater.

Kløv: en meget god kløvflate, kløvflakene bøyelige, men elastiske.

Hardhet: 1.

Tetthet: 2,82.

Farge: blekgrønn, hvit eller grå, av og til brunfarget av jernoksyd.

Strek: hvit.

Glans: perlemorsglans på kløvflaten, ellers fettglans.

Opptreden: Talk dannes ved lav og middels metamorfose av magnesiumrike bergarter (olivinsten o.l.). Talk er hovedmineralet i bergarten klebersten.

Anvendelse: Talk har mange anvendelsesmåter. Talk er hovedbestanddel i talkum-pudder. Talk har lav varmeledningsevne og lav elektrisk ledningsevne, det er varmebestandig, blir hardt ved oppvarming til høy temperatur (går over til kvarts og enstatit-pyroksen) og er syrebestandig. Disse egenskaper gir talken anvendelse som råstoff til kjeramikk og som filler i maling, papir, gummi, asfalt, plast, polérmidler, insektmidler og tekstiler. Talk og klebersten brytes i dag i Gudbrandsdalen, Hardanger, Sogn og Fjordane og i Rana-distriktet.

Serpentin, $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$:

Serpentin anvendes som fellesbetegnelse på to mineraler, antigorit (bladserpentin) og krysotil (trådserpentin). De er begge 1:1 sjiktpakkemineraler på samme måte som kaolinit (fig. 13), men med Mg istedenfor Al i oktahederlaget (trioktahedrisk). Hos antigorit er sjiktpakkene plane, men i krysotil er de sammenrullet til langstrakte tynne rør på grunn av sterke spenninger i sjiktpakkens overflate.

Krystalsystem: monoklin (heksagonal og rombiske polymorfe).

Form: krystallopp treden ukjent, vanligvis tett strukturløs masse unntatt som trådformet asbest.

Kløv: ingen.

Hardhet: 4-6.

Tetthet: 2,5-2,6.

Farge: vanligvis grønn, løs grønn til gul, men også brun, rødbrun og grå.

Strek: hvit.

Glans: voks- eller fettaktig i de massive varianter, silkeglans i asbestformen.

Kjemi: Små mengder Fe og Al kan erstatte Mg. Serpentin spaltes i talk, Mg-olivin og H_2O over $500^{\circ}C$.

Opp treden: serpentin dannes av olivin og enstatit ved middels og lav metamorfose under innvirkning av H_2O (og ofte CO_2).

Serpentin er hovedmineralet i bergarten serpentin(sten).

Anvendelse: Serpentinasbest har lav termisk og elektrisk lednings- evne, er kjemisk inaktiv, og sammen med fiberstrukturen gjør disse egenskaper asbest mye anvendt i industrien. Av serpentinasbest fremstilles varmeisolerende og elektrisk isolerende materialer, syrebestandige tekstiler og til asbest-cement. Serpentinsten brytes og poleres til prydsten. Serpentin i Modum og i Trøndelag er anvendt til dette formål.

Kjedesilikater (inosilikater).

To viktige mineralgrupper, pyroksener og amfiboler, har krystall- strukturer dannet ved polymerisering av SiO_4 tetrahedre i kjeder av ubestemt utstrekning. Pyroksenene har enkle kjeder med sammensetning $(SiO_3)^{2-}$ og amfibolene dobbeltkjeder med sammensetning $(Si_4O_{11})^{6-}$,

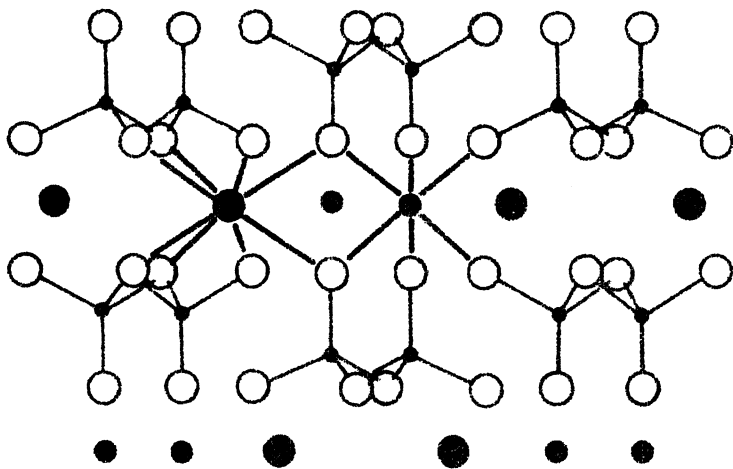
se s. 16. Denne strukturelle likhet forklarer de mange fysiske og kjemiske likheter mellom mineralgruppene, mens ulikheter har sin årsak i noe forskjellige egenskaper hos de to kjedetyperne.

Kjedene er parallellorientert i retning av krystallenes c-akse og er bundet til hverandre i siden av kationer i seks- og åttekoordinasjon, fig. 17 og 18. Sett i snitt loddrett på krystallenes c-akse har kjedene trapesform. De åtte-koordinerte store kationer binder sammen basisflatene i trapesene, og de seks-koordinerte små kationene binder sammen toppflaten ("spissene") av trapesene. Av denne grunn blir bindingene svakere der to basisflater støter mot hverandre enn der to toppflater støter mot hverandre. Mineralene spalter langs basisflatene og langs sidekantene av kjedene. På grunn av forskjellen i lengde av de trapesformede tverrsnittene i de to kjedetyperne vil de to kløvflatene hos pyroksen skjære hverandre med en vinkel som er nær 90° , mens den tilsvarende vinkel hos amfibol er tilnærmet 60° (og 120°). Denne forskjell i skjæringsvinkel er det viktigste kriterium til å skille pyroksen og amfibol fra hverandre i håndstykke.

I begge kjedestrukturere er bindingene sterkest langsmed kjedene, og derfor danner pyroksen og amfibol krystaller som er utstrakt i retning av c-aksen. Dobbeltkjeden er imidlertid sterkest, og amfibolene opptrer derfor generelt i langprismatiske krystaller, mens pyroksenkrystallene er kortere.

Kjedenes analoge oppbygning avspeiles også i en stor likhet i kjemisk sammensetning mellom pyroksener og amfiboler. I begge strukturer er det store muligheter for substitusjoner av kationer i de to hovedposisjonene, fig. 17 og 18. Opptil $1/3$ av Si^{4+} i tetrahedrene kan substitueres av Al^{3+} . I amfibolene opptrer hydroksylioner i åpningene mellom dobbeltkjedene. Si-O-Si -tverrbindingen i amfibolene forsterker strukturen, og forklarer hvorfor amfibolene generelt er mer forvittringsresistente enn pyroksenene.

Pyroksenene krystalliserer ut fra basiske og H_2O -fattige magmaer og kan dannes ved høy metamorfose i bergarter hvor vannet er utdrevet (granulitter, charnokitter). Amfibolene, med sitt hydroksylinnhold, favoriseres av et vannrikt miljø og er derfor karakteristiske mineraler i de metamorfe bergartene. Amfibol krystalliserer også ut fra magmaer hvor vanninnholdet er høyt.



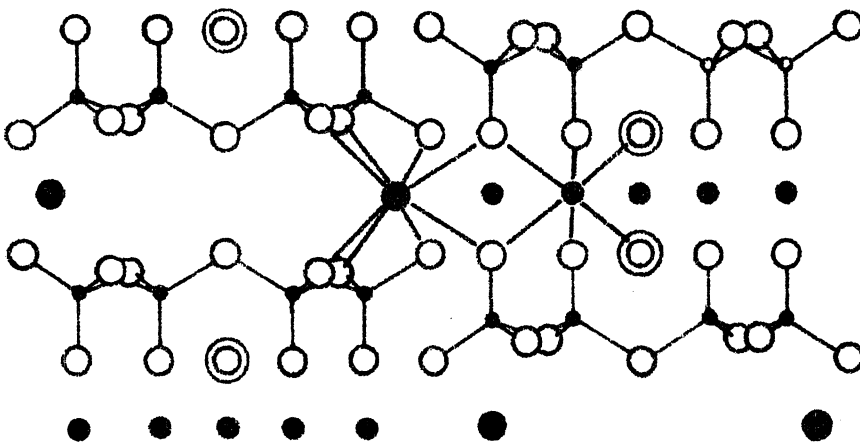
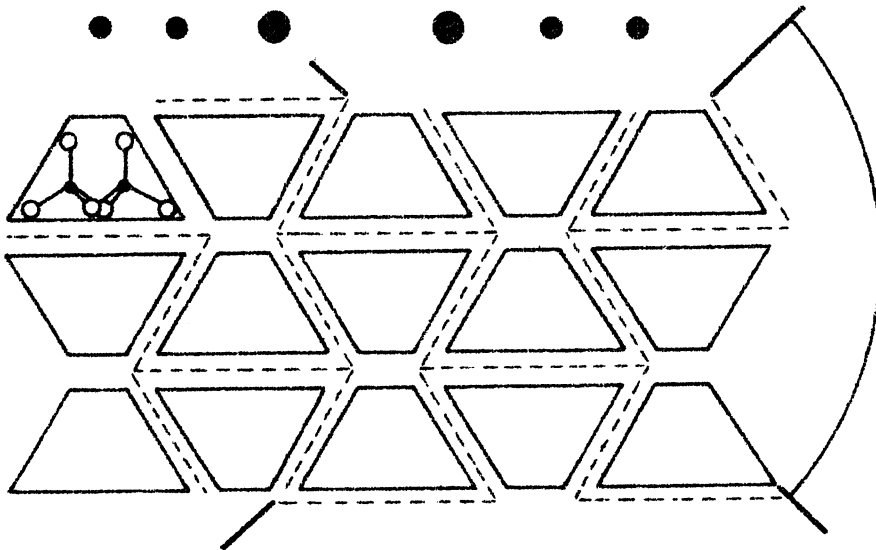
● $\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+$
(store ioner)

● $\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$
(små ioner)

Fig. 17 .

Struktur av
pyroksen loddrett
 $(\text{SiO}_3)^{2-}$ -kjedenes
lengderetning.

Til venstre kløv-
vinkelen som
resultat av plan
med svake bindinger
imellom.



● $\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+$
(store ioner)

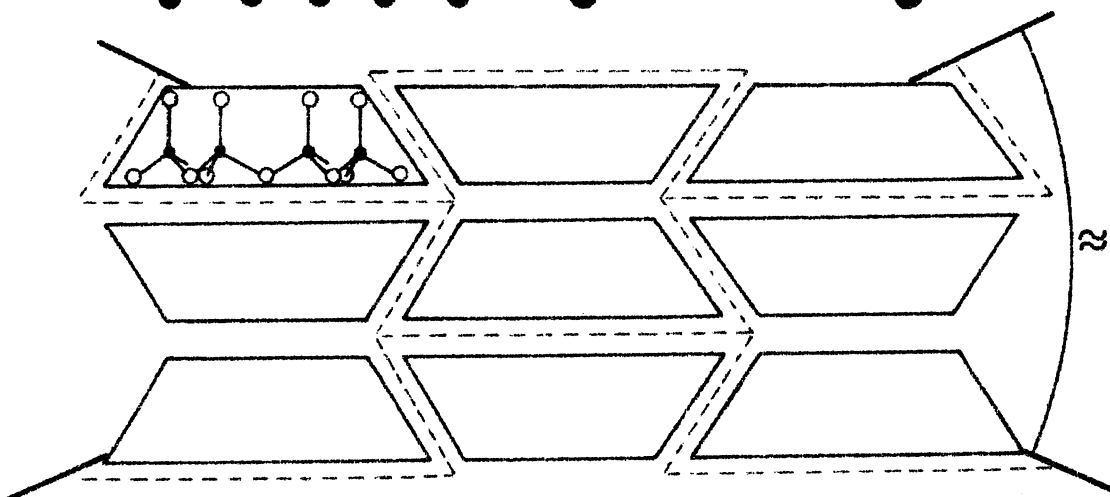
● $\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$
(små ioner)

◎ OH^-

Fig. 18 .

Struktur av
amfibol loddrett
 $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ -kjedenes
lengderetning.

≈60° Til venstre
kløvvinkelen som
resultat av plan
med svake
bindinger
imellom.



Pyroksener og amfiboler er viktige magnesium- og kalsiumkilder, og ved forvitringen av disse mineralene frigjøres disse elementene for plantenes næringsopptak. Dette skjer oftest ved at mineralene brytes ned til sekundære leirmineraler, gjerne klorit, hvor kation-ombyttingen er langt større enn i primærmineralene.

Pyroksen-gruppen.

Pyroksenene opptrer i to undergrupper med henholdsvis rombisk og monoklin symmetri. De mest vanlige innenfor disse undergruppene er følgende:

Rombiske pyroksener:

Enstatit	$MgSiO_3$
Hypersthen	$(Mg, Fe)SiO_3$

Monokline pyroksener:

Diopsid	$CaMgSi_2O_6$
Hedenbergit	$CaFeSi_2O_6$
Augit	$Ca(Mg, Fe, Al)(Al, Si)_2O_6$
Egerin	$NaFeSi_2O_6$

De rombiske og monokline pyroksener danner hver for seg to blandings-serier som det er liten blandbarhet imellom, fig. 19. (Det er det store Ca^{2+} ionet som begrenser muligheten for full blanding innen en

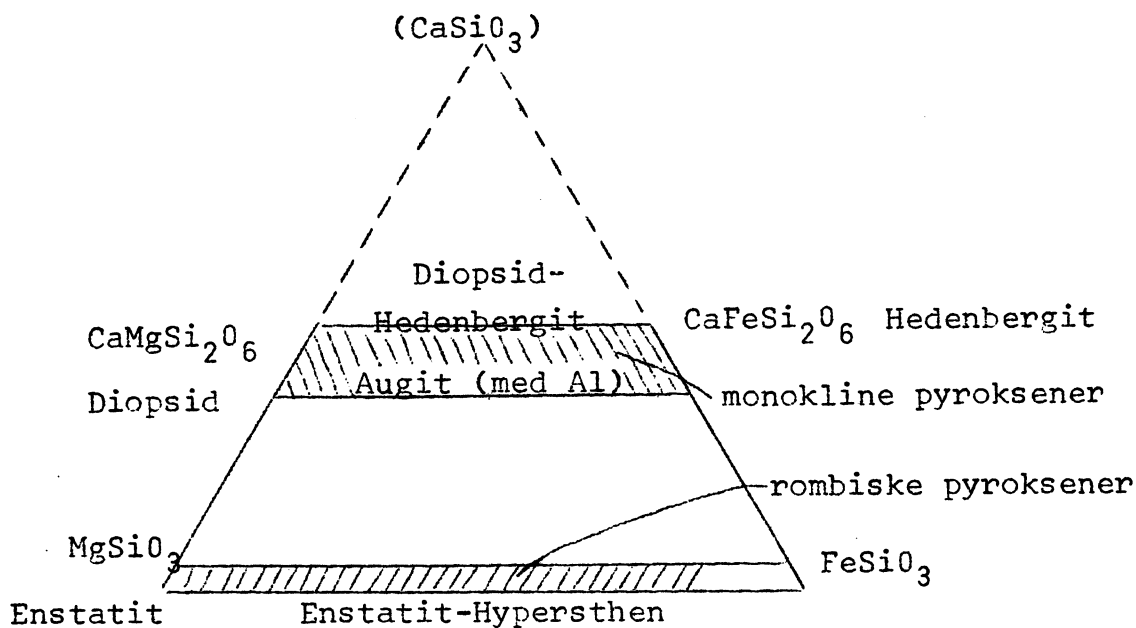


Fig. 19 Kjemisk variasjon innen pyroksengruppen. Mineraler eksisterer bare innen de skraverte felt.

og samme strukturtype).

(Enstatit, $MgSiO_3$).

(Hypersthen, $(Mg,Fe)SiO_3$).

Krystallsystem: rombisk.

Form: velutviklede krystaller sjeldne, oftest i uregelmessige korn eller grove masser.

Kløv: to gode kløvflater, spaltevinkel tilnærmet 90° .

Hardhet: 6.

Tetthet: 3,2-3,9, stiger med økende Fe-innhold.

Farge: blekgrønn i Mg-rik variant, brungrønn-mørkegrønn - sort med økende Fe-innhold.

Strek: hvit til grå.

Glans: glassaktig (frisk).

Kjemi: Enstatit og hypersthen danner en kontinuerlig serie fra det rene Mg-leddet til opptil 90% $FeSiO_3$.

Opptreden: De rombiske pyroksener er karakteristiske for basiske og ultrabasiske Ca-fattige eruptivbergarter, slike som pyrokse- nitter, peridotitter, olivinsten, noritt og enkelte basalter. De opptrer også i enkelte høymetamorfe bergarter (granulitter og charnokitter, f.eks. Jotunbergartene).

(Diopsid, $CaMgSi_2O_6$).

(Hedenbergit, $CaFeSi_2O_6$).

Augit, $Ca(Mg,Fe,Al)(Al,Si)_2O_6$.

Krystallsystem: monoklin.

Form: kort-prismatiske krystaller, ofte med seks-kantet tverrsnitt, fig. 20.

Kløv: to gode kløvflater, spaltevinkel tilnærmet 90° , fig. 20.

Hardhet: 6.

Tetthet: 3,25-3,55, stiger med økende Fe-innhold.

Farge: vanligvis mørke grønn til sort.

Strek: hvit til grå.

Glans: glassaktig.

Kjemi: De tre mineralnavnene er betegnelser på en praktisk inn- deling av en kontinuerlig serie i kjemisk sammensetning og fysiske egenskaper. Augit er den vanligste av alle pyroksener.

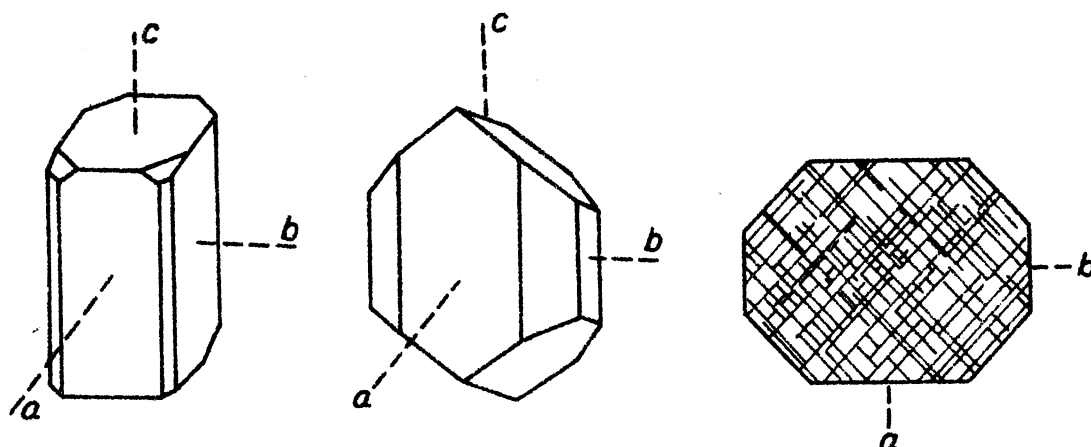


Fig. 20 . Krystaller av augit, til venstre og i midten.
Til høyre snitt av augittkrystall loddrett C-aksen som viser spalteriss.

Opptreden: Augit er det vanligste mørke mineralet i basiske og ultrabasiske eruptive bergarter, særlig i gabbro, basalt, diabas og andesit. Diopsid og hedenbergit opptrer i Ca-Mg rike metamorfe bergarter av middels og høy metamorfosegrad (hornfels, kalksilikatgneisser, dolomitmarmor).

(Ægerin, $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$.)

Krystallsystem: monoklin

Form: prismatiske krystaller, ofte avlange (og kan dermed ligne på hornblende), også som uregelmessige korn.

Kløv: to gode kløvflater, spaltevinkel tilnærmet 90° .

Hardhet: 6.

Tetthet: 3,5-3,6.

Farge: mørke grønn, brun-grønn eller nesten sort.

Strek: grå.

Glans: glassaktig.

Kjemi: Alle overganger mellom augit og ægerin oppstår ved substitusjon av Na^+ med Ca^{2+} og samtidig utbytting av Fe^{3+} med Mg^{2+} og/eller Fe^{2+} .

Opptreden: Ægerin opptrer som mørkt mineral i Na-rike eruptiv-bergarter, slik som nefelinsyenit og enkelte syenitter og granitter. Ekerit er en ægerinførende granitt fra Oslo-feltet.

Amfibol-gruppen.

Liksom pyroksenene opptrer også amfibolene i to undergrupper med henholdsvis rombisk og monoklin symmetri. Den kjemiske sammensetningen for amfibolene viser stor likhet med de tilsvarende rombiske og monokline pyroksener, men kan variere i enda større grad. (Dette henger sammen med at amfibolstrukturen har flere posisjoner for seks-koordinerte kationer enn pyroksenstrukturen. Dessuten kan Na^+ fylle ut en del av mellomrommene mellom Ca^{2+} ionene, se fig. 18). Amfibolene danner derfor flere blandingsserier:

Rombiske amfiboler:

Antofyllit $(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2; \text{Mg} > \text{Fe}.$

Monoklinē amfiboler:

Cummingtonit som anto.f., $\text{Fe} > \text{Mg}$

Tremolit-aktinolit $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2:$

Alkali-amfiboler $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2.$

Den kjemiske variasjon hos de vanligste amfiboler er vist i fig. 21, sammenlign med fig. 19:

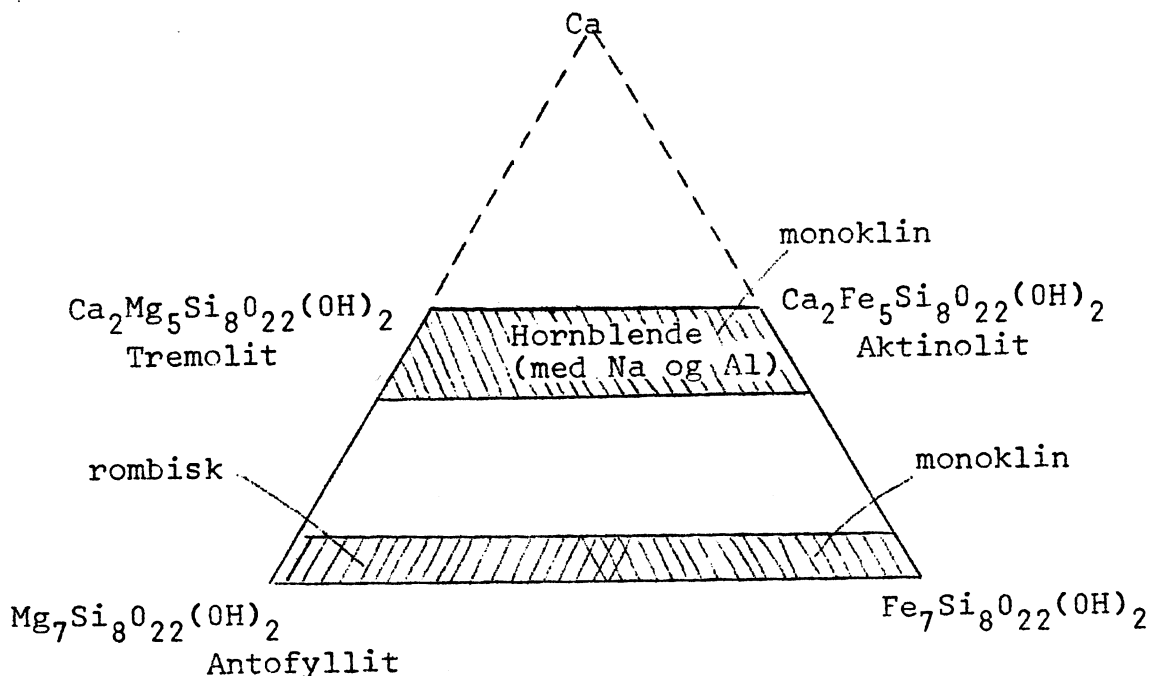


Fig. 21. Kjemisk variasjon innen de vanligste amfiboler. Mineraler eksisterer bare innen de skraverte felt.

(Antofyllit, $(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$).

Krystallsystem: rombisk.

Form: lange prismatiske krystaller, stenglige og fibrige.

Kløv: to meget gode kløvflater, spaltevinkel 60° og 120° .

Hardhet: 6.

Tetthet: 2,9-3,3, stiger med økende Fe-innhold.

Farge : hvit-grå-brun, mørkere farge med økende Fe-innhold.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig, silkeglans i fibrige varianter.

Opptreden: Antofyllit opptrer i magnesium-rike metamorfe bergarter av middels høy metamorfosegrad. Forekommer bl.a. i gneisser i Bamble-området. Den monokline cummingtonit ligner antofyllit og opptrer i tilsvarende bergarter.

Tremolit-Aktinolit, $\text{Ca}_2(\text{MgFe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Krystallsystem: monoklin.

Form: oftest i bunter av lange stenglige, nesten nålformete, krystaller. Krystallene er ofte radiært anordnet, og denne form har gitt mineralet betegnelsen "strålsten".

Kløv: to meget gode kløvflater, spaltevinkel 60° og 120° .

Hardhet: 6.

Tetthet: 2,98-3,85, stiger med økende Fe-innhold.

Farge: Mg-rike ledd (tremolitt) fargeløs til blekgrønn, Fe-rike ledd (aktinolitt) grønn.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig.

Opptreden: Tremolit og aktinolit er vanlige mineraler i lav- og middels-metamorfe bergarter, særlig i dolomitmarmor. (Nefrit er en tett variant som anvendes til smykkesten).

Hornblende, $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{AlSi})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Krystallsystem: monoklin.

Form: lange prismatiske krystaller, av og til med sèkskantet tverrsnitt (fig.22), oftest i uregelmessige korn og masser av kløvde krystaller.

Kløv: to meget gode kløvflater, spaltevinkel 60° og 120° , se fig. 22

Hardhet: 6

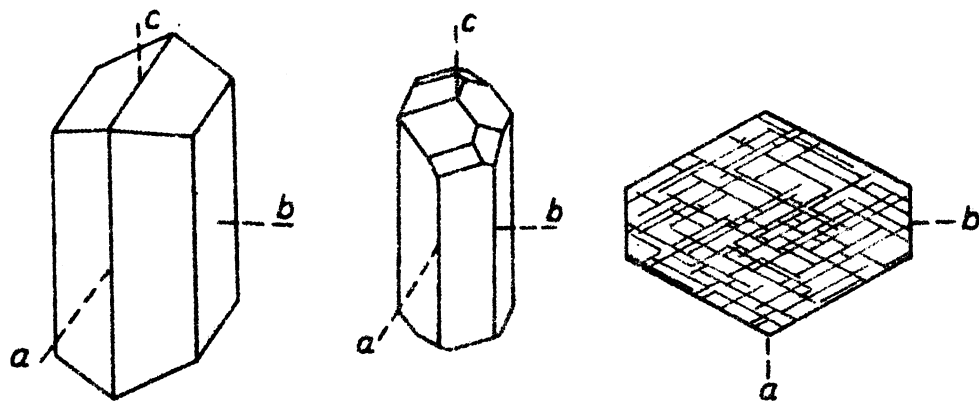


Fig. 22. Krystaller av hornblende, tilvenstre og i midten. Til høyre snitt av hornblendekrystall loddrett c-aksen som viser spalteriss.

Tetthet: 3,0-3,4, stiger med økende Fe-innhold.

Farge: mørke grønn, mørke brun, sort.

Strek: hvit til grå.

Glans: glassaktig.

Opptreden: Hornblende er et av de viktigste bergartsdannende mineraler. Det er særlig vanlig i basiske metamorfe bergarter omdannet ved middels høy metamorfose, slike som hornblendeskifer og amfibolitt. Hornblende opptrer også i plutonske bergarter, særlig i dioritt og syenitt. Titan-rik hornblende kan opptre i basalt.

(Alkalamfiboler).

Disse amfibolene opptrer vanligvis i lang-prismatiske og nålformete krystaller. Farvene veksler fra lyse blå til lavendelblå, mørke blå til sort og med tiltagende mørkhet med stigende Fe-innhold. Øvrige egenskaper som hornblende. Alkalamfibolene viser stor variasjon i sammensetningen og en rekke mineralnavn er brukt (glaukofan, riebeckit, arfvedsonit, barkevikitt) på de forskjellige sammensetningene. Natrium-magnesium-mineralet glaukofan er typisk for skifre omdannet ved lav temperatur og høyt trykk. Oslofeltets Na-rike eruptivbergarter fører flere typer alkalamfiboler.

Ringsilikater (syklosilikater).

I ringsilikatene er SiO_4 tetrahedrene knyttet sammen i ringstrukturer bestående av tre, fire eller seks SiO_4 tetrahedre, fig. 6. Sammensetningen av disse er $(\text{SiO}_3^{2-})_n$ hvor n står for antall SiO_4 tetrahedre i strukturen. Ringsilikater med sekskantete ringer er vanligst. De negativt ladete Si-O ringene er stablet på hverandre og er bundet sammen av mellomliggende kationer.

Beryll, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$.

Krystallsystem: heksagonal.

Form: sekskantete prismatiske krystaller er vanlig, også i uregelmessige masser, se fig. 23.

Kløv: en meget dårlig kløvflate (loddrett c-aksen).

Hardhet: 8.

Tetthet: 2,65-2,85.

Farge: vanligvis lys grønn til grønnblå, gule og hvite varianter forekommer.

Smykkestensvarianter er smaragd (mørke grønn) og akvamarin (blå), heliodor (gul) og morganit (rosa) er sjeldnere.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig.

Kjemi: Beryll kan inneholde noe Li^+ istedenfor Al^{3+} , mens Al^{3+} samtidig går inn istedenfor Be^{2+} . Na^+ , K^+ og Cs^+ kan opptre i midten av ringene og sørge for ladningsnøytralitet.

Opptreden: Beryll opptrer vanligst i granittpegmatitter. Her kan krystallene bli opptil 2-3 m lange. Smaragd finnes i hulrom og sprekker i forskjellig slags bergarter.

Anvendelse: Beryll er det viktigste råstoffet for utvinning av beryllium som er viktig i visse typer stållegeringer.

I Norge finnes store beryllkrystaller i pegmatittganger i Evje - Iveland området i Setesdal. Smaragd har vært utvunnet ved Minne ved sydenden av Mjøsa.

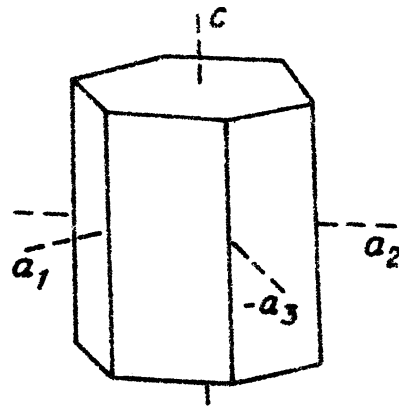
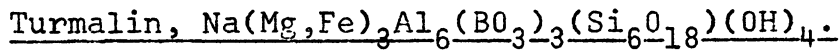


Fig. 23 . Beryllkrystall.



Krystallsystem: trigonal.

Form: vanligvis i prismatiske krystaller, ofte med avrundet trekantet tverrsnitt og en lav topp-pyramide. Prisme-flatene har karakteristiske vertikale striper, fig. 24 . Turmalin kan også opptre i fibrøse og nålformige aggregater.

Kløv: meget dårlig kløv i to retninger.

Hardhet: 7 1/2.

Tetthet: 3,0-3,2, øker med stigende Fe-innhold.

Farge: vanligvis sort, ellers brun og mørkblå. Li-holdige turmaliner er rosa, grønne eller blå (smykkestensvarianter).

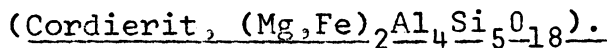
Strek: hvit.

Glans: glassaktig.

Kjemi: Turmalin viser stor kjemisk variasjon. Turmalin er det vanligste og viktigste bor-mineralet. Bor er et viktig mikro-næringsemne.

Opptreden: Turmalin opptrer vanligst i granittpegmatitter.

Turmalin kan forekomme i mindre mengder i metamorfe bergarter som glimmerskifer og gneiss. I disse bergartene blir det gjerne antatt at bor-innholdet skrives seg fra det havvannet som ble opptatt i de sedimentmasser som bergartene senere oppsto av.



Dette er et rombisk mineral som vanligvis opptrer i uregelmessige korn og masser. En dårlig kløv. H: 7. Karakteristisk mørk blå-fiolett farge (også andre farger). Glassglans. Cordierit opptrer i skifre, gneisser og hornfels av middels til høy metamorfosegrad. Omdannes meget raskt til klorit.

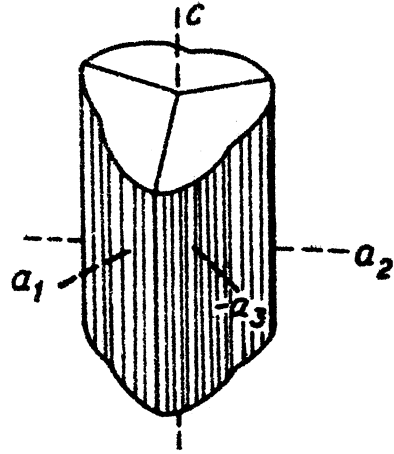


Fig. 24 . Turmalinkrystall.

Dobbeltsilikater (sorosilikater).

I dobbeltsilikatene er to SiO_4 tetrahedre bundet sammen ved deling av et felles oksygenion, slik at aniongrupper $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$ oppstår. Aniongruppene er bundet sammen av kationer. Mineraler med rene dobbeltstrukturer er sjeldne. (Et kjent eksempel er det sjeldne mineralet thortveitit, $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, første gang beskrevet fra Evje i Setesdal). Mer vanlig er mineraler som har en krystallstruktur som inneholder både $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$ grupper og frie $(\text{SiO}_4)^{4-}$ grupper. Av disse er epidotmineralene de aller vanligste.

Epidot-gruppen.

Epidot-gruppen omfatter flere minerlaer som alle er OH-holdige Ca-Al-silikater. I epidot er en del Al^{3+} erstattet av Fe^{3+} . Ca^{2+} kan også være erstattet av sjeldne jordartselementer slik som i orthit, forekommende i granitt og granittpegmatitter. De vanligste epidotmineraler er:

Zoisit	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	rombisk
Clinozoisit	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	monoklin
Epidot	$\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	monoklin

Mineralene inneholder grupper av AlO_4 og AlO_3OH knyttet sammen i kjeder i retning av krystallenes b-akse som derfor er den lang-, strakte retning av krystallene. Formlene kan skrives om slik at silikatstrukturen kan tydes lettere: $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$.

Det kan legges merke til at epidotmineralene er svært like anorthit-plagioklas i sammensetning. Epidotmineralene er typiske i lav- og middels-metamorfe bergarter hvor de da sammen med albit opptrer istedenfor Ca-rik plagioklas.

Epidot, $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe}_3)\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.

Krystallsystem: monoklin.

Form: Langprismatiske krystaller (utstrakt i retning b-aksen), også nålformet, massiv og som tette aggregater av meget små fibrige krystaller.

Kløv: en meget god kløvflate parallell lengderetningen av krystallen (ab-planet).

Hardhet: 7.

Tetthet: 3,3-3,6, tiltar med økende Fe-innhold.

Farge: Blekgrønn og grå i Al-rik variant (clinozoisitt), karakteristisk mosegrønn i vanlig epidot, men nesten sort i svært Fe-rik-variant. Den rombiske zoisit kan inneholde mangan og er da rosafarget i smykkestensvarianten thulit.

Strek: hvit og grå-hvit.

Glans: glassaktig.

Opptreden: Epidot er et meget vanlig mineral i de lav- og middels-metamorfe bergartene (fyllitt, glimmerskifer, grønnskifer, grønnstein) og er i disse bergartene som regel det viktigste Ca-silikatet. Epidot opptrer ellers i marmor, i basalter (hvor plagioklas er omdannet til epidot) og i pegmatitter hvor mineralet også som regel er sekundært dannet.

Enkeltsilikater (nesosilikater).

Enkeltsilikatene har frie, eller isolertstående, $(\text{SiO}_4)^{4-}$ grupper i strukturen. I disse strukturene erstatter Al^{3+} meget sjeldent Si^{4+} , og forbindelser med alkalimetallene mangler. Enkeltsilikatene har en tettpakket struktur og derav høy tetthet og stor hardhet, og fraværet av kjeder eller sjikt i strukturen reflekteres i en generell tendens hos mineralene til å danne krystaller uten fremtredende utstrakte former.

Olivin, $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$.

Krystallsystem: rombisk.

Form: kortprismatiske rombiske krystaller, oftest i uregelmessige masser eller avrundete korn i eruptive bergarter.

Kløv: en meget utydelig kløv.

Hardhet: 7.

Tetthet: 3,22-4,39, tiltar med økende Fe-innhold.

Farge: olivengrønn (herav navnet!) brun til sort i Fe-rike varianter.

Strek: hvit eller grå.

Glans: glassaktig.

Kjemi: Full blandbarhet eksisterer mellom det rene Mg-leddet (forsterit) og det rene Fe-leddet (fayalit). Olivin kan ikke

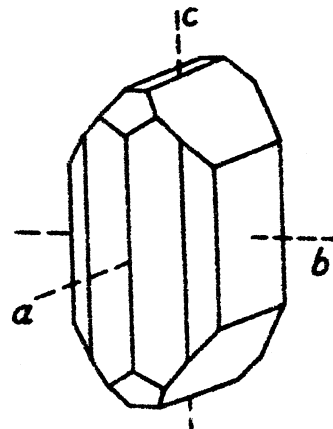
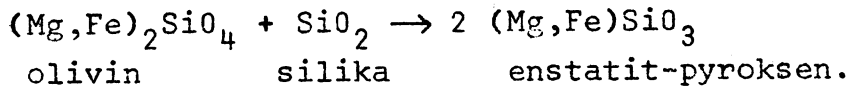


Fig. 25. Olivinkrystall.

opptre sammen med fri silika, da olivin og silika vil reagere og danne pyroksen:



Olivin omdannes meget lett. Ved innvirkning av H_2O omdannes olivin til serpentin eller talk, og ved forvitring dannes hydratiserte jernoksyd-forbindelser.

Opptreden: Olivin er typisk for ultrabasiske bergarter, olivinsten og peridotit, og kan opptre i gabbro og basalt.

Anvendelse: Mg-rik olivin har et smeltepunkt på 1890°C , og anvendes i fremstilling av ildfaste materialer. Nedkust olivinsten brukes som støpesand istedenfor kvartssand som førstøvet kan gi årsak til lungesykdommen silikose. Peridot er smykkestensvariant. Økonomisk viktige olivinforekomster ligger i Almklovdalen på Sunnmøre.

Granat-gruppen.

Krystallsystem: kubisk.

Form: Granatene opptrer ofte som krystaller og danner karakteristiske former (fig. 26). Den vanligste formen er rombedodekahedret (legeme avgrenset av 12 rombeformete flater). Granatene opptrer også i uregelmessige korn samt i massive masser.

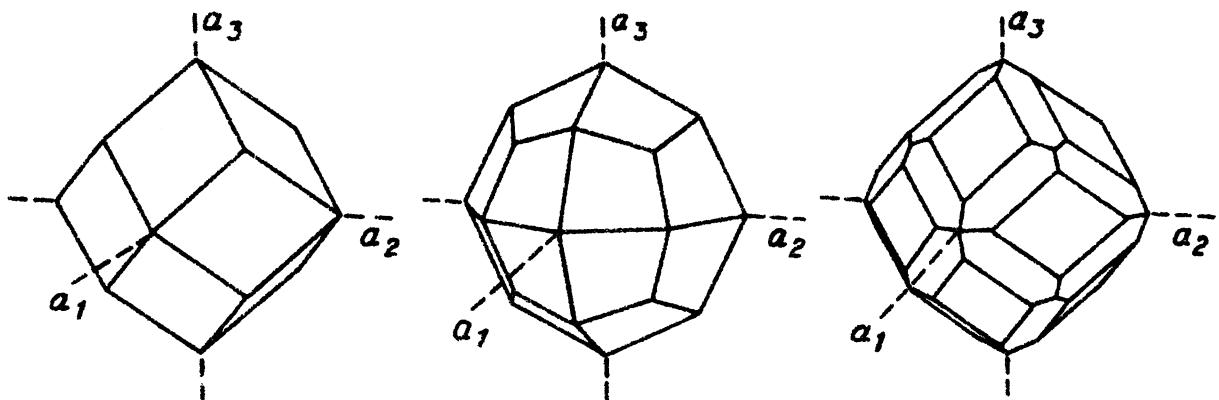


Fig. 26. Karakteristiske former hos granatkrystaller.

Kløv: ingen.

Hardhet: 7-7 1/2.

Tetthet: 3,6-4,3, avhengig av sammensetningen.

Farge: Variabel og avhengig av sammensetningen. Almandin er rød og rødbrun, pyrop er mørke rød til sort, spessartin er orange, grossular er hvit i ren tilstand, ellers gul, lys grønn eller lys brun, andradit er gulgrønn, grønn, brungrønn eller sort (mørkere jo høyere Fe-innhold).

Strek: hvit eller svakt farget som den aktuelle mineralfargen.

Glans: glassaktig.

Kjemi: Granatene danner en gruppe isomorfe mineraler med den generelle formelen $X_3Y_2(SiO_4)_3$. X er toverdige kationer som Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} og Mn^{2+} , mens Y er treverdige kationer som Al^{3+} , Fe^{3+} og Cr^{3+} . Granatene omfatter følgende hovedtyper:

Pyrop	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
Almandin	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Spessartin	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
Grossular	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
Andradit	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$

De naturlige granatene tilsvarer sjeldent disse rene leddene, men danner blandinger på grunn av utstrakt substitusjon.

Navnene brukes da om mineraler hvor hovedkomponent tilsvarer sammensetningene ovenfor. På grunn av relativt stor forskjell i ioneradius mellom Ca^{2+} på den ene siden og Mg^{2+} , Fe^{2+} og Mn^{2+} på den andre siden, danner granatene to blandingsserier, henholdsvis grossular-andradit og spessartin-almandin-pyrop. Mellom disse serier er det liten blanding, så også mellom spessartin og pyrop.

Opptreden: Granatene er typiske mineraler i de metamorfe bergartene, men kan forekomme i eruptive bergarter, særlig spessartin og pyrop. De enkelte granatene har sine karakteristiske dannelsesmiljøer:

Pyrop: opptrer i ultrabasiske bergarter dannet ved høye trykk dypt i jordskorpen eller i øvre del av mantelen, eklogitt er en slik bergart. Pyrop kan også dannes i Mg-rike høy-metamorfe bergarter (granulitter og charnockitter).

Almandin: er den vanlige granaten i glimmerskifre, gneisser og amfibolitter, dvs. i regionalmetamorfe bergarter.

(Spessartin: Mn-granaten finnes i granittpegmatitter og i lavmetamorfe bergarter. Mn-innholdet avtar med stigende metamorfose).

Grossular: dannes ved kontakt- eller regionalmetamorfose av uren kalksten.

Andradit: dannes ved kontaktmetamorfose av uren kalksten, ofte ved tilførsel av jernrike løsninger. Andradit finnes i marmor og er ofte assosiert med jernmalm av denne kontakt-typen.

Granatene er harde og forvittringsresistente, og er derfor anrikt i sand og sandstener.

Anvendelse: Granat anvendes en del i nedknust form som slipemiddel. Røde og klare granater brukes som smykkesten.

Aluminiumsilikat-gruppen.

Denne gruppen av enkeltsilikater består av de tre polymorfe av Al_2SiO_5 , andalusit, sillimanit og disthen sammen med staurolit, $2\text{Al}_2\text{SiO}_5 \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2$, og topas, $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH},\text{F})_2$.

De tre mineralene andalusit, sillimanit og disthen dannes ved forskjellige trykk-temperatur betingelser. Andalusit dannes i kontaktmetamorfe Al-rike leirsedimenter (f.eks. i hornfels av alunskifer) ved midlere trykk og temperatur, sillimanit finnes i høymetamorfe Al-rike gneisser og er favorisert av høy temperatur og høyt trykk, mens disthen er særlig begunstiget av høyt trykk.

Av disse mineralene er disthen og staurolit de vanligst forekommende.

Disthen (Kyanit), Al_2SiO_5 .

Krystallsystem: triklin.

Form: ofte i linjalformete krystaller forlenget i C-aksens retning, også i bladformete masser.

Kløv: en meget god kløv parallell krystallens lengderetning (bc-planet) og en god kløv loddrett på denne igjen, også i krystallens lengderetning (ac-planet). Et tverrbrudd loddrett på disse kløvflatene er vanlig, se fig. 27.

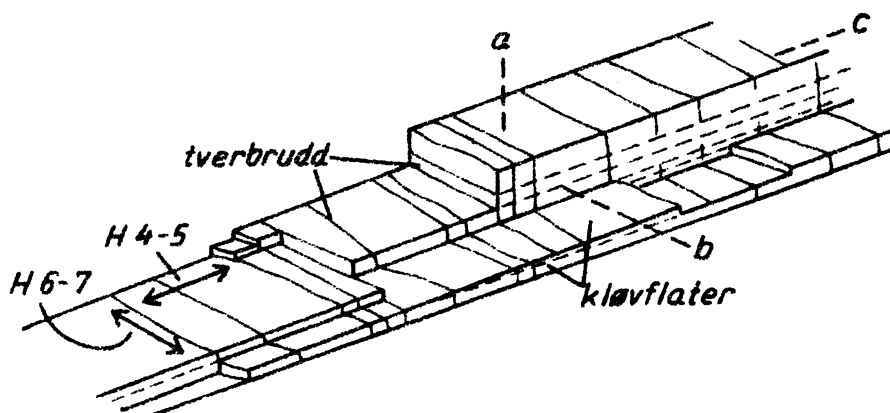


Fig. 27. Del av disthen-bruddstykke som viser kløvflater, brudd og hardhet.

Hardhet: 4-5 på bc-planet parallelt c-aksen, 6-7 i bc-planet parallelt b-aksen, se fig. 27. Herav navnet disthen ("to hardheter").

Tetthet: 3,63.

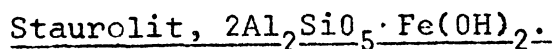
Farge: karakteristisk himmelblått (herav det andre navnet, kyanit, kyanos=himmelblå), kan også være grønnlig, hvit og grå.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig, av og til perlemorsglans på kløvflatene.

Opptreden: Disthen dannes ved middels metamorfosegrad av Al-rike leirsedimenter, og opptrer i skifre og gneisser samt i kvartsårer og pegmatittganger i disse bergartene.

Anvendelse: Disthen er råstoff for fremstilling av ildfaste materialer. Som en potensiell kilde for aluminiumproduksjon er disthen også av en viss økonomisk interesse. I det senere er større forekomster funnet på Saltfjellet.



Krystallsystem: monoklin (pseudo-rombisk).

Form: prismatiske krystaller vanlig, ofte i korsformete tvillinger.

Kløv: en utydelig kløvflate.

Hardhet: 7.

Tetthet: 3,7-3,8.

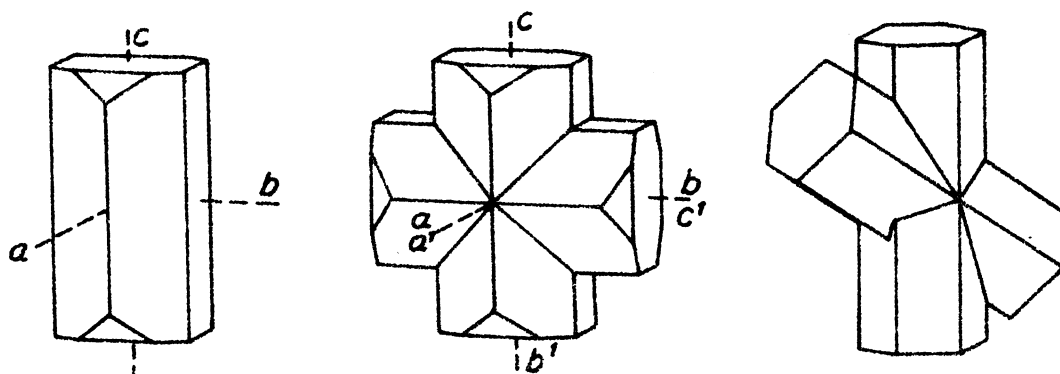


Fig. 28. Krystallform og tvillingdannelse hos staurolit.

Farge: mørke brun.

Strek: grå.

Glans: glassaktig.

Opptreden: Staurolit er karakteristisk i middels-metamorfe Al- og Fe-rike skifre og gneisser. Kan forekomme sammen med disthen og almandin. Kvernsten fra Selbu er en biotittskifer med store krystaller (porfyroblaster) av staurolit og granat

(Andre enkeltsilikater).

(Andalusit, Al_2SiO_5).

Rombisk mineral med nærmest firkantet tverrsnitt, ofte med innslutninger av sort karbonstøv som ligger i et diagonalt mønster som avspeiler mineralets symmetri. En utydelig kløvflate. H: 7 1/2. Hvit, grå, rosa og brun farge. Forekommer i Al-rike hornfelter.

(Sillimanit, Al_2SiO_5).

Rombisk, ofte i fibrøse aggregater. En god kløv langsmed krystallenes lengderetning. H: 7. Hvit og brunlig. Silkeglans i de fibrige varianter. Forekommer i Al-rike skifre og gneisser omdannet ved metamorfose.

(Topas, $Al_2SiO_4(OH,F)_2$).

Rombisk, i velutviklede prismatiske og karakteristiske krystaller

eller i uregelmessige korn og masser. En meget god kløvflate. H:8 (hardhetsskalaen!). Fargeløs eller hvit, lys blå, gul og gul-brun. Glassglans. Opptrer i pegmatittganger og i hulrom i granitter og rhyolitter. Klare varianter er anvendt som smykkesten. (En del kvarts blir også solgt som smykkesten under navnet topas).

(Zirkon, $ZrSiO_4$).

Tetragonal,prismatiske krystaller avgrenset av topp-pyramider. H: 7 1/2. Brun og rødbrun er mest vanlig. Glassglans til diamantglans. Zirkon kan inneholde radioaktivt thorium og uran, samt sjeldne jordartselementer. Radioaktiviteten har ofte ødelagt krystallstrukturen i slike zirkoner. Zirkon er et vanlig aksessorisk mineral i eruptive bergarter og i pegmatitter av bergartstypene granitt, syenitt og nefelinsyenitt. Zirkon er det viktigste råstoff for utvinning av metallene zirkonium (Zr) og hafnium (Hf). Også som smykkesten.

(Titanit, $CaTiSiO_5$).

Monoklin, ofte i kileformete krystaller. En god kløvning. H: 6. Vanligvis brun og brungul. Diamantglans. Titanit er et meget vanlig aksessorisk mineral i intermediære og sure eruptive bergarter og deres pegmatitter. Forekommer også i metamorfe bergarter. Titanit er f.eks. svært vanlig i Oslofeltets syenittbergarter, nordmarkitt.

K a r b o n a t e r.

(nitrater og borater)

Blant karbonatene opptrer en del av de mest vanlige bergartsdannende mineraler. På grunn av deres evne til å virke nøytraliserende på jordsmonnet ved forvitring, er disse mineralene av særlig stor jordbunnsmessig betydning.

I karbonatene finner en aniongruppen $(CO_3)^{2-}$. Dette anionet har en trigonal planstruktur bestående av C-atomet i midten av en trekant og med de tre oksygenatomer på trekantens hjørner. Bindingskreftene C-O er sterke og er av både kovalent og elektrovalent natur. I karbonatene er CO_3^{2-} gruppene og kationene bundet til hverandre på en lignende måte som Na^+ og Cl^- i stensalt.

De vanligste karbonatmineralene er følgende:

Kalkspat	CaCO_3
Dolomit	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Magnesit	MgCO_3

I dolomit og magnesit kan Fe^{2+} substituere helt for Mg^{2+} , mens Ca^{2+} i kalkspat bare lar seg substituere i liten grad av disse ionene. Dette på grunn av forskjell i ioneradius. Sammensetningen av de vanligste karbonatmineralene kan illustreres som en variasjon av tre komponenter: CaCO_3 , MgCO_3 og FeCO_3 , fig. 29 .

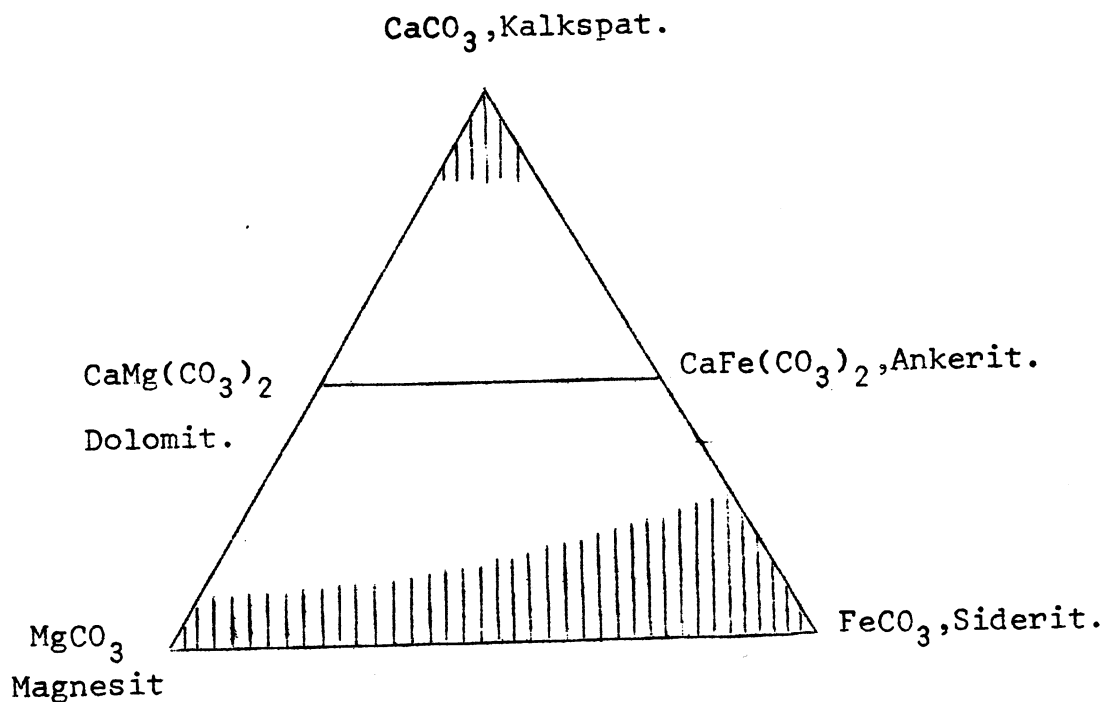


Fig. 29. Kjemisk variasjon hos de vanligste karbonatmineralene. Mineraler eksisterer bare innen de skraverte felter og langs linjen dolomit-ankerit.

Kalkspat, CaCO_3 .

Krystallsystem: trigonal.

Form: Kalkspat kan opptre med en hel rekke forskjellige krystallformer, noen er vist i fig. 30. Ellers opptre kalkspat i massiv form, i uregelmessige korn, i fibrøse aggregater, i konsentriske former (ooliter) og i flere andre former.

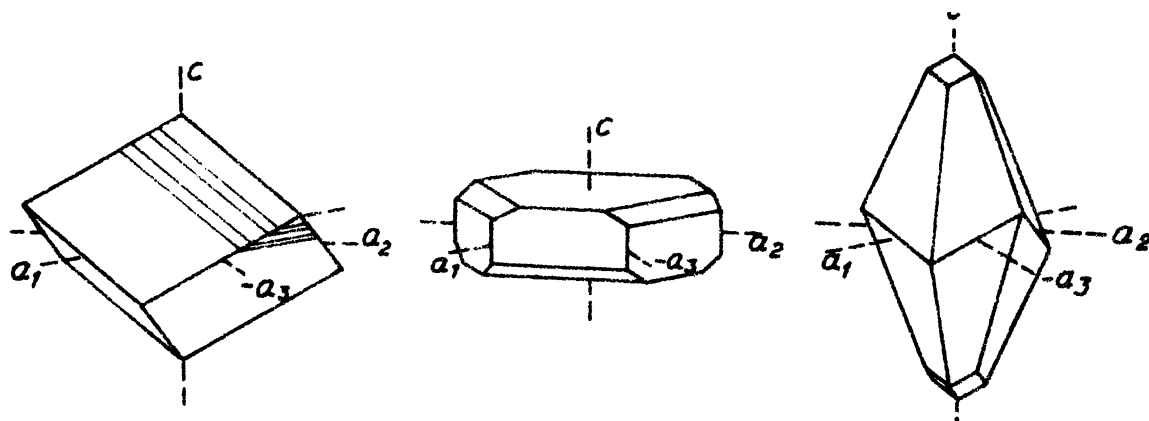


Fig. 30 . Eksempler på krystallformer hos kalkspat. Krystallformen til venstre (romboheder) er identisk med kalkspatens (og de øvrige karbonaters) form av spaltestykkene. Orientering av lamellære tvillinger er vist i venstre figur. (sammenlign med tvillinger hos dolomit, fig. 31).

Tvillinger: Kalkspaten danner flere typer av tvillingkrystaller.

Vanlig er lamellære tvillinger som gir tvillingstriper som er parallelle med de to av sidekantene på det rombohedriske bruddstykket.

Kløv: tre meget gode kløvflater som står skjevt på hverandre og danner rombohedriske spaltestykker, fig. 30.

Hardhet: 3.

Tetthet: 2,71.

Farge: fargeløs eller hvit i ren tilstand. Forskjellige fargenyanser ved innhold av forurensninger: gul, brun, rosa, blå, grønnlig, grå, sort, rødbrun.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig til perlemorsglans.

Andre egenskaper: kalkspat bruser i kald fortynnet HCl.

Opptreden: Kalkspat er hovedmineralet i kalksten, kritt og Ca-rik marmor. Det opptrer dessuten som bindemiddel i en del sandstener (kalksandsten). Kalkspat kan under særlig høyt CO_2 trykk krystallisere fra et magma og danne bergarten karbonatitt (Søve i Telemark, Sørøy i Finnmark).

Kalkspat krystalliserer ellers i sprekker, i ganger og hulrom

fra hydrotermale løsninger, og kan oppstå i basiske eruptive og metamorfe bergarter ved omdannelse av Ca-silikater.

Anvendelse: Kalkspat anvendes til en rekke formål. Klare stykker blir anvendt i optikk. Kalksten blir brent til CaO som ved tilsetning av vann hydratiserer til lesket kalk $\text{Ca}(\text{OH})_2$, og som sammen med sand anvendes som kalkmørtel. Kalksten er det viktigste råstoffet for fremstilling av cement, og av visse typer stenull.

Kalksten har flere anvendelsesområder i metallurgien, og anvendes som filler i gummi, asfalt, i plast mm.. Kalksten og marmor er viktige som bygningssten. Kalk er et viktig jordforbedringsmiddel og anvendes enten direkte som finknust kalksten, som brent kalk eller til fremstilling av kalksalpeter. Norge har mange kalkbrudd i drift. De største kalkbruddene ligger innen Oslo-feltet, i Bergensdistriktet, på Møre og i Nordland.

Dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$:

Krystallsystem: trigonal.

Form: vanligvis rombohedriske krystaller, ellers i uregelmessige korn, oftest massivt i bergarter, av og til sukkerkornet i dolomitmarmor.

Tvillinger: Dolomit danner flere typer tvillinger. Lamellære tvillinger hos dolomit danner tvillingstriper parallelle med diagonalene i de rombohederformede flatene i spaltestykke, fig. 31.

Kløv: tre meget gode kløvflater, fig. 31.

Hardhet: 3 1/2-4.

Tetthet, 2,85, stiger med økende Fe-innhold.

Farge: fargeløs eller hvit, blir gulbrun og brunlig ved økende Fe-innhold. Jernholdig dolomit blir rødbrun ved forvitring (i motsetning til kalkspat).

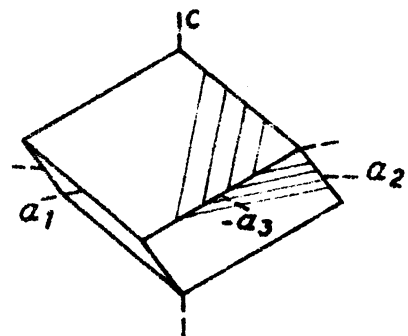


Fig. 31. Spaltestykke av dolomit med tvillingstriper.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig til perlemorsglans.

Andre egenskaper: Dolomit bruser ved varm, fortynnet HCl.

Opptreden: Dolomit opptrer på lignende måte som kalkspat. Dolomittiske kalkstener inneholder både kalkspat og dolomit.

I særlig Mg-rike karbonat-bergarter kan dolomit opptre som eneste karbonatmineral eller sammen med magnesit. Dolomit i de sedimentære karbonatbergarter er antatt dannet ved Mg-metasomatose av opprinnelig kalkspat.

Anvendelse: En stor del dolomit går til metallurgisk industri, bl.a. til fremstilling av metallisk magnesium. Dolomit anvendes også en del som filler. Dolomitmjøl er et jordforbedringsmiddel og er samtidig en Mg-kilde.

Magnesit, MgCO₃.

Krystallsystem: trigonal.

Form: krystaller sjeldne, vanligvis massiv, grov- til finkornet, også meget tett og kompakt.

Kløv: tre meget gode kløvflater, slik som hos kalkspat og dolomit.

Hardhet: 4 (NB. hardere enn kalkspat og dolomit).

Tetthet: 3.00 (ren), stiger med økende Fe-innhold.

Farge: fargeløs, hvit, grå-hvit, gul til brun.

Strek: hvit.

Glans: glassaktig.

Andre egenskaper: Magnesit bruser først ved meget varm HCl.

Opptreden: Magnesit er langt mindre vanlig i sedimentære bergarter enn kalkspat og dolomit, men kan forekomme sammen med dolomit i særlig Mg-rike karbonatbergarter. I sjeldnere tilfelle kan magnesit opptre som eneste karbonatmineral i slike bergarter. Magnesit finnes ofte i omdannede ultrabasiske bergarter, klebersten og serpentinsten. (I slike bergarter har både H₂O og CO₂ vært virksomme ved omdannelsen). Magnesit opptrer ellers i metamorfe karbonatbergarter hvor magnesit er dannet ved en Mg-metasomatose av kalkspat og dolomit. I Norge finnes magnesit av antatt sedimentær opprinnelse i de senprekambriske lagene i Kvitvoladekket.

(Nitrater og borater).

Nitrogen er i meget liten utstrekning bundet i mineralmaterialet. Natriumnitrat, NaNO_3 , opptrer som et salt i de meget nedbørsfattige ørkenområder i nordlige Chile. Forekomsten har vært utnyttet, og saltet eksportert som nitrogengjødsel ("Chile-salpeter").

Det finnes flere borat-mineraler. De er som oftest dannet ved inndampning av innsjøer og er assosiert med andre saltmineraler. Store drivverdige boratforekomster finnes i California, Tyrkia og i Kazakhstan i USSR.

H a l o g e n i d e r.

Halogenidene omfatter de mineraler som først og fremst er forbindelser av halogenene F, Cl, Br og I. Halogenene danner her anionet alene eller som del av en mer kompleks aniongruppe. Kationer med høy elektropositivitet (alkalimetallene og jordalkalimetallene) danner fortrinnsvis mineralforbindelser med halogenene, og da særlig med fluor og klor som er de dominerende halogener i jordskorpen. Fluor opptrer alt vesentlig i mineraler av eruptiv eller hydrotermal opprinnelse. Klor er langt mindre utbredt i mineraler av eruptiv og metamorf opprinnelse, men er derimot konsentrert i havvannet og er derfor svært vanlig i saltmineraler dannet ved inndampning av havvann. De vanligste halogenider er følgende:

(<u>Stensalt</u>	NaCl)
(Sylvin	KCl)
<u>Flusspat</u>	CaF_2
(Kryolit	Na_3AlF_6)
(Carnalit	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

(Andre klorider samt bromider og iodider opptrer som forvittrings-mineraler ved mange malmforekomster i tørre strøk av jorden. Kryolit finnes i pegmatittganger på Grønland i store mengder hvor det brytes for anvendelse i aluminiumsfremstillingen).

(Stensalt, NaCl).

Kubisk symmetri. Danner kubiske krystaller, eller grov- og finkornige tette masser. Tre gode kløvflater som er parallelle med terningflatene. H: 2 1/2. Hvit, grå, gul eller rødlig farge. Glassglans.

Saltmak. Stensalt dannes ved fordampning av saltvann og kan danne lag av meget stor utbredelse, f.eks. det permiske saltlaget i Nord-Europa.

Flusspat, CaF_2 :

Krystallsystem: kubisk.

Form: oftest terningformete krystaller, også oktahedriske krystaller, fig. 32. Terningflatene er glatte og skinnende, oktahederflatene mer ujevne og matte. Ofte opptrer flusspat i aggregater av sammenvokste krystaller. Ellers opptrer flusspat i grovkornige og finkornige masser.

Kløv: fire meget gode kløvflater. Disse faller sammen med oktahederflatene, fig. 32 .

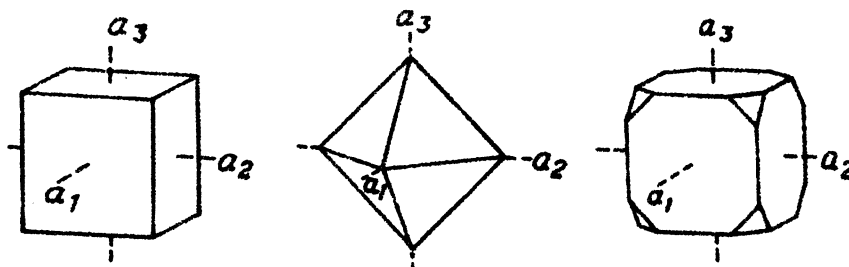


Fig. 32 . Krystallformer hos flusspat. Til høyre terning med kløvflater etter oktahederet.

Hardhet: 4 (hardhetsskalaen!).

Tetthet: 3,18.

Farge: Flusspat opptrer i en rekke fargenyanser: fargeløs (klar), lys gul, grønn, grønn-blå, fiolett-blå, hvit, grå, himmelblå, blå-sort eller brun. En og samme krystall kan ha flere farger.

Glans: glassglans.

Opptreden: Flusspat opptrer hyppig som et sprekke-mineral, f.eks. i forkastningsbreksjer. Det er også vanlig i mineralganger med bly- og sølvjarn (f.eks. på Kongsberg). Flusspat er ellers vanlig i den kontaktmetamorfone sonen hvor mineralet er dannet ved en reaksjon mellom kalkspat og magmatiske fluorgasser:

$\text{CaCO}_3 + 2\text{HF} \rightarrow \text{CaF}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Flusspat opptrer ellers i en rekke andre geologiske miljøer.

Anvendelse: Flusspatkrystaller anvendes en del til optiske formål. Det er råstoff for fremstilling av flussyre, og brukes en del i metallurgien. Norge har tidligere hatt en del flusspatproduksjon. En pegmatittforekomst i Tysfjord er kjent for en yttriumholdig flusspat og flere andre fluorrike sjeldne mineraler.

F o s f a t e r .

Det finnes en rekke forskjellige fosfatmineraler. Alle har aniongruppen $(\text{PO}_4)^{3-}$. I denne kan P substitueres i stor grad av As (arsen) og i mindre grad av V (vanadium). Fosfatene kan være anhydritiske, dvs. uten vann eller hydroksyl, de kan inneholde krystallvann (hydratiserte), i noen inngår $(\text{OH})^-$ eller et halogenion og andre kan igjen inneholde både krystallvann og hydroksylioner. Mange fosfater er forbindelser med tunge metaller (Fe, Co, Cu, Pb, Ni, Zn, U, Ce, La, Y, Th) og kan i anrikete forekomster ha stor økonomisk betydning. Mange av disse mineralene er av sekundær opprinnelse, dannet ved overflateforvitring av malmforekomster.

Det aller viktigste av alle fosfatmineraler er apatit.

Apatit, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$.

Krystallsystem: heksagonal.

Form: sekskantete krystaller, ofte med avlang form, fig. 33. Ligner berylkrystaller. Også i grovkornig, massiv form.

Kløv: en utydelig kløv loddrett c-aksen.

Hardhet: 5 (NB. hardhetsskalaen).

Tetthet: 3,1-3,2.

Farge: varierende, grønn, blå-grønn, grå-grønn, blå, fiolett, fargeløs, brun, rød, gul, grågul.

Strek: hvit.

Glans: fettaktig glans.

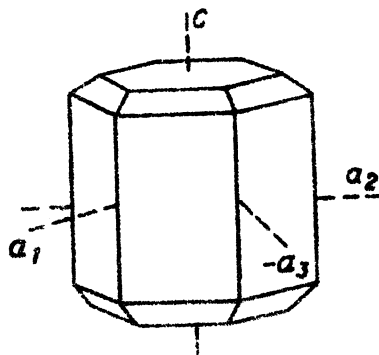


Fig. 33. Apatitkrystal

Kjemi: F, Cl og (OH) går inn i apatit i vekslende proposjoner.

De rene endeleddene med F, Cl og (OH) finnes også. Enkelte apatiter kan inneholde noe karbonat.

Opptreden: Apatit er det mest utbredte av alle fosfatmineraler i jordskorpen, og mineralets fordeling i bergartene er av stor betydning for fosforinnholdet i jordartene. Fluor-apatit finnes i mindre mengder i så og si alle eruptive bergarter, vanligvis i så små krystaller at de ikke er synlig for det blotte øye. Større drivverdige apatitforekomster av senmagmatisk og hydrotermal opprinnelse finnes flere steder i verden, særlig kjent er forekomsten på Kola-halvøya. (Ved Ødegården Værk i Bamble har det tidligere vært drift på apatit som opptrer sammen med hornblende i pegmatittganger i gabbro). Apatit forekommer videre i kontakt- og regionalmetamorfe bergarter, særlig i marmorbergarter. Apatit opptrer som en tett og kryptokrystallin masse som lag i marine sedimenter og sedimentære bergarter. Slike lag er som regel dannet via biokjemiske prosesser. Apatit kan også konsentreres som knoller i forvittringshorisonter. Marine apatittavsetninger danner råstoff for fosforgjødning.

(S u l f a t e r)

Sulfatene omfatter et stort antall mineraler. Noen av disse er dannet som primære sprekke mineraler, andre dannes ved oksydasjon (forvitring) av sulfidmineraler, mens mange sulfatmineraler finnes som bestanddeler i saltavsetninger. På lignende måte som for fosfatmineraler finnes både anhydristiske, hydratiserte og hydroksyl- eller halogenførende sulfater. $(SO_4)^{2-}$ gruppen har tetrahederstruktur, og dette anionet omgir hvert kation i et antall av 8 eller 12.

De mest vanlige sulfater er de med kalsium og barium som kation.

(Anhydrit, $CaSO_4$).

Rombisk. Opptrer sjeldent i krystaller, vanligvis tett og massivt. 3 kløvflater. Fargeløs til blålig, også grå. Glass- og perlemorsglans. H: 3 1/2. Anhydrit er et viktig bergartsdannende mineral og

kan danne sedimentære lag av meget stor utbredelse. Anhydrit felles ut av sjøvann ved 42°C eller høyere, eller ved lavere temperatur ved øket saltkonsentrasjon.

(Gips, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Monoklin. Danner ofte enkle krystaller, tavleformete og med en fremtredende rombeformet flate, også i tette masser. En meget god og to gode kløvflater som tilsammen gir rombiske spaltestykker. H:2 (hardhetsskalaen). Fargeløs og gjennomskinnelig, også hvit, grå og gul i massiv form. Glassglans, perlemorsglans på den mest fremtredende kløvflaten. Gips opptrer også i sedimentære lag med stor utbredelse. Gips er normalt det første mineralet som dannes ved fordampning av sjøvann. Ved økende saltkonsentrasjon utfelles deretter anhydrit og stensalt. Ved videre utfelling følger de mer lettløselige sulfatmineralene og andre salter av Mg og K. Gips dannes ved forvitring av sulfidmineraler i et Ca-rikt miljø.

Alunskiferen i Oslofeltet inneholder finfordelt svovelkis, FeS_2 , og kalkspat, CaCO_3 . Ved bergartens forvitring dannes sulfationer som reagerer med kalsiumioner og vann og danner gips: $\text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Vannoptaket resulterer i en volumøkning som påfører mur- og betongkonstruksjoner en trykkbelastning som kan resultere i at disse sprekker istykker. Gips kan utfelles i jordsmonnet i områder med liten nedbør og høy fordampning (jfr. saltbitterjorda i Nord-Gudbrandsdalen).

(Baryt (tungspat), BaSO_4).

Rombisk, opptrer i velutviklede rombiske krystaller på hydrotermale metallganger. Vanligvis lys gul, glassaktig. H: 3 1/2. Tetthet: 4,48. 3 kløvflater. Baryt er det vanligste barium-mineral. Kan opptre som konkresjoner i alunskifer og andre mørke skifre i Oslofeltet.

S u l f i d e r.

Sulfidene omfatter svært mange mineraler med den generelle formelen $\text{A}_m \text{X}_p$ hvor X er et stort atom, svovel, i mindre utstrekning også arsen (As), antimon (Sb), vismut (Bi), selen (Se) og tellur (Te). A er et eller flere av metallene, særlig de av bigruppen i det periodiske system.

De kjemiske bindinger i sulfidene varierer mye, fra typiske ionebindinger til dominerende metallbindinger. De fysiske egenskaper veksler tilsvarende. Hos de vanligst forekommende sulfider er en metallisk karakter ganske fremtredende, og dette henger sammen med opptreden av metallbindinger i strukturen. Blant sulfidmineralene finnes mange med verdifulle metaller, og de store sulfidmalmene er av denne grunn av stor økonomisk betydning. Sulfidmineralene er også de viktigste kilder for mange betydningsfulle mikronærings- emner, så som kobber (Cu), sink (Zn) og molybden (Mo).

Svovelkis, FeS₂.

Krystallsystem: kubisk

Form: Vanligvis kubiske krystaller, men også andre krystallformer kan forekomme, fig.34 . Krystallflatene har ofte striper som er parallelle med terningkantene, fig. 34. Krystallene kan også ha avrundete former. Svovelkis opptrer ellers massiv og i kornete aggregater eller også i fibrøse masser som i enkelte konkresjoner.

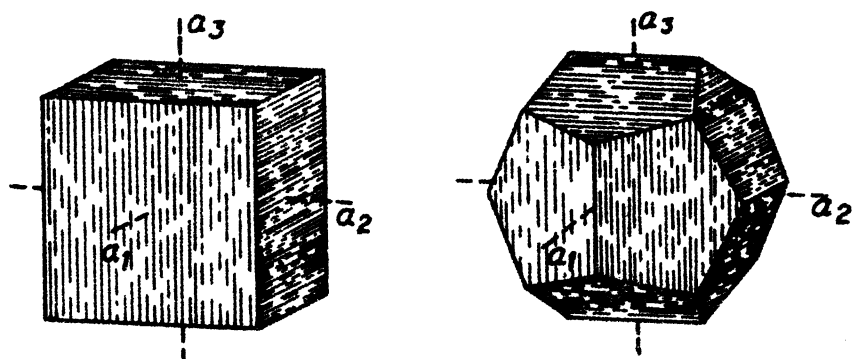


Fig.34 . Svovelkiskrystaller.

Kløv: ingen (eller en meget utydelig). Sprø.

Hardhet: 6-6 1/2.

Tetthet: 5.0

Farge: lys messing-gul. Anløpen (forvitret) svovelkis, får et brunt belegg av jernoksyd.

Glans: metallisk.

Opptreden: Svovelkis er det mest vanlige av alle sulfidmineraler og opptrer i en rekke forekjellige geologiske miljøer:

svovelkis er et vanlig aksessorisk mineral i eruptive bergarter, både basiske og sure, i hydrotermale sulfidganger, i kontakt-metamorfe bergarter, i sedimentære og regionalmetamorfe bergarter. Store svovelkisforekomster er ofte knyttet til grønnstener og gabbromassiver i den kaledonske fjellkjede.

Anvendelse: Svovelkis ble tidligere utnyttet for fremstilling av svovelsyre. Svovelkis opptrer imidlertid ofte sammen med andre mer verdifulle sulfidmineraller, som f.eks. kobberkis, og blir da brutt ut sammen med disse. I den kaledonske fjellkjede finnes flere slike kis-gruver som er i drift (s. ⁶⁹).

Magnetkis, FeS.

Krystallsystem: heksagonal.

Form: krystaller er svært sjeldne, vanligvis massivt og i kornete aggregater.

Kløyv: ingen. Ujevnt brudd.

Hardhet: 3 1/2-4 1/2.

Tetthet: 4,58-4,65.

Farge: bronse-gul, "skittenbrun".

Strek: sort.

Glans: metallisk.

Andre egenskaper: magnetisk, variabel.

Opptreden: Magnetkis opptrer først og fremst i basiske eruptiv-bergarter, enten i finfordelte korn eller i større utskilte masser. I slike forekomster kan magnetkis forekomme sammen med nikkelsulfid (NiS), og i enkelte tilfelle kan også platinametaller opptre i slike magnetkismalmer. Magnetkis finnes videre i kontaktmetamorfe bergarter, og kan ellers opptre sammen med andre sulfider i forekomster av hydrotermal opprinnelse. I Norge finnes magnetkis bl.a. knyttet til gabbrointrusjoner, f.eks. til hyperittene i grunnfjellet og gabbroer i den kaledonske fjellkjede. En del av disse fører nikkelmalm og har vært i drift i Romsås (ved Askim), Espedalen, Ringerike, Flåt (Evje), Hosanger (ved Bergen), Råna (Ofoten).

Kobberkis, CuFeS₂.

Krystallsystem: tetragonal.

Form: sjelden i form av krystaller, vanligvis massiv og kompakt.

Kløv: en utydelig kløv. Ujevnt brudd, sprø.

Hardhet: 3 1/2-4.

Tetthet: 4,1-4,3.

Farge: grønnlig gul, av og til med blå og grønne anløpsfarger.

Strek: mørke grønn- sort.

Glans: metallisk.

Opptreden: Kobberkis er det vanligst forekommende kobbermineral.

Kobberkis opptrer i mange forskjellige geologiske miljøer, oftest sammen med andre sulfidmineraler. De fleste av forekomstene er av hydrotermal opprinnelse. En typisk forekomstmåte for kobberkis er sammen med basaltiske lavaer og de tilsvarende metamorfe bergartene grønnstener. (To forskjellige sulfidmalmtyper finnes sammen med grønnstensbergarter: (1) vasskis er antatt å være av sedimentær opprinnelse. Den domineres av svovelkis og er derfor mindre verdifull. (2) Epigenetiske sulfidmalmer er dannet noe senere enn "verts-bergartene" ved krystallisering av sirkulerende sulfidløsninger. Det er disse som er kobberførende og kan ellers inneholde flere andre verdifulle metaller). Viktige norske kobberforekomster: Biddjovagge i Finnmark (grønnsten, karelske fjellkjede), Vaddas (nedlagt), Bjørkåsen (nedlagt), Sulitjelma, Grongfeltet, Killingdal, Røros, Folldal, Hjerkinn, Løkken,

Hardanger, Stord, Karmøy.

Alle disse ligger innenfor den kaledonske fjellkjede, og forekomstene er først og fremst knyttet til grønnstener. Til Telemarksuprakrustallenes basalter er det også knyttet en kobberprovins. Allerede i 1537 ble det ved Gullnes startet drift på disse kobberforekomstene.

Blyglans, PbS.

Krystallsystem: kubisk.

Form: Kubiske krystaller er vanlig, også kombinasjon av kubiform og oktahederform. Krystallene er ofte sammenvokste. Blyglans opptrer også i massiv form og i både grove og fine kornete masser.

Kløv: tre meget gode kløvflater som står loddrett på hverandre.

Danner terningformete eller rektangulære spaltestykker. Sprø.

Hardhet: 2 1/2.

Tetthet: 7,58.

Farge: bly-grå.

Strek: bly-grå,

Glans: skinnende, metallisk.

glans.

Kjemi: Blyglans kan inneholde opptil et par prosent sølv, og er faktisk den viktigste sølvmaln.

Opptreden: Blyglans er det viktigste blymineral i jordskorpen. Det opptrer på mange måter: i hydrotermale ganger, i pegmatitter, langs oppløsningsflater i kalksten, langs forkastningssoner, i

kontaktmetamorfe bergarter, i regionalmetamorfe og som impregnasjoner i sandstener og kvartsitter. Den siste forekomstmåten er karakteristisk for en rekke blyglansforekomster langs yttersonen av den kaledonske fjellkjeden. Blyglansen finnes her enten i autokton kambrisk sandsten eller i allohton Vangsås-formasjon. I Norge er blyglans av denne typen funnet i Gjøvik - Dokka-området, ved Rena, Osen og Drevsjø i Engerdal. Ingen av disse er i drift. På svensk side er flere store forekomster i drift (Vassbo, Dorotea, Laisvall). I Oslo-feltets kontaktsoner har blyglans vært brutt flere steder, bl.a. ved Grua. I Telemark er det også blyglansforekomster som har vært utnyttet. I Nordland er det drift på blyglans (sølvrik) og sinkblende i Bleikvassli og Svenningsdal.

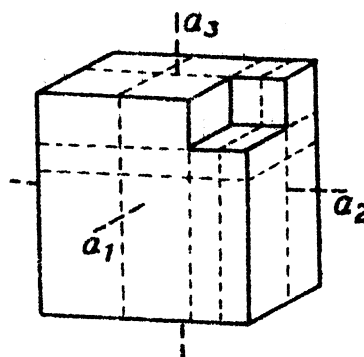


Fig. 35. Krystall av blyglans med kløvflater.

Sinkblende, (ZnFe)S.

Krystallsystem: kubisk.

Form: tetrahedriske eller oktahedriske krystaller, men vanligst som sterkt kløvde masser, grov-til finkornete masser.

Kløv: Seks meget gode kløvflater. Disse flatene snitter kantene i en tenkt terning, Se-fig. 36. Sprø.

Hardhet: 3 1/2-4.

Tetshet: 4,10 (ren ZnS)

Farge: vanligvis brun og gulbrun til sort, også fargeløs, grønn, rød og hvit.

Strek: brun til lys gul, også hvit.

Glans: diamantglans, metallglans i jernrike varianter.

Opptreden: Sinkblende opptrer svært ofte sammen med blyglans. I Oslo-feltets kontaktsoner er sinkblende vanlig og drift har vært ved bl.a. Grua og Konnerud. I Bleikvassli er sinkblende også vanlig ved siden av blyglans.

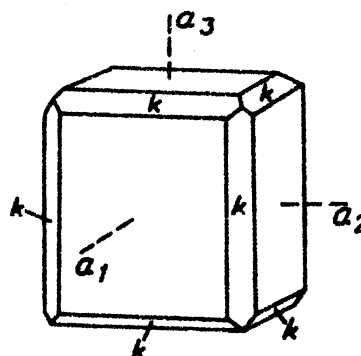


Fig. 36 . Orientering av sinkblendens seks kløvflater (k).

Molybdenglans, MoS_2 :

Krystallsystem: heksagonal.

Form: heksagonale krystaller, vanligvis som småfoldete flakformige masser.

Kløv: en meget god kløvflate (loddrett på lengderetningen av krystallene). Molybdenglans har en sjiktstruktur som ligner grafittens, og de svake bindingskreftene mellom sjiktene forklarer den fremtredende kløven og den lave hardheten. Bøyelige, men ikke-elastiske kløvflak.

Hardhet: 1.

Tetthet: 4,62-4,73.

Farge: blågrå.

Strek: blågrå på papir, grønn på glassert porselen.

Glans: metallisk skinnende. Fettaktig ved berøring.

Opptreden: Molybdenglans er det viktigste molybdenmineralet og er derfor av stor økonomisk verdi. Molybdenglans opptrer ofte i små mengder i granitter og granitt-pegmatitter. Molybdenglans opptrer ellers i granittiske ganger og årer i gneisser og andre regionalmetamorfe bergarter. Forekommer også i den kontaktmetamorfe sonen. En molybdenprovins strekker seg fra Rollag i Numedal, over Telemark, Knaben og Sirdal til Ørdsdalen i Rogaland. Ved Knaben er det drift på Molybdenglans, tidligere også ved Dalen i Telemark.

(Koboltglans, CoAsS).

Krystallsystem: kubisk.

Form: krystaller som svovelkis, kornete og massivt.

Kløv: en meget god kløv, sprø.

Hardhet: 5 1/2.

Tetthet: 6,33.

Farge: Sølv-hvit med en rødtone.

Strek: grå-sort.

Glans: metallisk, skinnende.

Opptreden: koboltglans finnes vesentlig på sulfidganger. Kjent fra Modum-området hvor koboltglans ble bruddt og utnyttet for fremstilling av blåfarge ("kobolt-blå").

O k s y d e r.

(og hydroksyder).

Oksydene omfatter mange forskjellige mineraler med sterkt vekslende strukturer og fysisk-kjemiske egenskaper. I oksydene er et eller flere atomer bundet til oksygen ved hjelp av ionebindinger som alle er tilnærmet av samme styrkegrad. Istedenfor oksygen kan også hydroksylgrupper inngå slik at hydroksyder oppstår.

Blant oksydene finnes flere av de viktigste malmdannende mineraler. Slike metaller som jern (Fe), titan (Ti), aluminium (Al), tinn (Sn), mangan (Mn), krom (Cr), uran (U), niob (Nb), tantal (Ta) m.fl. utvinnes alt vesentlig av oksyder eller hydroksyder.

Her skal bare tas med de aller vanligste oksydmineraler.

Magnetit (magnetjernsten), Fe_3O_4 .

Krystallsystem: kubisk.

Form: oktahedriske krystaller, vanligvis massiv, grov- eller fin-kornig. Krystaller kan danne tvillinger.

Kløv: ingen, ujevnt brudd.

Hardhet: 5 1/2-6 1/2.

Tetthet: 5,20.

Farge: sort.

Strek: sort.

Glans: matt metallisk.

Andre egenskaper: magnetisk.

Kjemi: Magnetit inneholder både to- og treverdig jern (Fe_3O_4 : $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) og dannes derfor under moderate oksydasjonsforhold i motsetning til hematit som bare inneholder tre-verdig jern.

Opptreden: Magnetit er et meget vanlig oksydmineral. Det finnes som (1) aksessorisk mineral i eruptive bergarter, (2) som store magmatisk utkrystalliserte masser (f.eks. Kiruna), (3) i kontakt-metamorfe soner knyttet til marmor (f.eks. Oslofeltet og marmor-jernforekomster på Sørlandet), (4) som lag og linser i supra-krustale gneisser og skifre (Kirkenes) og (5) som korn i sand og sandstener.

Viktige norske forekomster av magnetitmalm er ved Kirkenes (karelske fjellkjede, sedimentær opprinnelse), Lofoten - Vesterålen (prekambriske eruptiver), Fosdalen (Trøndelag), Søftestad (Telemark), Arendal, Kragerø og Egersundsfeltet (prekambrium).

Hematit (jærnglans, rødjernsten), Fe_2O_3 .

Krystallsystem: trigonal.

Form: oftest tavleformete krystaller med vekslende former, skjellformete flak, fibrøse, massiv og tett, grov- og finkornig, også som jordaktige masser.

Kløv: ingen kløv men ujevn spalting parallelt med de skjellformete flakene. Ujevnt brudd. Tynne flak er elastiske.

Hardhet: 5-6.

Tetthet: 5,26.

Farge: stål-grå og skinnende i krystallform ("jærnglans"), tette og jordaktige varianter er mørke rød og matte ("rødjernsten").

Strek: rød eller rød-brun.

Glans: metallisk, skinnende i krystallformer, halvmetallisk og matt i de tette jordaktige variantene.

Opptreden: Hematit opptrer som mindre bestandel i eruptive og metamorfe bergarter dannet under oksyderende betingelser.

Hematit forekommer i større mengder som sedimentær jernmalm.

Jernet har opprinnelig blitt utfelt som et vannholdig jernhydroksyd. Senere har jernslammet krystallisert som hematit.

Mesteparten av verdens jernproduksjon er fra slike sedimentære jernmalmleier. I Norge er jernmalmen i Dunderlandsdalen av en slik sedimentær opprinnelse. Likeså jernmalmer ved Ofoten.

Driften ved disse siste er nedlagt. (Magnetitmalm ved Kirkenes har trolig vært en sedimentær hematit-malm som har blitt omdannet i et reduserende miljø slik at en del av det tre-verdige jernet har gått over til to-verdig jern.)

(Ilmenit (titanjernsten), FeTiO_3).

Samme symmetri og struktur som hematit og korund. Vanligvis massiv. Ingen kløv. Sort farge og sort strek. Metallisk til halvmetallisk glans. H: 5-6. Kan virke magnetisk på grunn av inneslutninger av magnetit. Opptrer i tilknytning til gabbro, diorit og anorthosit. Store norske forekomster i Egersundsfeltet og Rødsand (Nord-Møre).

(Kromit (kromjernsten), $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$).

Krystaller er sjeldne, vanligvis massiv eller i uregelmessige korn. Ingen kløv. H: 5 1/2. Mørke brun til sort farge. Brun strek. Metallisk glans. Ikke-magnetisk. Kromit opptrer i ultrabasiske bergarter, olivinsten og peridotit samt i serpentinsten. Kromit har vært brutt fra Feragen-feltet, øst for Røros.

(Korund, Al_2O_3).

Samme struktur og symmetri som hematit og ilmenit. Danner sekskantete krystaller som spalter i subparallele skiver. Også i tett massiv form, smergel. Rød er vanligste farge. Klare fargevarianter som smykkesten: blå (safir), rød (rubin), også gul, fiolett, grønn og brunlig. H: 9: Diamantglans til glassglans. Korund opptrer i Al-rike og silika-fattige bergarter, eruptive og metamorfe.

(Rutil, TiO_2).

Tetragonalt. Ofte i prismatiske og nålformige krystaller. Stripete prismeflater. Meget ofte fortvillinget i vinklede former. H: 6-6 1/2. Dårlig kløv. Ujevnt brudd. Rødbrun farge. Lys brun eller grå-sort strek. Diamant- eller skinnende metallisk glans. Rutil er vanlig aksessorisk mineral i eruptive, metamorfe og sedimentære bergarter. Større mengder rutil er knyttet til apatit-hornblende gangene i Kragerødistriktet.

E l e m e n t e r

i naturlig form.

Gull, Au.

Gull er kjennetegnet ved sin gulfarge, H: 2 1/2-3, tetthet 19,3 og plastisitet. Gull opptrer i kvartsårer og kvartsganger og som løse korn i elvesedimenter. Forekomst av førstnevnte type finnes ved Eidsvoll, Bømlo, Bleka og Bindalen. Gull finnes i elvesedimenter i Finnmark (totalt 30 kg gull er vasket her).

Sølv, Ag.

Gedigent sølv er hvit, men ofte grå eller sort på grunn av anløpning. Tetthet 10,5, H: 3. Bøyelig. Opptrer på hydrotermale ganger slik som på Kongsberg. Sølvforekomstene her har vært i drift fra 1623-1955 (ialt 1330 tonn sølv har blitt utvunnet). Gedigent sølv er også funnet ved Dalen i Telemark.

Kobber, Cu.

Gedigent kobber er sjeldent. Tetthet 8,9. H: 2 1/2-3. Det er funnet i blærerom i permiske basalter på Jeløya og i prekambriske grønnstener i Dalen i Telemark.

Diamant og grafitt, C.

Diamant er det hardeste av alle mineraler, H: 10. Diamantstrukturen består av kovalente bindinger mellom C-atomer i et tetrahedrisk tredimensjonalt nettverk (fig.1a). Strukturen dannes under særlig høye trykk. Diamant dannes derfor ved dyptliggende eksplosjoner og finnes i rørformige bergarter (kimberlit) i Syd-Afrika og Sibir. Grafit har C₄-tetrahedrene bundet sammen i plane sjikt som er sammenholdt av svake van der Waalske krefter (fig.1b). Grafit er derfor bløt, H:1. Det er videre grå-sort, gir grå strek både på papir og på glassert porselen. En meget god kløvflate. Grafit dannes i metamorfe sedimenter rike på organisk materiale. Slike grafitiskifre er vanlig i Nordland - Troms. Grafit brytes på Skaland, Senja. Bergarten bør ha 18-20 % grafit for å være drivverdig. Grafit anvendes i støperier, til pakninger, bremsebånd og bremseklosser, pigment i maling, tilsetning i olje og smørefett samt i blyanter.

Svovel, S.

Gedigent svovel er svovelgult, H:1 1/2-2 1/2, tetthet 2. Smeltepunkt 113°C. Avsettes omkring vulkanske svovelkilder fra svovelgasser. Anaerobe bakterier kan produsere sedimentære svovelavsetninger ved reduksjon av sulfationer i hav-vannet. Slike store svovelavsetninger finnes i Texas, på Sicilia og i Sovjet og er i dag de viktigste forekomster for utvinning av svovel.

P E T R O G R A F I

Innledning.

Petrografi omfatter den systematiske beskrivelse og klassifisering av bergartene. Her vil også bli tatt med en del om bergartenes dannelsesmåte, genesis, som egentlig er innbefattet i begrepet petrologi.

Bergartene studeres ved hjelp av mange slags hjelpemidler. Ute i felt registreres bergartenes strukturer, grenseforhold og mineralsammensetning ved blotte øye, eller ved hjelp av en lupe. En nøyaktigere bestemmelse og beskrivelse av en bergart skjer i laboratoriet ved mikroskopering av preparater fra innsamlete prøver. Her registreres bergartens tekstur, dvs. mineralkornenes størrelse, form og gjensidige kontaktforhold. Videre identifiseres mineralene mere eksakt, og deres volumfordeling i bergarten bestemmes. Enkelte mineraler av særlig interesse kan separeres ut og undersøkes ved spesialmetoder, som f.eks. ved diverse røntgenmetoder og ved kjemisk analyse. Totalkjemiske analyser (silikatanalyser) av nedknuste bergartsprøver inngår ofte i slike bergartsstudier.

På grunnlag av bergartens feltopptreden, tekstur, mineralsammensetning og eventuelt kjemiske sammensetning blir bergarten klassifisert, og dets dannelsesmåte blir gitt en vitenskaplig tolkning.

Bergarter som har like kjemiske sammensetninger kan ha svært forskjellig mineralsammensetning. Bergartens struktur, tekstur og mineralsammensetning bestemmer dets fysiske-mekaniske egenskaper og derigjennom dens evne til å forvitte og danne løse jordarter.

Etter bergartenes dannelsesmåte og geologiske opptreden blir de delt inn i tre hovedgrupper:

Eruptive bergarter, sedimentære bergarter og metamorfe bergarter.

E r u p t i v e b e r g a r t e r .

Magma og dets krystallisasjon.

Alle eruptive bergarter har sin opprinnelse i et magma, en flytende silikatsmelte med oppløste gasser og med eventuelt faste faste som vil være tidlig utkrystalliserte mineraler.

I magmaet danner silisium og oksygen SiO_4 tetrahedre som kan være polymerisert på lignende måte som i silikatstrukturene (fig.6), men bare mer uregelmessig. I basiske smelter med lavt SiO_2 innhold vil silisium og oksygen opptre som frie $(\text{SiO}_4)^{4-}$ anioner. Ved økende SiO_2 innhold vil det dannes stadig mer polymeriserte silisium - oksygen anioner.

Typiske kationer er Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} og Fe^{2+} . Disse er lett beveglige i smelten, og vil ved krystallisasjon gå inn i de silisium-oksygen anionstrukturer som er tilstede.

Seigheten av magmaet, dets viskositet, øker (1) med stigende grad av silisium-oksygen polymerisering, dvs. med økende SiO_2 innhold, (2) med substitusjon av Al^{3+} for Si^{4+} i tetrahederstrukturene, (3) når innholdet av kationer tiltar i rekkefølgen $\text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{K}^+$ og ved (4) lavt innhold av oppløst vanddamp og andre gasser.

Dette forklarer den generelle tendens at basaltiske lavaer er relativt tyntflytende, mens sure lavaer som rhyolit er meget seige. En rask unnvikning av oppløste gasser ved en eksplosiv vulkanisme vil også resultere i at lavaen blir mer seigtflytende.

De kjemisk-fysikalske prosesser som fører til utvikling av flere forskjellige bergartstyper fra et primært stam-magma, kalles for magmatisk differentiasjon. Slike prosesser kan omfatte: (1) fraksjonert krystallisasjon, dvs. at tidlig utkrystalliserte mineraler med basisk sammensetning blir fjernet fra restmagmaet (se nedenfor); (2) differensiering av magmaet ved transport av materiale i gassfase fra dypere til høyere nivåer i magmakammeret; (3) transport av materiale ved termiske konveksjonsstrømmer; (4) separasjon av to ikke-blandbare væskefaser, f.eks. utskilling av sulfidsmelte fra silikat-smelte og (5) forandring av magmaets sammensetning ved oppløsning av innesluttete bergartsfragmenter (assimilasjon).

Krystallisasjonsmekanismene er kompliserte da et magma består av mange kjemiske komponenter. Et viktig forhold er at de mørke og lyse mineraler stort sett krystalliserer uavhengig av hverandre i hver sine reaksjonsserier. Viktig er det også at flere mineralgrupper

danner såkalte blandkrystaller ved at to eller flere elementer kan inngå på samme gitterposisjon, enten hver for seg eller sammen i vekslende proposjoner. Slike blandkrystaller danner plagioklasfeltspat (s. 27), olivin (s. 51) og rombisk og monoklin pyroksen (s. 42). Hos plagioklasfeltspat krystalliserer først de Ca-rikeste, deretter de mer Na-rikere. Hos de nevnte mørke mineraler vil de først utskilte krystaller være Mg-rike og de senere mer Fe-rikere.

Fra et basisk magma vil mineralene kunne krystallisere i følgende rekkefølge og i innbyrdes forhold (fig.37., se neste side).

Ved særlig lavt SiO_2 innhold vil olivin begynne å krystallisere først av de mørke mineralene. Magmaet inneholder da frie $(\text{SiO}_4)^{4-}$ anioner. Silisium-oksygen anionene blir deretter videre polymerisert, og ved synkende temperaturer avløses olivin av Mg-Fe pyroksen, deretter følger Ca-Mg-Fe pyroksen, amfibol og biotit, mineraler som hele tiden vil være i likevekt med et magma med økende innhold av SiO_2 og H_2O . Denne reaksjonsserien for de mørke mineralene er diskontinuerlig.

Plagioklasfeltspatene danner en kontinuerlig reaksjonsserie med dannelse av Ca-rik plagioklas først og omtrent samtidig med krystalliseringen av de første magnesium- og jernrike pyroksener. Ved synkende temperatur krystalliserer så ut plagioklaser med et gradvis økende Na-innhold.

Alkalifeltspatene krystalliserer i en lignende reaksjonsserie med først utkrystallisering av sanidin. I nedre del av serien krystalliserer K-feltspat og albit hver for seg og samtidig, ved at de to feltspatseriene møtes. Et eventuelt overskudd av silika fra de tre reaksjonsseriene vil krystallisere som kvarts.

Hvis forholdet $\text{Si}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ blir lavere enn forholdet mellom disse elementene i feltspatformlene, vil det på et trinn av feltspatenes reaksjonsserier begynne å krystallisere et feltspatoid-mineral (s. 29) sammen med feltspat.

Hvis de mineraler som krystalliserer ut tidligst, etterhvert blir fjernet fra restmagmaet, f.eks. ved at de bunnfelles eller blir utpresset ved tektoniske bevegelser, vil det kunne oppstå bergarter som olivinsten, gabbro, diorit og eventuelt surere bergarter. Mange store gabbromassiver har således en slags lagdeling med de mest basiske ledd i bunnen og de silika-rikeste i toppen. Selv om det primære magmaet har en mer intermediær eller sur sammensetning, vil krystalliseringen av mineralene skje etter de samme reaksjonsserier

som vist ovenfor. Krystalliseringen vil da bare begynne med mineraler lenger ned i seriene.

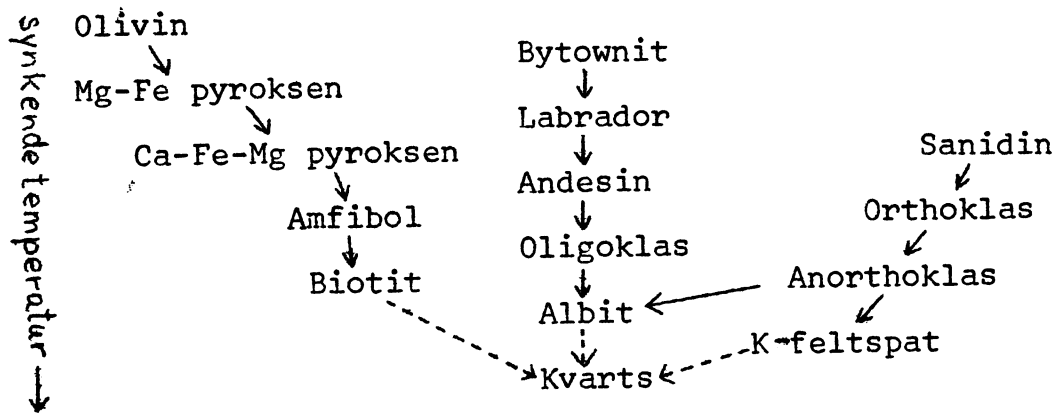


Fig.37. Mineralenes krystallasjonsrekkefølge.

Klassifikasjon av eruptive bergarter.

De eruptive bergarter inndeles etter geologisk opptreden i:
Vulkanske bergarter ("dagbergarter" = lava, pyroklastiske bergarter (tuffer, breksje, etc.), ignimbritter.

Hypabyssiske bergarter ("gangbergarter") = ganger, lagganger, intrusive breksjer, plugger, m.fl.

Plutonske bergarter ("dypbergarter") = gabbro, monzonitt, syenitt, etc.

Den petrografiske inndeling er basert på bergartens aktuelle kvantitative mineralsammensetning i volumprosent (mode). For svært finkornige bergarter kan det beregnes en mineralsammensetning utifra bergartens kjemiske sammensetning (norm). Grensene mellom de forskjellige bergarter må defineres på grunnlag av den prosentvise opptreden av bergartenes hovedmineraler. Mineraler som opptrer i så små mengder at de ikke har betydning for bergartens klassifikasjon kalles aksessoriske mineraler. En enkelt oversikt over den gjennomsnittelige mineralsammensetning for de vanligste eruptivbergarter er vist i fig. 38. Dette diagrammet kan også anvendes for en rask subjektiv bestemmelse av en eruptivbergart.

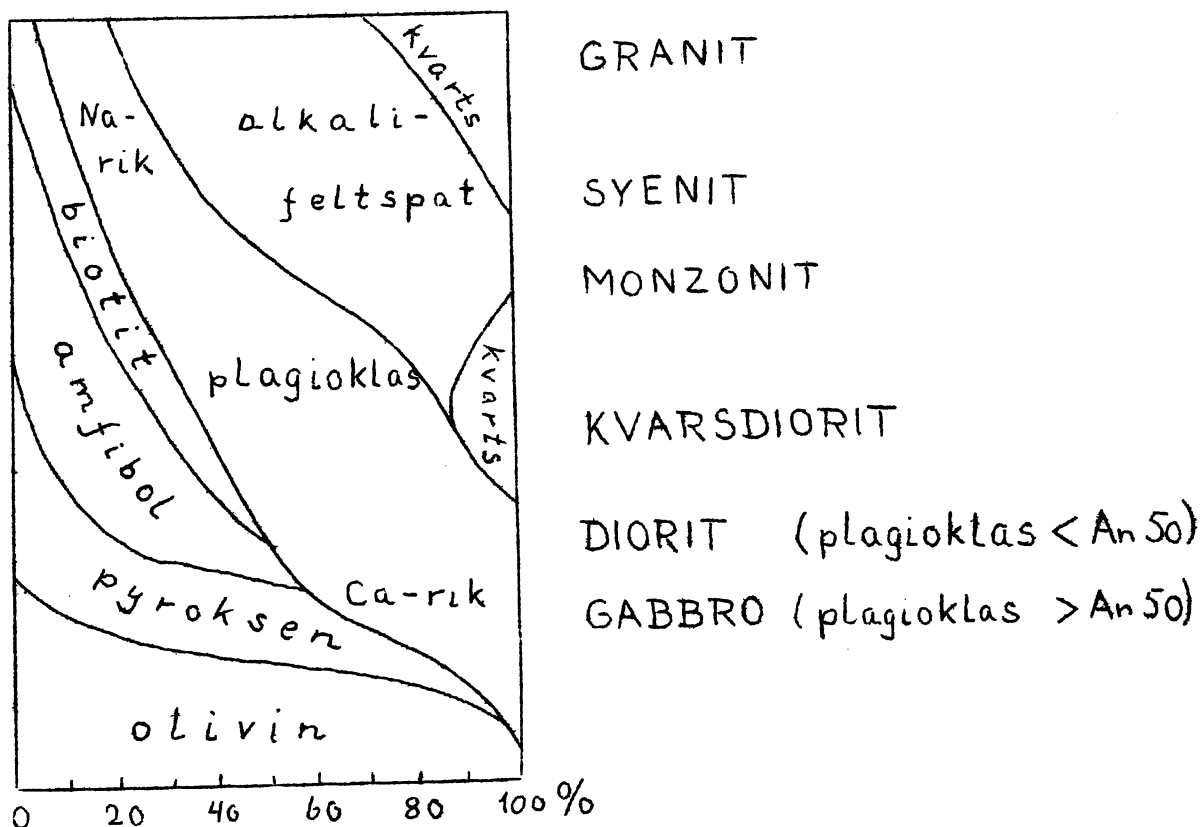


Fig. 38. Gjennomsnittelig mineralsammensetning for de vanligste eruptivbergarter.

En rekke forskjellige klassifikasjonssystemer er utarbeidet for en mer nøyaktig og objektiv bestemmelse av de eruptive bergartene. Inndelingsmåtene har til dels variert mye, og dette har skapt misforståelser og forvirring. I de senere år har den tyske geologen A. Streckeisen ledet en opprydningsaksjon innenfor eruptivbergartenes "klassifikasjonskaos". Streckeisens arbeid har resultert i et klassifikasjonssystem som ser ut til å få internasjonal anvendelse. Hovedmålsetningen for Streckeisens petrografiske inndeling har vært å finne frem til skillelinjer som grupperer bergartene best mulig i samsvar med de grupperinger som er hyppigst i naturen. En nærmere innføring i dette klassifikasjonssystemet blir gitt nedenfor og i fig. 39 a og b.

Hovedmineralene deles i fem grupper:

Q = kvarts (og øvrige silika mineraler)

A = alkalifeltspat (sanidin, orthoklas, anorthoklas, mikroklin, perthit, albit An 00-05).

P = plagioklas An 05-100, skapolit

F = feltspatoider (nefelin m.fl.)

M = mafiske (mørke) mineraler (olivin, pyroksen, amfibol, glimmere, jernoksyd m.fl.).

Med unntagelse av de ultrabasiske bergarter som har M = 90-100 %, er alle bergarters sammensetning illustrert i to trekomponent-diagrammer med henholdsvis Q-A-P og F-A-P som endeledd, fig.39 a og b. Innen diagrammene er summen av de lyse mineralene satt lik 100 %.

Grensen mellom gabbro og monzogabbro på den ene siden og diorit og monzodiorit på den andre siden er satt ved plagioklasens sammensetning. De førstnevnte bergarter har plagioklas $>$ An 50, mens de sistnevnte har plagioklas $<$ An 50. De tilsvarende lavaer er definert på grunnlag av innholdet av mørke mineraler. Basalt og latit-basalt har over 40 % mørke mineraler, mens andesit og latit-andesit har under 40 % mørke mineraler.

Etter forholdet mellom silika (SiO_2) og metalloksyder (MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O) kan bergartene inndeles etter "surhetsgrad":

Overmettede bergarter: kvarts + feltspat

Mettede bergarter: feltspat

Undermettede bergarter: feltspat + feltspatoid (eller olivin)

Sterkt under-mettede bergarter: bare feltspatoid (eller olivin).

Eruptive bergarters tekstur.

Kornstørrelse og gjensidig kontaktforhold mellom mineralene hos de eruptive bergartene er avhengig av forhold som (1) magmaets sammensetning, (2) krystallisasjonsrekkefølgen for mineralene og (3) magmaets avkjølningshastighet. Bergartenes kornighet kan angis etter følgende skala:

Finkornig:	flESTE mineraler $<$ 1 mm
Middelskornig:	——"—— $>$ 1 mm og $<$ 5 mm
Grovkornig:	——"—— $>$ 5 mm og $<$ 3 cm
Meget grovkornig:	——"—— $>$ 3 cm

Fig. 39 a. Klassifikasjon av
PLUTONSKE BERGARTER
M = 0-90

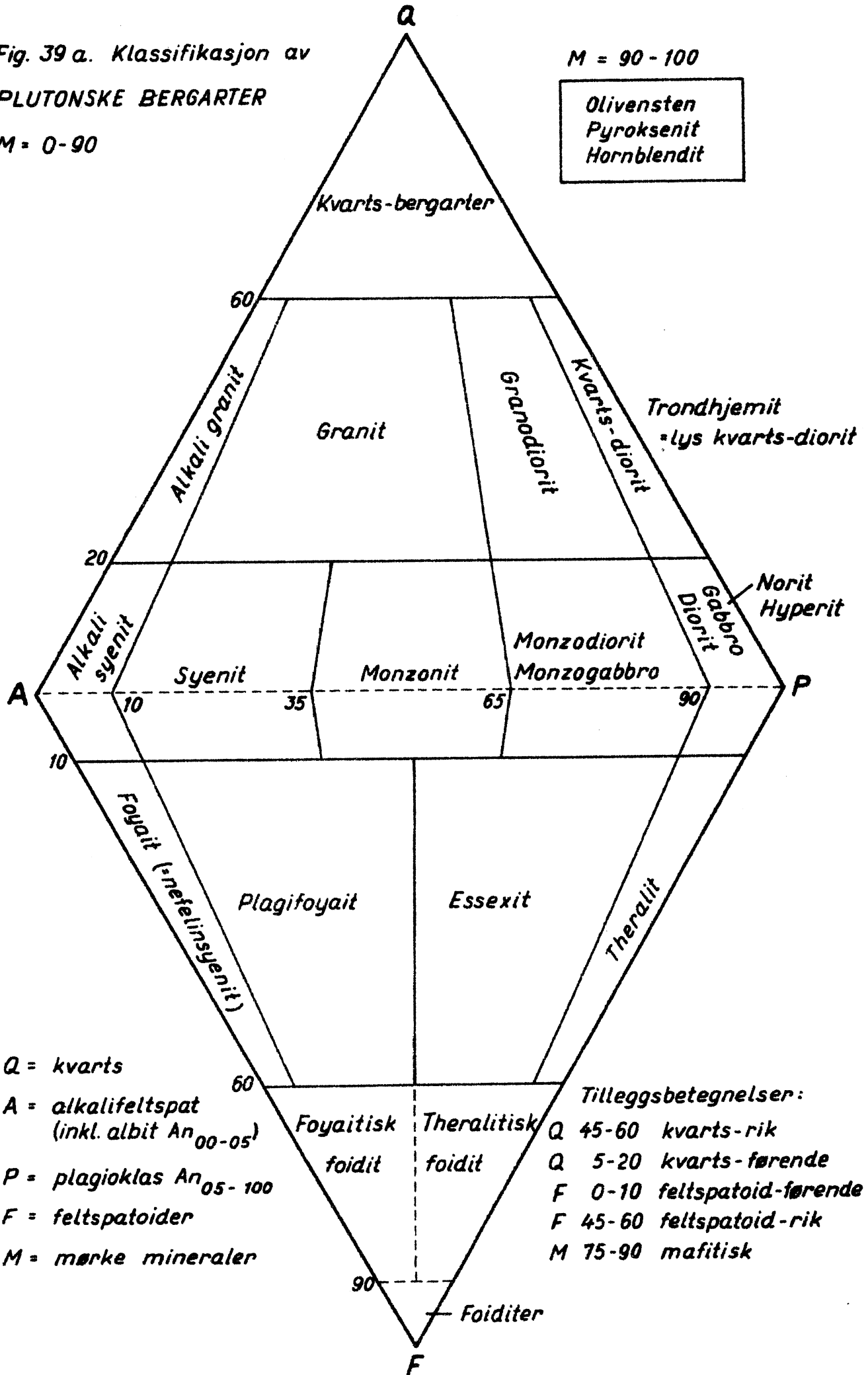
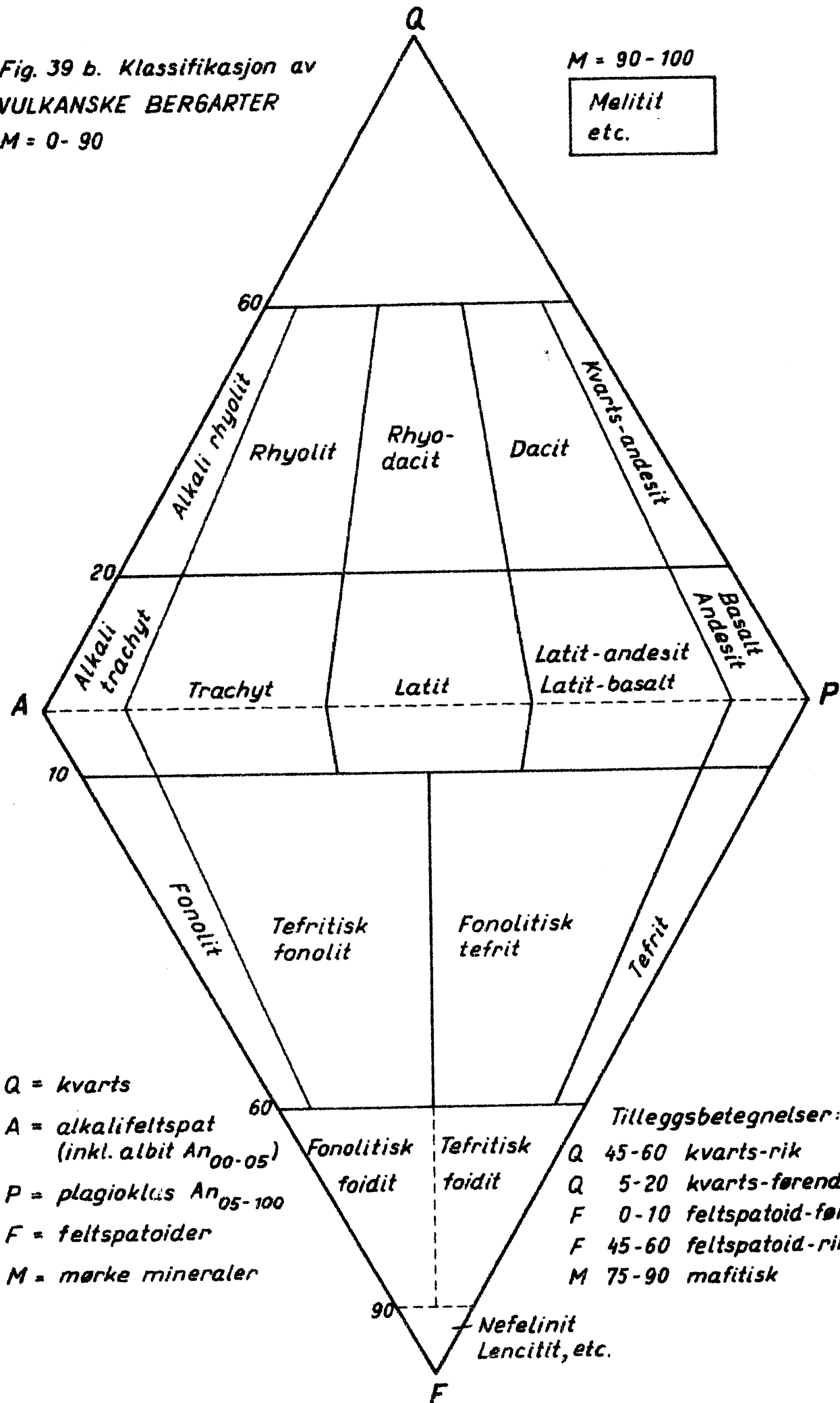


Fig. 39 b. Klassifikasjon av
VULKANSKE BERGARTER
M = 0- 90



Ved meget rask avkjøling kan magmaet størkne som glass, eller bli meget finkornig, felsitisk (eller afanitisk). Særlig grovkornige bergarter er pegmatitter som kan ha opptil mange meter store krystaller.

De plutonske bergartene er vanligvis dannet ved langsom avkjøling. Mineralkornene har som regel uregelmessig form, og de fliker sterkt inn i hverandre. Tidlig krystalliserte mineraler kan være innesluttet i mineraler som har krystallisert senere. Slike bergarter er oftest middels- og grovkornige. Fig.40 a og b.

Hypabyssiske bergarter har størknet i et høyere nivå under hurtigere avkjøling. Slike bergarter er som regel tette og finkornige, f.eks. diabas. Krystaller som har blitt dannet i dypet ved langsom avkjøling kan opptre som store fenokrystaller i en finkornig grunnmasse. En slik tekstur kalles porfyrisk og er enda mer vanlig hos lavabergartene.

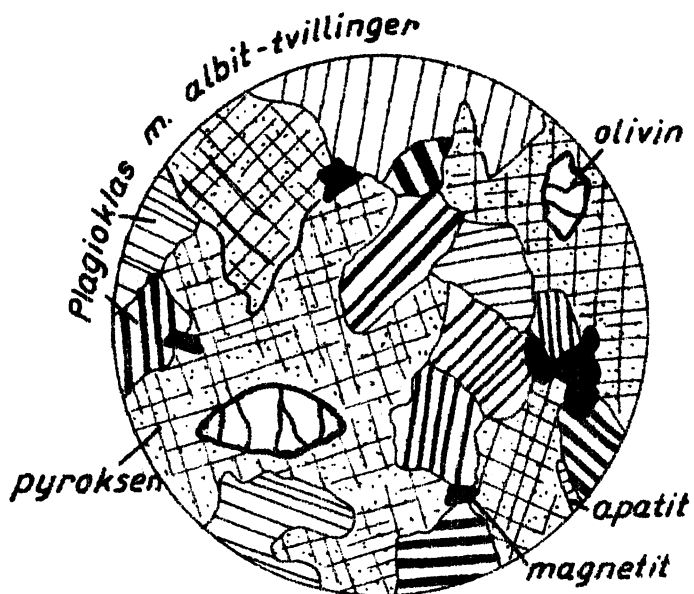
I lavabergarter som har vært relativt tyntflytende, vil små krystaller i grunnmassen og også de større fenokrystallene kunne bli parallellorientert i et flytemønster. Opprinnelig gassfylte blærerom kan være fylt med kalkspat eller andre sekundære mineraler, fig. 40 c. I sure lavabergarter, så som rhyolit, vil grunnmassen ofte være ytterst finkrystallinsk og danner gjerne finlamellære flyteplan omkring fenokrystallene, fig. 40 d. Svært ofte er fenokrystaller etset og delvis oppløst av kjemisk aggressive gasser som frigjøres når lavaen kommer opp til dagoverflaten.

Pyroklastiske bergarter er dannet ved vulkanske eksplosjoner. Tuffer er finkornige bergarter av sammenkittete glassfragmenter (fig.40 e), krystallfragmenter eller bergartsfragmenter. I vulkanske breksjebergarter er skarpkantete bergartsfragmenter vanlig, fig.40 f.

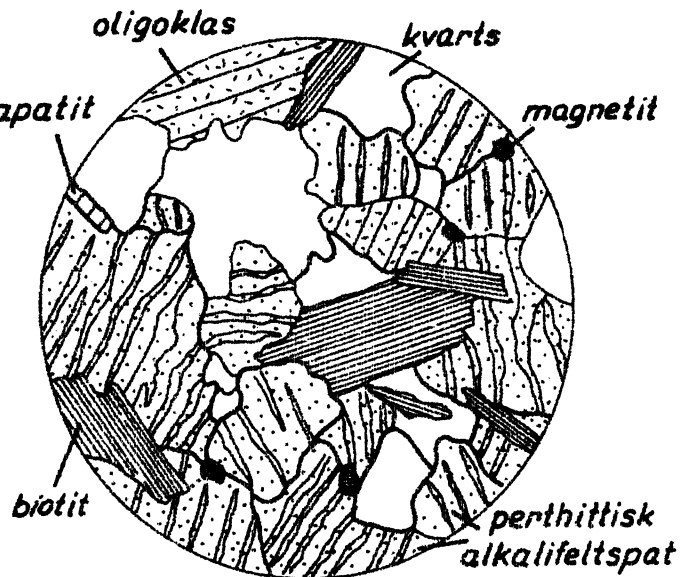
De vanligste eruptivbergarter og deres opptreden.

Ultrabasiske bergarter.

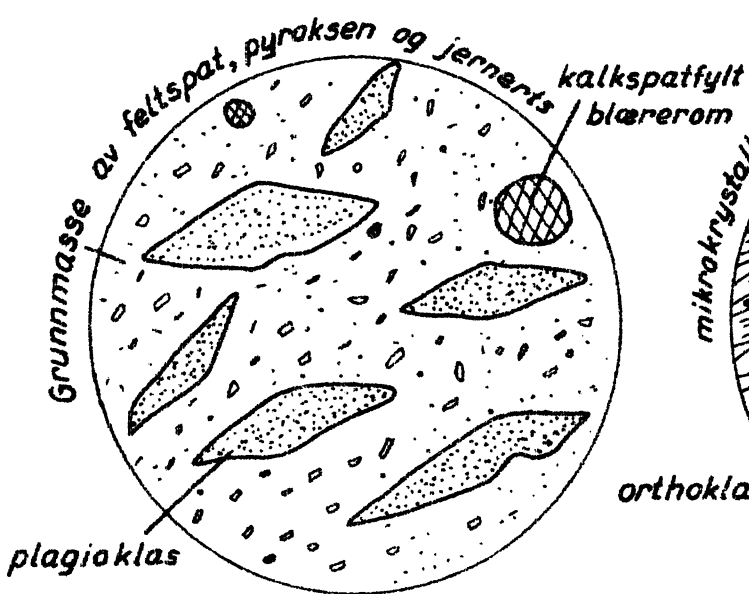
Olivinsten (dunit) inneholder nærmest bare olivin. Peridotit inneholder også andre mørke mineraler ved siden av olivin. Olivinsten og dets metamorfe produkter, serpentinsten og klebersten, er ofte knyttet til soner i en geologisk fjellkjede hvor det har vært bevegelser ned til store dyp i jordskorpen. Det er antatt at disse bergartene derfor kan stamme fra øvre del av mantelen.



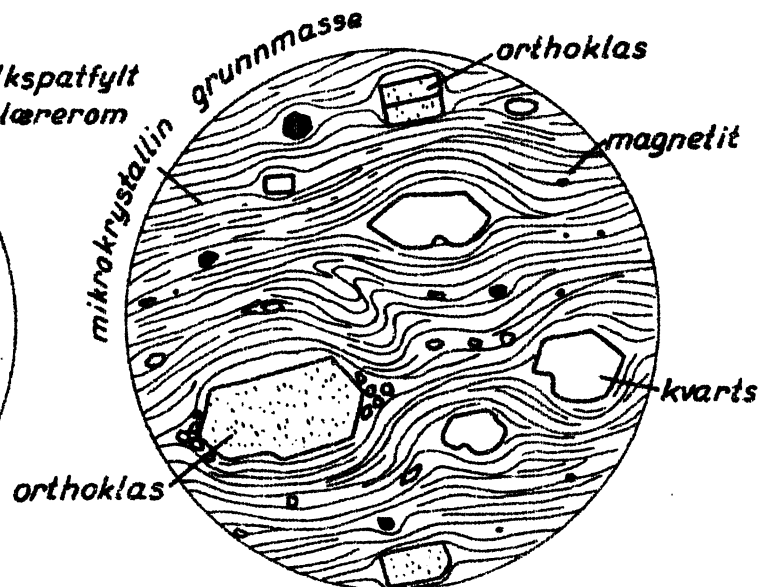
a. Gabbro. Diam. 5 mm



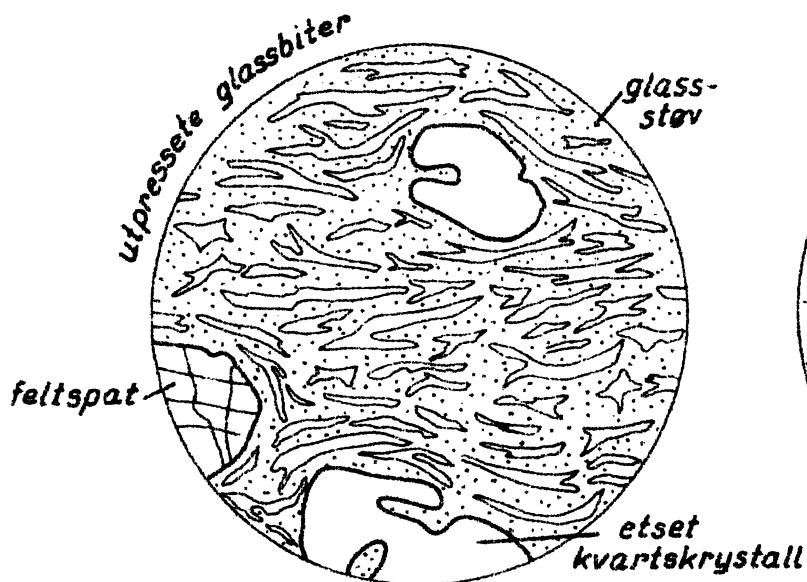
b. Granit. Diam. 5 mm.



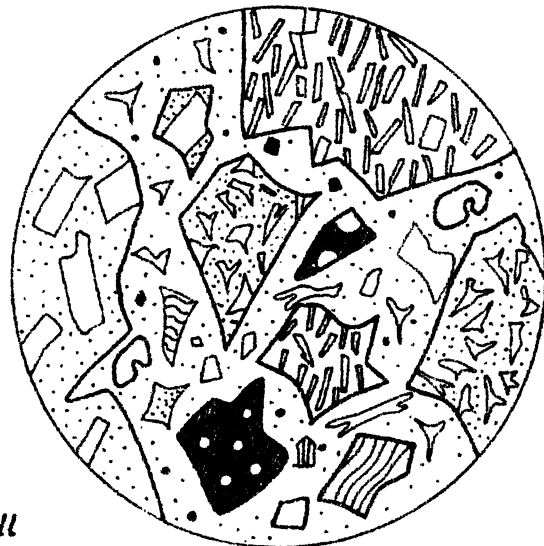
c. Rombeporfyr. Diam. 10 mm



d. Rhyolitisk porfyr. Diam. 3 mm



f. Glass-tuff med krystallfragmenter
Diam. 3 mm



g. Vulkansk breksje. Diam. 10 mm

Fig. 40. Eksempler på teksturer hos eruptive bergarter.

Olivinsten eller peridotit kan danne rytmiske lag sammen med gabbro i store basiske eruptivmasser. Disse lagene er gjerne dannet ved en bunnfelling av tidlig utfelte krystaller, og ved gjentakelser av de fysikalske forhold for krystalliseringen av disse mineralene kan de bli bunnfelt i flere nivåer.

Pyroksenit og hornblendit består av henholdsvis pyroksen og hornblende. De forekommer som regel bare i mindre massiver i tilknytning til større basiske bergartskomplekser. Karbonatit er dannet av magmatisk utkrystallisert kalkspat. Karbonatit av senprekambrisk-kambrisk alder forekommer i Fensfeltet og på Sørøya og Stjernøy i Vest-Finnmark.

Gabbrobergarter og basalt. Gabbro har plagioklas og pyroksen som hovedmineraler. Plagioklasen er Ca-rik, $An > 50$. Gabbroene kan deles i tre medlemmer etter typen av pyroksen. Den egentlige gabbro fører monoklin pyroksen (augit), norit fører rombisk pyroksen (hypersthen), mens hyperit fører både monoklin og rombisk pyroksen. Olivin kan forekomme, og hornblende kan være dannet sekundært av pyroksen. Sammenlignet med granit har gabbro liten utbredelse som dypbergart i jordskorpens øvre del. Gabbroid magma er derimot mer vanlig i de dypere deler av jordskorpen. Anorthosit eller labradorsten er en "gabbroid" bergart som består overveiende av plagioklasfeltspat. Den forekommer som oftest sammen med gabbro, og kan tenkes være dannet ved spesielle magmatiske differentiasjonsprosesser.

Gabbro og hyperit forekommer i grunnfjellet i Solør og Kongsberg - Bamble området. Ved Askim opptrer en noritt med kulestruktur ("kulenorit"). I Egersundsfeltet opptrer store massiver med Anorthosit og norit sammen med monzonitter, syenitter og granitter. Prekambrisk gabbro og anorthosit forekommer i et tilsvarende bergartsselskap i Lofoten og Vesterålen. Gabbro og anorthosit er vanlige bergarter i Jotundekket og i Bergensbuene. Disse er også av prekambrisk alder, men opptrer som alloktone bergarter i det store Jotundekket. Den kaledonske fjellkjede har store intrusive gabbromassiver i Lyngen og Vest-Finnmark, i Råna, ved Sulitjelma og i Trøndelag. I Oslofeltet forekommer gabbroide bergarter som krystalline masser i de permiske vulkanrørene. De har feilaktig blitt kalt for essexit, men har ikke nefelin slik som denne bergarten skal ha.

Basalt er langt mer hyppig enn gabbro. Basaltmagmaet stammer fra dype nivåer i jordskorpen eller fra mantelens øvre del. Magmaet kommer opp til jordoverflaten langs dyptgående bruddlinjer. Langs de midtoseaniske ryggene strømmes store mengder med basalt ut til begge sider og bygger opp de oseaniske havbunnene. Der havbunnene blir presset inn mot kontinenter og øybuer oppstår fjellkjeder og vulkanisme. De lavmetamorfe basaltlavaene, grønnsteinene, som finnes i fjellkjedenes eugeosynklinaler representerer slike gamle oseaniske havbunner. Inne på kontinentene kan lange og smale områder synke inn (graben), og opp langs spaltene kan basaltlava trenge opp, og på overflaten danne store platåbasalter. I Oslofeltet opptrer permiske basaltlavaer på en lignende måte.

Diabas er gangbergarter som tilsvarende gabbro og basalt. Prekambriske diabasganger finnes i Trysil og Telemark. Permiske diabasganger knyttet til Oslofeltet finnes også i grunnfjellet omkring. På Sørlandet og Vestlandet opptrer diabasganger som kan være fra jordens mellomalder eller fra tertiær.

Diorit og andesit. Diorit skilles fra gabbro ved et lavere Ca-innhold i plagioklasen, $An < 50$. De mørke mineraler er som oftest hornblende eller biotit. Dette skyldes at dioritmagmaet har vært rikere på H_2O . Diorit opptrer som intrusiv dypbergart i de sentrale soner av en fjellkjede. I den kaledonske fjellkjede forekommer store dioritmassiver på Hitra og Smøla. Diorit finnes også i tilknytning til gabbro, og er da gjerne dannet ved fraksjonert krystallisasjon.

Andesit er dioritens dagbergart. Andesittisk lava er meget utbredt i de yngre fjellkjedesystemer, særlig i den mesosoisk - tertiære fjellkjeden som omkranser Stillehavet.

Kvartsdiorit har overskudd av silika som danner fri kvarts. Ca og Na danner plagioklas som vanligvis er en oligoklas. Mørke mineraler er hornblende eller biotit. I trondhjemit har H_2O -innholdet vært så høyt i magmaet at alt kalium er bundet i biotit slik at kalifeltspat ikke har kunnet bli dannet.

Kvartsdiorit er en vanlig intrusivbergart i den kaledonske fjellkjede. Den kan ha overganger til både diorit og gabbro.

Granodiorit er i nær slekt med kvartsdiorit og danner en overgangsbergart til granit ved at den også inneholder en del alkalifeltspat. Den inneholder gjerne en del mer mørke mineraler enn granit. Granodiorit er en karakteristisk dypbergart i de geologiske fjellkjedene. De kan ha en sammensatt dannelselse, til dels dannet ved krystallisasjon fra et magma, og til dels dannet ved metasomatose i forbindelse med metamorfosen av sedimentære bergarter. Granodiorit opptrer i store massiver i Nordland. Lavabergarten dacit er vanlig i de yngre fjellkjedene på jorden.

Monzonit er en mett, intermediær bergart som har omtrent like mye av kalifeltspat som av plagioklas (oligoklas-andesin). Mørke mineraler kan være pyroksen, amfibol og biotit. I Oslofeltet forekommer monzonit som bergarten larvikit. Den er kjent for sine anorthoklasfeltspater med blålig fargespill (labradorisering). Kjelsåsitt er nær beslektet med larvikit, men som regel mer basisk.

Blant Jotundekketts gabbroer og anorthositter forekommer også monzonitter. Mangeritt er en slik monzonittisk bergart med bl.a. rombisk pyroksen som mørkt mineral.

Latit er monzonittens dagbergart. Den har stor utbredelse i Oslofeltet som den karakteristiske rombeporfyr. Fenokrystallene av plagioklas har rombeform, rektangelform eller mer kompliserte former, og de forekjellige lavastrømmer kan skilles fra hverandre på grunnlag av hyppighet og form av fenokrystallene.

Syenit har mer alkalifeltspat enn plagioklasfeltspat, og det er en utpreget lys bergart. Mørke mineraler kan være pyroksen, amfibol og biotitt. Syenit er utbredt i Oslofeltet. Det kan her skilles mellom flere varianter. Grefsen-syenit er ordinær syenit med plagioklas (oligoklas), mens nordmarkitt er en alkalisyenit med alkalifeltspat, albit og Na-rik pyroksen (ægerin) og/eller Na-amfibol som hovedmineraler.

Trachyt er syenittens dagbergart. I Oslofeltet er den som regel utviklet som en lys rødlig porfyr som derfor kalles syenittporfyr. Den samme betegnelsen brukes på gangbergarter. Mønait er en lys plagioklasførende syenittisk gangbergart som flere steder i Oslofeltet har intrudert på grensen mellom grunnfjell og overliggende kambriske skifre.

Nefelinsyenit (foyait). Denne dypbergarten forekommer også i Oslofeltet, særlig i den sørlige del av Vestfold. De mørke mineraler er oftest ægerin-pyroksen og en alkali-amfibol. Nefelinsyenit - pegmatit -gangene fører ofte en rekke sjeldne mineraler. Nefelinsyenit finnes også i eruptivprovinsen i Vest-Finnmark, på Stjernøy og Seiland.

Dagbergarten fonolit finnes ikke i Norge, men opptrer f.eks. i Øst-Afrika langs den øst-afrikanske graben-sonen ("rift valley").

Granit er den vanligste av alle dypbergarter, og den øvre del av jordskorpen er i gjennomsnitt nærmest granittisk i sin sammensetning. Granit opptrer som orogene granitter i forbindelse med en fjellkjedes dannelse eller som anorogene granitter i eruptivprovinser utenfor fjellkjedeområdene.

I det førstnevnte geologiske miljøet dannes granittene dels ved krystallisering fra et magma, men vel så vanlig er det at slike granitter er dannet ved granittisering av metamorfe sedimentbergarter (s.118). De anorogene granitter er av magmatisk opprinnelse og opptrer ofte i store graben-områder sammen med andre alkalirike eruptivbergarter. Granittene i Oslo-feltet er av denne sistnevnte type. Ved magmatisk differensiering kan det utvikles særlig Na-K rike granitter. Ekerit er en slik Na-rik granit fra Oslofeltet. Den fører ægerin og/eller en Na-amfibol som mørke mineraler istedenfor biotit som ellers er det vanlige mørke mineralet i ordinær granit . "Drammensgranitt" er en slik ordinær biotittgranit .

I grunnfjellet opptrer granittene dels i store homogene massiver eller som granitter med planstruktur (gneissgranit). Kjente granit - massiver i grunnfjellet er "Østfoldgranitten" ("Iddefjordsgranitt", "Haldensgranitt"), "Trysilgranitten", "Flågranitten", "Grimstadgranitten" m.fl. Granittpegmatit opptrer gjerne i store og mindre ganger omkring slike granittmassiver i grunnfjellsområdet.

Rhyolit er granittens dagbergart. Rhyolit kan være dannet som seigtflytende lava. En annen utbruddsform for granittisk magma resulterer i de sure tuffene og i den karakteristiske ignimbritten. Ignimbrit er dannet ved at en glovarm suspensjon av gass, magmadråper og fragmenter av krystaller og bergarter strømmes ut fra en krateråpning (Ofte en spalte) med stor fart og dekker store arealer i løpet av kort tid. På grunn av varmeinnholdet og sammenpressing på grunn av egen tyngde vil glassbitene bli presset og smeltet sammen

slik at bergarten blir veldig tett. Ignimbrit kan også ha andre sammensetninger enn rhyolittisk (f.eks. dacittisk, andesittisk). Pimpsten er rhyolittisk lava som har størknet med så høyt innhold av luftblærer at bergarten er lettere enn vann.

Oslofeltets rhyolitter har ofte fenokrystaller av kvarts og feltspat og kalles gjerne kvartsporfyrr. Gangbergarten har samme navn. Felsit og felsittporfyrr er tette finkornige lavaer eller ignimbitter som også vanligvis er rhyolittiske i sammensetningen. Kwartsporfyrr opptrer også i grunnfjellet, bl.a. i Trysil, i Solør-Elverum området og i Telemark. Rhyolittiske lavabergarter i Trondhjemfeltet kalles kvarts-keratofyrer.

Granittisk magma vil ved særlig rask avkjøling størkne som vulkansk glass, obsidian. Vulkansk glass er ustabil og vil med tiden bli krystallint. Slike devitrifiserte glassbergarter forekommer også i Oslofeltet.

S e d i m e n t æ r e b e r g a r t e r .

Dannelsesmåte.

Sedimenters og sedimentære bergarters opphavsmateriale er eldre bergarter som brytes ned ved mekanisk og kjemisk forvitring. Forvittringsmaterialet består av bergartsbruddstykker, mineralkorn og oppløste ioner. De mekaniske komponenter transporteres av ellevann, isbreer eller vind, og avsettes som sedimenter i hav, i innsjøer, i elver eller på land. De fleste sedimenter som er oppbevart i form av sedimentære bergarter, er avsatt i hav eller store innsjøer hvor videre erosjon ikke har funnet sted. De mekaniske forvittringsbestanddelene avsettes som klastisk materiale og gir opphav til bergarter som konglomerat, sandsten, siltsten og leirskifer. De oppløste kjemiske komponenter vil ved kjemiske reaksjoner kunne danne nye mineraler i det sedimentære miljøet (autigene mineraler). De nydannede mineralene vil kunne gå inn som bestanddeler i bergarter av overveiende klastisk opprinnelse, eller danne hovedmineralene i avsetninger som kalksten, saltlag eller flintlag.

Den totale effekt av forvitring, transport og avsetning er en sedimentær differensiasjon av mineraler og kjemiske komponenter. Opphavsbergartenes mineraler har forskjellig forvittringsresistens, og vil derfor brytes ned mekanisk og kjemisk med varierende hastighet.

Stabilitetsrekkefølgen under forvitring for de vanligste mineraler er følgende (etter Goldich):

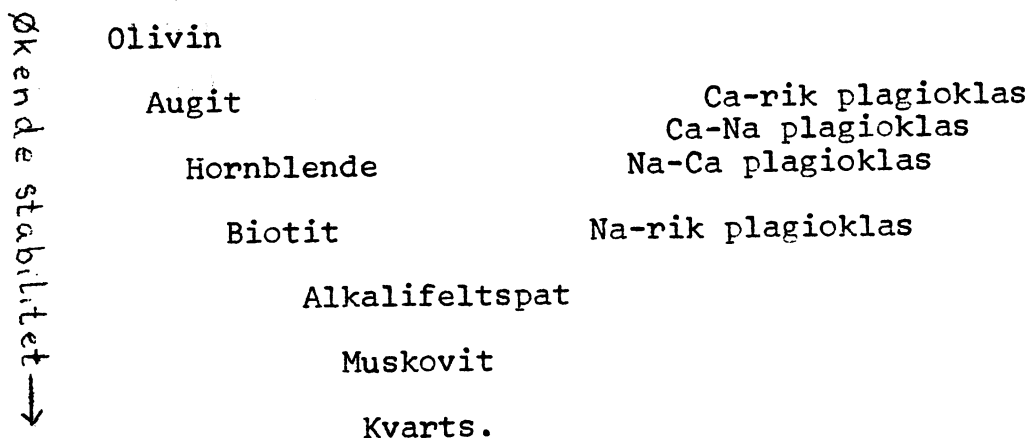


Fig.41. Stabilitetsrekkefølgen for de vanligste mineraler ved forvitring.

Denne rekkefølgen er identisk med mineralenes krystallisasjonsrekkefølge (fig.37) og har samme forklaring: Krystallstrukturer som er stabile ved høy temperatur vil være mest ustabile ved lav temperatur, og mineraler som krystalliserer i et vannrikt miljø vil være mer stabile enn de som dannes under "tørre" forhold.

En lignende separasjon vil skje med kjemiske komponenter. De forskjellige metalloxyder utlutes fra mineralmaterialet med vekslende letthet. Mobiliteten av de vanlige oksydene ved forvitring er omtrentlig: $\text{Na}_2\text{O} > \text{CaO} > \text{MgO} > \text{K}_2\text{O} > \text{SiO}_2 > \text{jernoksyd} > \text{Al}_2\text{O}_3$.

Ved lang transport vil forvittringsmaterialet bli stadig bedre rundet og sortert. Et teksturelt modent sediment eller sedimentære bergarter er derfor godt sortert og består av godt rundete mineralpartikler (fig. 44 a). Et mineralogisk modent sediment eller sedimentær bergart har et høyt innhold av stabile mineraler. Dette angis som regel ved mengdesforholdet kvarts/feltspat som vil stige jo mer mineralogisk modent sedimentet er. Et kjemisk modent sediment eller sedimentær bergart har et høyt innhold av tungtløselige oksyder. Dette kan angis ved forholdet $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O}$. Jo høyere dette forholdstallet er, jo mer forvitret og modent er sedimentet. Laterit og bauxit er to ekstremt modne jordarter dannet ved en langt fremskredet kjemisk forvitring. I kjemisk modne leirsedimenter vil også dette forholdstallet være høyt.

Modenheten av sedimentære bergarter kan gi indikasjoner om opphavsmaterialets karakter, klimatiske forhold, reliefforhold i opphavsområdet, transportmekanismer og om kjemisk/fysikalske forhold i selve sedimentasjonsområdet.

Klassifikasjon av sedimentære bergarter.

Sedimenter og sedimentære bergarter kan klassifiseres etter (a) dannelsesmåte, (b) teksturell (mekanisk) sammensetning og (c) petrografisk sammensetning.

(a) Klassifikasjon etter dannelsesmåte.

Sedimenter og sedimentære bergarter kan klassifiseres etter deres kjemisk/fysikalske dannelsesprosesser: mekanisk ansamling, hydratisering, oksydasjon, reduksjon, og kjemisk utfelning. De kan også inndeles etter transportmåte og avsetningsmiljø. På dette grunnlag skilles det mellom følgende hovedkategorier av sedimenter og sedimentære bergarter:

Eoliske = vindtransportert og vindavsatt materiale. Eksempler: flyvesand, ørkensand, løss, eolisk sandsten.

Fluviale = elvetransporterte og alveavsatt materiale. Eksempler: elvegrus, elvesand, fluvialt konglomerat.

Lakustrine = materiale avsatt i innsjø. Eksempler: ferskvannsleire, grus og sand avsatt i lakustrine deltaer.

Glaciale = materiale transportert med isbreer og avsatt fra is. Eksempler: morene, tillitt.

Marine = materiale avsatt i hav. Eksempler: marin leire, sand, kalksten etc.

Sammensatte transportmekanismer og blandete avsetningsmiljøer kan betegnes ved kombinasjon av begrepene ovenfor. Ishavsleiren er f.eks. "glacimarin", elvetransportert materiale avsatt i innsjø kan opptre i et "fluvio-lakustrint" delta, og materiale transportert og avsatt i smeltevannselver er "glaci-fluvialt", osv.

(b) Klassifikasjon etter teksturell sammensetning.

Et naturlig sediment vil alltid bestå av partikler av ulik kornstørrelse. Kornstørrelsen kan bli oppgitt som "grus", "sand", etc. Disse betegnelser refererer seg til en korngraderingsskala. Dessverre er det flere forskjellige korngraderingsskalaer i bruk, og det vil lett kunne oppstå misforståelser hvis en ikke gjør klart oppmerksom på hvilken skala en bruker.

Den internasjonalt mest brukte korngraderingsskalaen ved geologiske beskrivelser er utarbeidet av Wentworth. Skalaen er logaritmisk med 2 som grunntall. Den byr derfor på store fordeler ved statistisk bearbeidelse av kornfordelingsdata. En noe modifisert utgave av denne skalaen anvendes i Norge ved kvartærgeologisk kartlegning. En annen skala anvendes ved geotekniske formål. En tredje skala er den opprinnelige Atterbergs skala som også brukes en del. De to førstnevnte skalaer er vist i tabell 4.

Tabell 4, Eksempler på to vanlig brukte kornfordelingsskalaer.

Kornstørrelsesklasse	Inndeling modifisert etter Wentworth	Norsk geoteknisk standard
Blokk	256 mm	
Stein	256- 64 mm	60 mm
Grus	64- 2 mm	60- 2
Sand	2-0,063 mm	2-0,06 mm
Silt	0,063-0,002 mm	0,06-0,002 mm
Leir	0,002 mm	0,002 mm

Fordelingen av respektive kornstørrelser bestemmes ved en kornfordelingsanalyse (mekanisk analyse) som fremstilles i et kornfordelingsdiagram. Kornstørrelsesklasser som grus, sand og silt kan videre inndeles i grov-, middels- og fin.

De fleste sedimenter og sedimentære bergarter er blandinger av to eller flere kornstørrelsesklasser. En teksturell betegnelse av slike blandingsedimenter er basert på at hovedfraksjonen er substantivet i betegnelsen mens bifraksjonen angis ved adjektiv, f.eks. "sandig silt", "grusig sand", "konglomeratisk sandsten", etc. En mer objektiv fastsettelse av slike betegnelser bør gjøres ved hjelp av f.eks. et trekantdiagram hvor de tre viktigste kornstørrelsesklasser danner de tre hjørneleddene. Det finnes ingen konvensjon for hvordan et slikt blandings sediment skal inndeles, og fig.42 er derfor bare et enkelt eksempel på hvordan det kan gjøres. Det bør fremgå at det også i denne forbindelsen er viktig å referere det inndelingsgrunnlag en bruker.

Den teksturelle klassifikasjon av kalkstener er komplisert. Klassifikasjonen er basert på type av mekaniske komponenter og deres korngradering samt type og mengde av bindemiddel, (se s101).

(c) Klassifikasjon etter petrografisk sammensetning.

Denne klassifikasjon er viktig for sandstener og karbonatbergarter. Frem til idag er det publisert ca 80 forskjellige klassifikasjonssystemer for sandstener. Som eksempel vises et av Pettijohn, fig.43. Dette er blitt anvendt en del i Norge på de senprekambriske og eokambriske "sparagmittbergarter". "Sparagmitt" er en betegnelse som ble innført av J.Esmark i 1829 som navn på svakt metamorfe feltspatrike sandstener i Østerdalen. ("Sparagma" (gresk) = bruddstykke). Betegnelsen har ikke fått anvendelse utenom Skandinavia, og er ikke noen presis bergartsbetegnelse. "Sparagmitt" brukes nå i Norge og Sverige som en uformell betegnelse på feltspatrike sandstener av senprekambrisk og eokambrisk alder.

Karbonatbergartene klassifiseres petrografisk etter mengdesforhold av de viktigste komponenter som er karbonatmineraler, leirmineraler og kvarts. Dette kan også gjøres ved inndeling av et trekantdiagram. Rene karbonatbergarter vil bestå av en eller to av de tre karbonatmineralene kalkspat, dolomit og magnesit, og vil da kunne klassifiseres etter mengdesforholdet av disse mineral-komponentene.

Petrografisk inndeling av leirbergarter gjøres som regel på grunnlag av deres kjemiske sammensetning.

Diagenese.

De løse sedimentene og de sedimentære bergartene er prinsipielt like med hensyn til dannelsesmåte og primære sammensetninger. Diagenese omfatter alle de reaksjoner som finner sted innenfor et sediment, enten direkte mellom mineralkornene eller mellom mineral-kornene og porevæskene. De diagenetiske prosesser kan starte allerede under sedimentasjonen og vedvarer til metamorfe prosesser overtar ved høyere trykk og temperatur når sedimentet kommer på større dyp.

Hovedprosessene under diagenesen er (1) sementering av løse korn, (2) nydannelse av mineraler, (3) forflytning av kjemiske komponenter og konsentrasjon av spesielle mineraler i konkresjoner, knoller etc., (4) metasomatiske forandringer (f.eks. dolomittisering), (5) indre oppløsning og (6) sammenpresning ved reduksjon av porevolum.

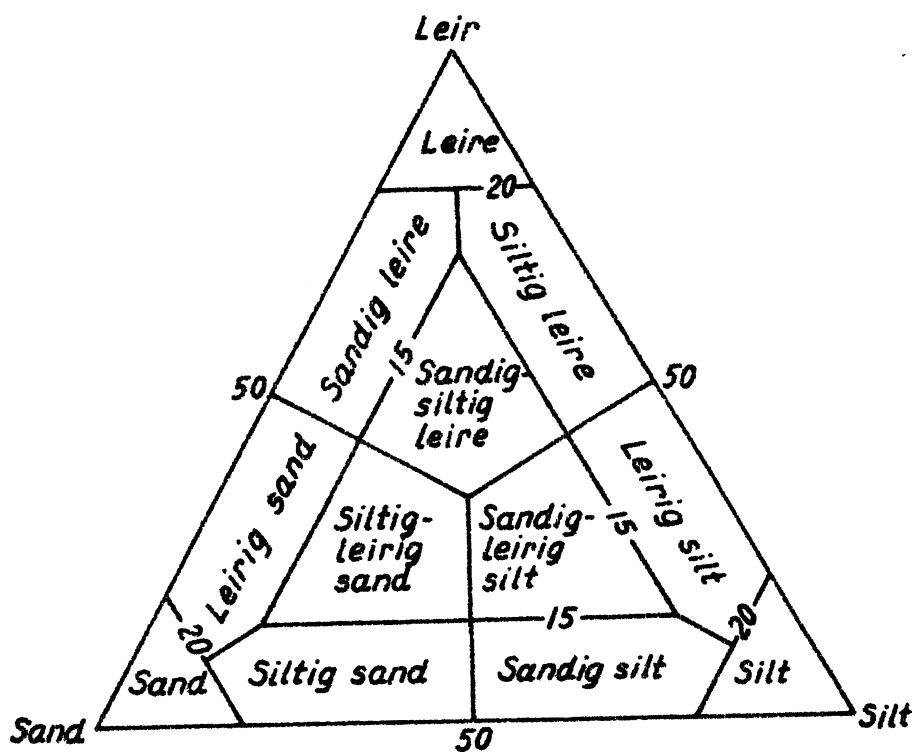


Fig. 42. Eksempel på texturell klassifikasjon av blandings-sedimenter.

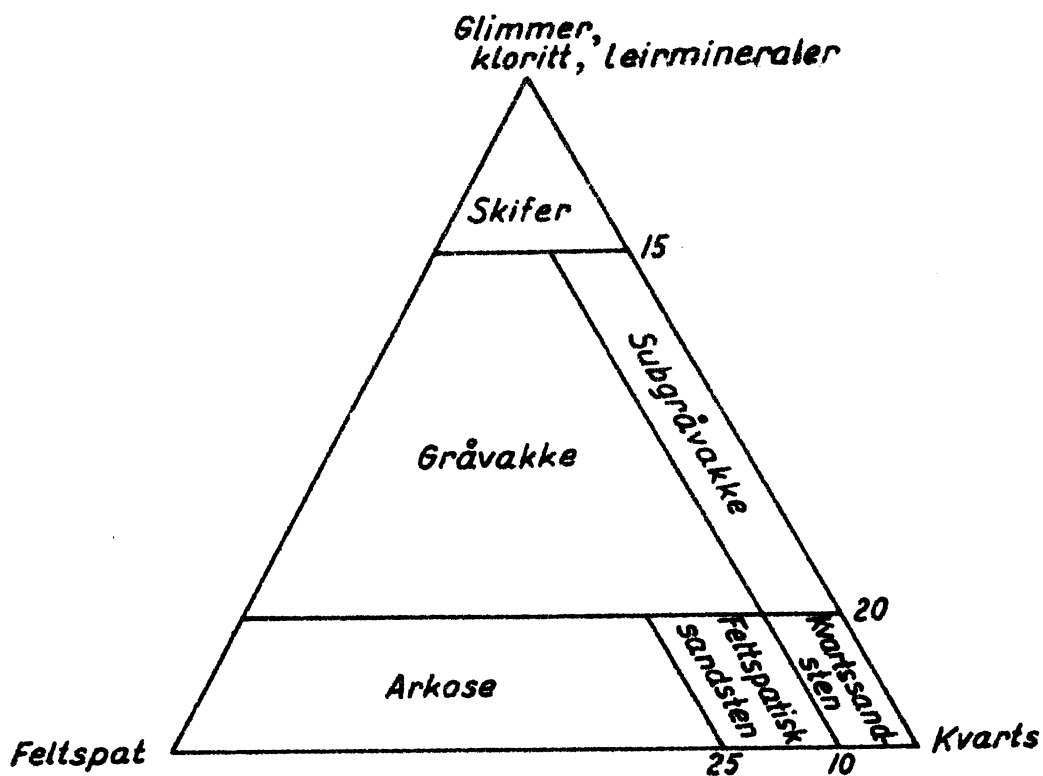


Fig. 43. Petrografisk inndeling av sandstener. Etter Pettijohn.

Det viktigste resultatet av diagenesen er at sedimentet hardner til en fast bergart. Utfelning av sammenbindende mineralmateriale i poreåpningene kan skje ved at de klastiske korn løses opp i kornkontaktene hvor trykket er høyt, og at det oppløste materialet felles ut igjen der trykket er lavere. Kwarts og karbonatmineraler er de vanligste bindemidler.

Nydannelse av mineraler kan skje ved oppløsning av ustabile mineraler og dannelse av nye stabile mineraler. Mineraler som nydannes i sedimenter ved diagenese er kwarts, kalkspat, dolomit, magnesit, leirmineraler, feltspat, gips., m.fl. Nydannelsen kan skje ved uendret kjemisk sammensetning, eller ved at kjemiske stoffer tilføres utenfra sedimentet via porevannet (metasomatose).

Graden av sementering, indre oppløsning og sammenpresning er bestemmende for bergartens porevolum og permeabilitet. Dette er avgjørende faktorer for bergartens evne til å lagre og frigi olje eller vann. De virker også sterkt inn på bergartens mekaniske egenskaper og dermed dens oppførsel ved foldning og øvrig deformasjon.

Sedimentære bergarters struktur og tekstur.

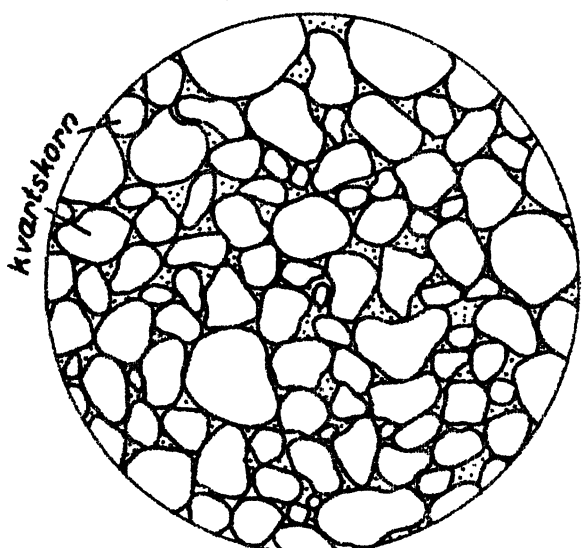
De sedimentære bergartene kan vise en mangfoldighet av primære sedimentære strukturer. Slike strukturer er (1) lagdeling og intern sjiktning, (2) indre strukturer som vertikal kornstørrelsesvariasjon, diverse deformasjonsstrukturer, gravespor m.m. og (3) lagflatestrukturer som bølgeslagsmerker, erosjonskanaler, gravespor, regndråpeavtrykk m.m..

Teksturelle egenskaper hos sedimentære bergarter innbefatter (1) kornstørrelse, (2) sortering, (3) form og rundhet av klastiske korn, (4) orienteringsmåte av blokker, sten, grus etc. ("fabric"), (5) pakningstetthet, (6) porøsitet og permeabilitet og (7) karakter av kornkontaktene. Se fig.44.

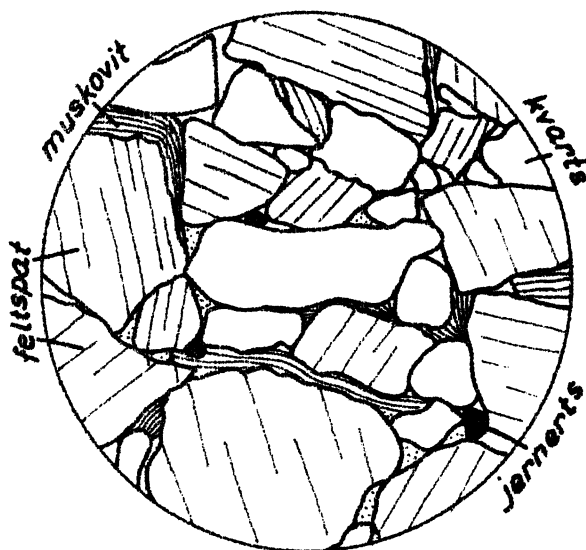
De vanligste sedimentære bergarter og deres opptreden.

Grovkornige sedimentære bergarter.

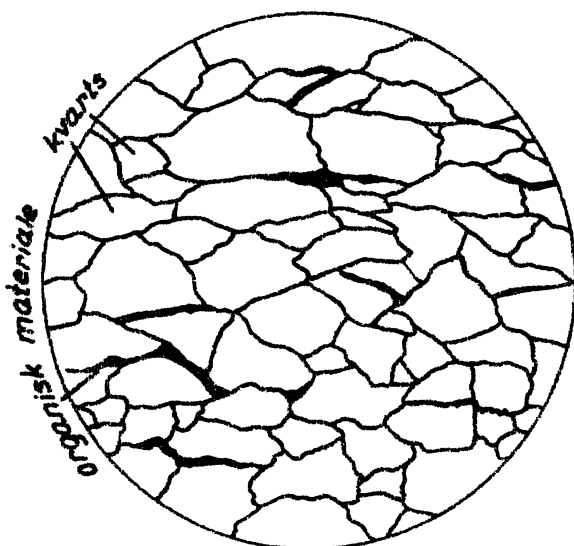
Konglomerater har dominans av fraksjonen grus eller større. Konglomeratene representerer vanligvis korttransportert og hurtig avsatt materiale. Konglomerater kan dannes ved transgresjoner, og representerer da et strandgrus for en fremrykkende strandlinje.



a. Godtsortert sandsten. Diam. 3 mm



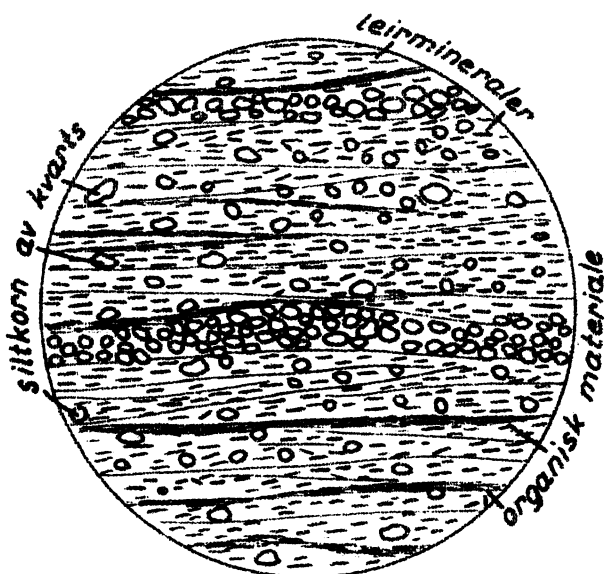
b. Arkose. Diam. 5 mm



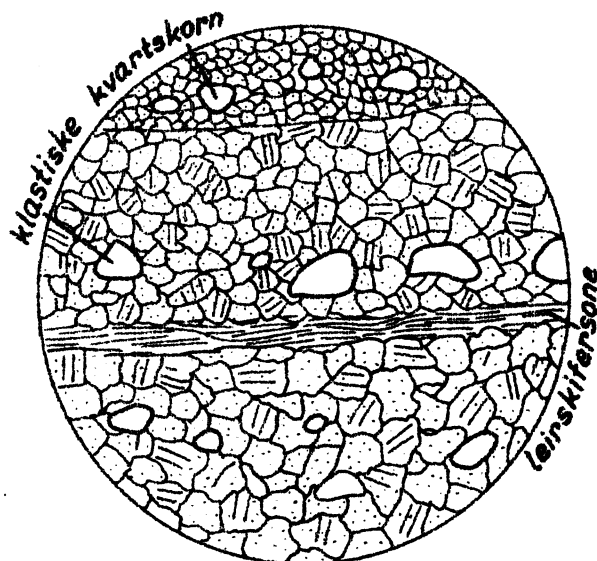
c. Presset sandsten. Diam. 3mm



d. Tillit-grunnmasse. Diam 5 mm



e. Leirskifer. Diam. 0,5 mm



f. Kalksten. Diam. 2 mm

Fig. 44. Eksempler på teksturer hos sedimentære bergarter.

Materialet består av den lokale berggrunnen som har forvitret mekanisk. Slike konglomerater innleder ofte en sedimentasjons-syklus og kalles gjerne for et basalkonglomerat. Eksempler er de kambriske og permiske basalkonglomeratene. Basalkonglomeratene er som regel tynne, noen centimeter til noen få meter tykke, men dekker store arealer.

Konglomerater oppstår også ved regresjoner, dvs. når havet trekker seg tilbake. Et regresjonskonglomerat består av fragmenter som er brutt løs fra laget umiddelbart under. Tungtløselige mineraler som fosforit (mikrokrystallin apatit) og jernerts kan være anriket i regresjonskonglomerater. Et konglomerat i undre del av Mellom-Kambrium er et eksempel på et regresjonskonglomerat som er utbredt over store deler av Syd-Skandinavia. Det er bare noen få centimeter tykt.

Mektige konglomeratlag er bundet til sedimentasjonsbassenger som har vært omkranset av et land med høyt relieff. Slike konglomerater vil oftest være fluviomarine eller fluviolakustrine (s. 92), og er som regel avsatt i store deltaer. Disse konglomeratene er gjerne polymikte, dvs. at de består av flere typer bergartsbruddstykker. Eksempler på slike konglomerater er Biskopåskonglomeratet i "sparagmittlagrekken", Stokkvolakonglomeratet i Tronheimsfeltet og konglomeratlag innen Devon-sandstenene på Vestlandet. Slike konglomerater er gjerne dannet som resultat av tektoniske hevningsbevegelser. Sedimentære breksjer er konglomerater som består av korttransportert og kantet blokk- og stenmateriale. Tillit er morenekonglomerat. Den kan være avsatt fra is på land (terrestrisk), eller være avsatt i hav ved at morenemateriale har falt ned på havbunnen fra smeltende isfjell (marin). Den er utpreget usortert eller dårlig sortert og består av både kantete og rundete bergarts- og mineralbruddstykker, fig. 44 d. Tillittene i "sparagmittlagrekkene" i Syd-Norge og i Finnmark er eksempler. Monomikte kvartskonglomerat er ofte godt sortert og har godt rundete boller. De kan representere en langt fremskredet forvitring og/eller lang transport, eller de kan bestå av kvartsboller fra eldre konglomeratlag som påny er erodert.

Sandstener domineres av sandfraksjonen, og petrografisk består de av flere typer, fig. 43. Sandstener utgjør omtrent 20 % av alle sedimentære bergarter.

Gråvakke og dels subgråvakke er teksturelt og mineralogisk umodne sedimentære bergarter. Gråvakken har et høyt innhold av kjemisk ustabile bergarts- og/eller mineralfragmenter og en finstoffrik grunnmasse. Gråvakken er ofte mørk på grunn av finfordelt karbonsubstans. Det karakteristiske dannelsesmiljøet for gråvakkesandstener er innen en geosynklinal. Materialet er erodert fra oppstikkende tektoniske eller vulkanske øybuer og er ført ut på stort havdyp som slamstrømmer ("turbidity currents"). Denne transportmekanismen evner lite å skille sand-, silt- og leirfraksjoner fra hverandre. Reduserende forhold i avsetningsmiljøet betinger innholdet av karbonforbindelser.

Sandstener i Trondhjemfeltets eugeosynklinale lagrekke kan være gråvakke av denne opprinnelsen. Brøttum-formasjonen i "sparagmittlagrekken" er tildels en gråvakke i Gudbrandsdalen hvor sandstenen synes være avsatt fra slamstrømmer.

Arkose er sandsten med minst 25% feltspat og med mindre enn 20% sjiktgittermineraler. Arkosen er vanligvis grovkornig til konglomeratisk. Den er bedre sortert enn gråvakken, og mineral-kornene er en del rundet, fig.44 b. Arkosen opptrer i to hovedmiljøer: Basalarkose danner tynne lag over transgrederte forvitrete granittoverflater. Materialet er kvarts- og feltspatgrus som er behandlet av bølgene. Basalarkosen kan gå gradvis over i en underliggende forvittringsarkose som igjen går over i uforvitret granitt. Basalarkoser finnes bl.a. utviklet i bunnen av Undre Kambrium i enkelte områder i Syd-Norge og i Finnmark istedenfor basalkonglomerat. Den andre hovedopptreden av arkose er som mektige sedimentære linser eller kiler i marine eller lakustrine graben-bassenger. Disse er dannet ved forkastningsbevegelser. Et hevet granitt-terreng omkring har vært utsatt for rask erosjon og en samtidig rask fluvial transport av forvittringsmaterialet ut i sedimentasjonsbassenget. Arkosen er derfor avsatt nær kysten og under grunne forhold i et oksyderende miljø. Den opptrer gjerne sammen med konglomerater og tynnere skiferlag. De feltspatrikeste formasjonene i sparagmittlagrekken, f.eks. Ring-formasjonen ("Moelv-sparagmitt"), er arkoser avsatt på denne måten.

Feltspatiske sandstener er oppstått av granittisk materiale som er mer forvitret enn materialet i arkosen. De opptrer ofte som overgangsbergarter mellom arkose og kvartssandsten (= orthokvartsitt) Kvartssandstener er mineralogisk og ofte også teksturelt modne

sedimentære bergarter. De er oppstått ved en langt fremskredet kjemisk forvitring. Alle mineraler unntatt kvarts (samt enkelte andre stabile mineraler, f.eks. zirkon) har gått i oppløsning. Dette kan skje i et sterkt nederodert landskap hvor den fluviale transporten er langsom og forvitringen omfattende. Slike kvartssandstener er gruntvannssedimenter og kan dekke store arealer. Vangsåsformasjonen i "sparagmittlagrekken" viser overgang fra feltspatisk sandsten i undre del (Vardalsandsten) til kvartssandsten i øvre del (Ringsakerkvartsitt). Feltspatiske sandstener og/eller kvartssandstener (kvartsitt) finnes ellers i grunnfjellet (Finnmark, Trysil, Telemark), i senprekambrium (Syd-Norge, Finnmark), i kambrosilurlagrekken (f.eks. i etasje 6 og 10 i Oslofeltet), i devonfeltene, i den permiske lagrekken i Oslofeltet og i Jura-Kritt avsetningene på Andøya. Trysilsandstenen, Ringerikssandstenen og devon-sandstenene er avsatt i et ferskvannsmiljø. Den permiske (eller triassiske) Brumunddal-sandstenen er antatt å være avsatt som ørkensand. Slike eoliske sandstener er karakterisert ved meget god sortering og godt avrundete og tildels polerte kvartskorn. Sandkornene er oftest løst sammenkittet av utfelte jernoksyder (fig.44 a) som gir sandstenen en rød farge.

Finkornige sedimentære bergarter.

De finere kornfraksjoner silt og leir utgjør hovedfraksjonene i siltsten, siltskifer, leirsten og leirskifer. Disse bergarter utgjør ca 60 % av alle sedimentære bergarter. Siltsfraksjonen består vesentlig av kvarts, men i mer umodne finkornige sedimenter, f.eks. glacimarine skifre, vil også en god del feltspat finnes i siltsfraksjonen. De finere siltsfraksjoner inneholder også mye klastisk glimmer og klorit. Leirfraksjonen består til dels av klastiske sjiktgittermineraler og tildels av nydannete leirmineraler. Karbonsubstans og nydannet karbonat, silika og jernoksyder kan også inngå i disse bergartene.

Siltsten (massiv) og siltskifer (skifrig) består vesentlig av siltstore kvartskorn, men med en del feltspat i de som er oppstått av dårlig forvitret materiale. Mye av det som vanligvis blir kalt leirskifer er ofte siltskifer. Siltsten og siltskifer vil mot landsiden kunne gå over i sandstener og mot havsiden over i leirskifer. Siltsten og siltskifer veksler ofte med tynne lag av finkornig

sandsten, og i glacimarine siltskifre, som i de senprekambriske Ekre-skifer og Nyborg-formasjonen, kan denne vekslingen av sandsten og siltskifer være utviklet som en varig lagdeling.

Leirsten (massiv) og leirskifer (skifrig) har også et høyt innhold av siltfraksjonen, som regel minst 50 %. (I engelsk terminologi betegnes en umetamorf leirskifer for "shale".) Den skifrige strukturen er vanligst. Oppsplittingen kommer av parallellorientering av leirmineraller og tynne soner med f.eks. organisk karbonsubstans, fig.44 e. Leirbergartene oppstår av de fineste mekaniske mineralpartikler som dannes ved forvitring. Ved langsom forvitring av et sterkt utjevnet landområde og/eller med liten materialavsetning, vil leirsedimenter avsettes nær land så sant det er lite strømming i vannet. Ved strømminger ut fra kysten kan det finere materialet også bli avsatt langt fra land.

Store mektigheter med leirskifre er vanlig innen et geosynklinalt område. Materialet er her kommet både fra kontinentalt landområde og fra tektonisk oppressete øybuer. Slike leirskifre kan opptre sammen med tuffer, og ellers være oppblandet med vulkansk tuffmateriale. Slamsten, "gjørmesten" (engelsk "mudstone") betegner en finkornig sedimentær bergart med fraksjonene leir, silt og sand representert i omtrent like mengder.

Mergelsten består av omtrent halvparten kalsiumkarbonat og leirsten- eller leirskifermateriale.

Kalksten. Ved siden av sandsten og leirskifer er kalksten den vanligste sedimentære bergarten, og utgjør omtrent ca 20% av alle sedimentære bergarter. Kalksten dannes under alkaliske forhold (pH \approx ca 8), men opptrer ellers i forskjellige geologiske avsetningsmiljøer. Kalkstenene viser stor variasjon i sammensetning og dannelsesmåte. Karbonatmaterialet i kalkstenen er av to opprinnelsesmåter:

(a) Karbonatmateriale som er dannet primært på avsetningsstedet kan være fint kalkslam som er utfelt av sjøvannet ved enten uorganiske eller biokjemiske prosesser. I gruntvannsområder med høy temperatur og høy kalsiumkonsentrasjon vil CaCO_3 kunne utfelles som mineralet aragonit, en polymorf av kalkspat. Aragonit omdannes lett til kalkspat, og rekrystalliseringen vil kunne føre til herding av slammet til kalksten. Tette og massive kalkstener kan være dannet på denne måten. De opptrer gjerne sammen med leirskifre og kan gå over i

disse via mergel^{steru} og kalkholdig skifer.

Mikroorganismer som opptar CaCO_3 fra sjøvannet ved å bygge opp kalkskall (f.eks. foraminiferer) vil ved bunnfelling danne et løst sammenkittet kalkslam slik som kritt. Slike kalkavsetninger er gjerne avsatt i åpne havområder, og kan dekke store arealer ned til bunn dyp av ca 5000 m. Kalkstener kan videre dannes av revbyggende organismer, koraller og alger. Fossile rev finnes bl.a. i Mjøskalken (4b), i Pentameruskalken (7ab) og i kalkstener fra Øvre Silur i Oslofeltet.

(b) Karbonatmateriale som er sekundært akkumulert stammer fra eldre eroderte kalkstener, eller består av transporterte og avslitte fossil-fragmenter. Det skilles mellom mange forskjellige kalkstenstyper etter innhold av bruddstykkemateriale og kornstørrelse. Kalkstener som er sammensatt av slikt materiale er gjerne avsatt på grunt vann. De opptrer ofte sammen med kvartssandstener og kan gå over i disse via kalksandstener.

Kalkstener av denne typen er vanlig innen Oslofeltets kambro-silur-lagrekke. Mange kalkstensformasjoner består av både type (a) og (b) med overgangsbergarter.

Dolomit- og magnesitsten. Dolomitsten kan dannes ved kjemisk utfelning av dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, fra sjøvann ved høy temperatur og høy saltkonsentrasjon. Mer vanlig er at dolomitsten dannes ved dolomittisering av kalksten ved at sjøvannets magnesium bytter ut kalsium i kalkspat ved en magnesium-metasomatose: $2 \text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$.

Magnesitsten kan muligens også oppstå ved en primærutfelning av magnesiumkarbonater fra vann med særlig høye Mg-konsentrasjoner. Sedimentær magnesitsten kan imidlertid dannes under diagenesen ved en fortsettende Mg-metasomatose: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons 2\text{MgCO}_3 + \text{Ca}^{2+}$. På grunn av denne trinnvise Mg-metasomatosen kan kalkspat og magnesit ikke opptre i samme bergart. Mg-metasomatosen favoriseres av høy sjøtemperatur. Dolomitsten finnes i de senprekambriske bergartene i Syd-Norge og i Finnmark (eks. Porsangerdolomit). I Kvitvoladekket i Syd-Norge opptrer dolomit-sten og sedimentær magnesitsten i nær forbindelse med tillit. Denne bergartsassosiasjonen peker hen på raske klimaendringer i denne tidsperioden.

Andre sedimentære bergarter.

I spesielle geologiske avsetningsmiljøer vil det alt avhengig av kjemisk/fysikalske forhold som saltkonsentrasjon, temperatur, alkalinitet og reduksjon-oksydasjon bli dannet sedimenter ved forskjellig slags kjemiske reaksjoner.

Saltavsetninger dannes i innsjøer hvor fordampningen er større enn vanntilførselen (f.eks. Dødehavet, Kara Bugaz, SaltLake) eller i sterkt avsnørte havbassenger hvor fordampningen også er høy (f.eks. i det permiske Zechsteinhavet i Mellom-Europa). Saltmineralene utfelles etterhvert som deres metningskonsentrasjoner blir nådd.

Silika kan felles ut av sjøvann som silikaslam enten uorganisk eller biokjemisk og danne lagdelte avsetninger av kryptokrystallin kvarts (chert, flint, jaspis). Lignende silikalag oppstår også ved diagenetisk silikametasomatose. Slike silikautfellingene skjer i svakt alkalint miljø og helst ved reduserende forhold.

Jernkarbonat (FeCO_3), fosforit (kryptokrystallin apatit) og svovelkis (FeS_2) kan også danne sedimentære avsetninger under reduserende forhold og i svakt alkalint miljø. Slike avsetninger er ofte assosiert med sorte skifre som har et høyt innhold av organisk materiale. Større opphopninger av organiske planterester vil ved sammenpresning under reduserende forhold gi opphav til torv og kull. Olje er produktet av kjemiske omdannelsesprosesser av marine mikroorganismers organiske substans. Sedimentært svovel dannes også under reduserende forhold, som regel ved hjelp av anaerobe svovelbakterier (s.76).

Jernoksyder, jernhydroksyder og manganoksyder utfelles som slam under oksyderende forhold i svakt sure eller nøytrale miljøer. Diagenese av slike avsetninger resulterer i de sedimentære jern- og manganmalmer.

M e t a m o r f e b e r g a r t e r .

Metamorfose er summen av alle de prosesser som får mineral-sammensetning, tekstur og struktur av bergarter til å bli tilpasset nye kjemiske og fysiske geologiske miljøer.

De viktigste faktorer i metamorfose er temperatur, trykk og kjemisk aktive væsker eller gasser.

Temperaturstigning øker med tiltagende dybde i jordskorpen. Temperaturgradienten er særlig høy i geosynklinalenes sentrale deformasjonssoner. Temperaturstigning skjer også i soner omkring oppstigende magmamasser. Trykk omfatter rettet trykk (stress, skjærstress) og hydrostatisk trykk. Rettet trykk nedsetter smeltepunkt og øker løseligheten av mineralene. Et viktig prinsipp er at mineraler løses i punkter med høyt rettet trykk og felles ut igjen i lavtrykksoner. Den skifrige teksturen hos mange metamorfe bergarter har denne årsaken. Det hydrostatiske trykket øker med dybden og vil resultere i dannelselse av stadig tørrere mineraler med stor tetthet. Vann og vanddamp er den viktigste kjemisk aktive væske og gass. Andre aktive væske- og gassfaser kan være rike på karbon-dioksyd, klor, fluor, bor, svovel m.fl. Slike væsker og gasser opptrer i porerom og langs korngrenser og virker som katalysatorer for reaksjoner mellom mineralene, som løsningsmidler for tilførte stoffer og som selvstendige aktive komponenter i de kjemiske reaksjonene. En metamorfose kan foregå uten forandring i bergartens totalkjemi, men som regel vil større eller mindre kjemiske endringer finne sted ved de fleste metamorfe prosesser. Tilføring av stoff til en bergart fra kilder utenfra kalles metasomatose. Under metamorfosen kan kjemiske komponenter bli forflyttet internt i bergarten. Dette kan gi utslag i en metamorf differensiasjon så som at lyse og mørke mineraler konsentreres i hver sine bånd eller soner.

Alt etter hvilke fysiske faktorer som dominerer under de metamorfe prosesser, kan metamorfosen deles i tre hovedtyper: (a) mekanisk metamorfose, (b) kontaktmetamorfose og (c) regionalmetamorfose. Mekanisk metamorfose skjer vesentlig i høye jordskorpenivåer under innvirkning av høyt rettet trykk (skjærstress). De stive bergartene knuses, og mineral-kornene kan bli utgnidd og nedmalt, se fig.47 a. Typiske representanter for bergarter dannet ved mekanisk metamorfose er knusningsbreksjer og mylonit (s109). Kontaktmetamorfose skjer ved høy temperatur og lavt hydrostatisk trykk. Bergarter dannet høyt i jordskorpen, f.eks. sedimentære bergarter, har mineralselskaper som er stabile ved lave temperaturer. Temperaturstigningen omkring opptrengende eruptivbergarter resulterer i dannelselse av nye stabile mineralselskaper. Kontaktmetamorfe bergarter er marmor, hornfels, kvartsitt (s.111). Under regionalmetamorfose omdannes bergarter over et stort område i jordskorpen ved en samtidig økning av trykk og temperatur. Metamorfose under økende

temperatur og minskende vanninnhold er den normale, fremadskridende metamorfosen (progressiv metamorfose), mens omdannelse ved synkende temperatur og økende vanninnhold er tilbakeskridende metamorfose (retrograd metamorfose). Regional metamorfose er et resultat av deformasjon og temperaturstigning i en geologisk fjellkjede. Typiske regionalmetamorfe bergarter er glimmerskifer, gneiss, amfibolit (s.112).

Metamorfosegrad og metamorfe facies.

Ved økende temperatur og trykk vil mineraler med komplekse silikatstrukturer og med lav tetthet avløses av mineraler med enklere silikatstrukturer med høyere tetthet. Hydroksydfattige eller tørre mineraler vil avløse vannholdige og hydroksydrike mineraler. An-innholdet i plagioklasfeltspat vil likeledes øke med stigende metamorfose. I en leirskifer kan det f.eks. ved økende temperatur og trykk bli dannet følgende karakteristiske mineraler: klorit, biotit, almandingranat, staurolit, disthen og sillimanit. Mineralene karakteriserer soner med forskjellig metamorfosegrad, den er lav i kloritsonen og høy i sillimanitsonen.

De aktuelle mineraler som kan dannes i en bestemt bergart er ikke bestemt bare av trykk og temperatur, men også av bergartens totale kjemiske sammensetning. (Antallet av mineraler som kan dannes er bestemt av den mineralogiske faseregelen, se s.7). Bergarter som er omdannet ved samme trykk- og temperatur-forhold kan derfor ha forskjellig mineralsammensetning, men sies å tilhøre samme metamorfe facies, ifall kjemisk og mineralogisk likevekt er oppnådd i bergartene. De metamorfe facies er definert av bestemte kritiske mineraler eller mineralselskaper. De forskjellige metamorfe facies og deres trykk-temperatur områder i jordskorpen er vist i fig.45. De er kort omtalt nedenfor.

Metamorfe mineraler

Mange mineraler kan dannes ved metamorfe prosesser. Ved de metamorfe mineralreaksjonene er det særlig fordelingen av oksyder som Al_2O_3 , CaO , MgO og FeO som bestemmer hvilke av de faciesbestemmende kritiske mineralene som dannes under gitte trykk- og temperaturforhold. De viktigste metamorfe mineralene kan derfor fremstilles i et såkalt ACF-diagram hvor hjørnet A består av Al_2O_3 , C av CaO og F av $(FeO+MgO)$, fig.46. Foruten disse oksyder er også K_2O særlig aktiv under de metamorfe kjemiske prosessene.

Klassifikasjon av metamorfe bergarter.

De metamorfe bergartene kan klassifiseres på mange forskjellige måter. Vanligst er å klassifisere dem etter (a) bergartstypen (fyllit, kvartsit, marmor, gneiss, etc.), (b) metamorfosegrad og metamorf facies og etter (c) kjemisk sammensetning. Den kjemiske sammensetningen av metamorfe bergarter er viktig fordi den kan fortelle om den opprinnelige bergartens karakter. Alle metamorfe bergarter faller i fem hovedkjemiske klasser:

(1) Metamorfe leir-siltbergarter, leirskifer, siltsten, leirsten.

(2) Metamorfe kvarts-feltspatbergarter, arkose, feltspatisk sandsten, kvartsitt, kvartsførende eruptivbergarter.

(3) Metamorfe karbonatbergarter, kalksten, dolomit, kalksandsten, leirholdig kalksten, etc..

(4) Metamorfe basiske og intermediære eruptive bergarter og mergersedimenter rike på Ca, Al, Mg og Fe.

(5) Metamorfe Mg-rike eruptivbergarter (olivinsten) og sedimenter med særlig høyt innhold av Mg og Fe.

Den kjemiske sammensetning av metamorfe bergarter blir illustrert i ACF-diagram (fig.46). Etter metamorfosegrad inndeles de metamorfe bergartene i de metamorfe facies. De viktigste av disse er følgende (se fig.45):

Grønnskiferfacies. Relativ lav temperatur og lavt hydrostatisk trykk, men rettet trykk kan være høyt. Dannes ved regionalmetamorfose. Kritiske mineralselskaper er muskovit - klorit - kvarts og albit - epidot - kvarts. Ca-rik plagioklas er ustabil og spaltes til albit + epidot (eller klinzoisit). Avhengig av bergartens kjemiske sammensetning, kan det dannes talk, serpentin, aktinolit, spessartin, magnesit, dolomit og kalkspat.

Epidot - amfibolitfacies. Moderat temperatur og trykk ved regionalmetamorfose. Kritisk mineralselskap er kvarts - albit - epidot - hornblende. Plagioklas er fortsatt ustabil. Avhengig av bergartens kjemiske sammensetning, kan det bl.a. dannes muskovit, disthen, staurolit, biotit, amtofyllit, Mn-Fe-rik almandin, grossular, dolomit, kalkspat.

Amfibolitfacies. Moderat til høy temperatur og høyt trykk ved regionalmetamorfose. Kritisk mineralselskap er plagioklas - hornblende. Avhengig av bergartens kjemiske sammensetning, kan det

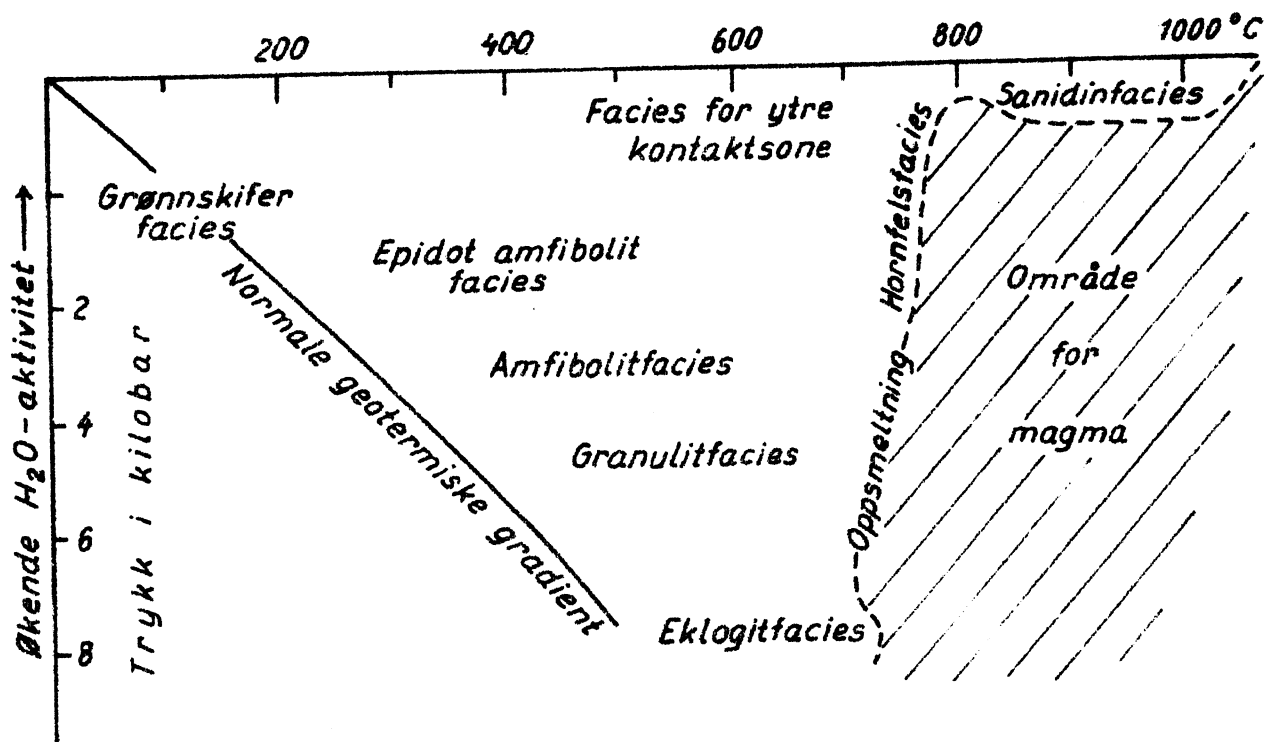


Fig. 45. Oversikt over de viktigste metamorfe facies i forhold til trykk og temperatur.

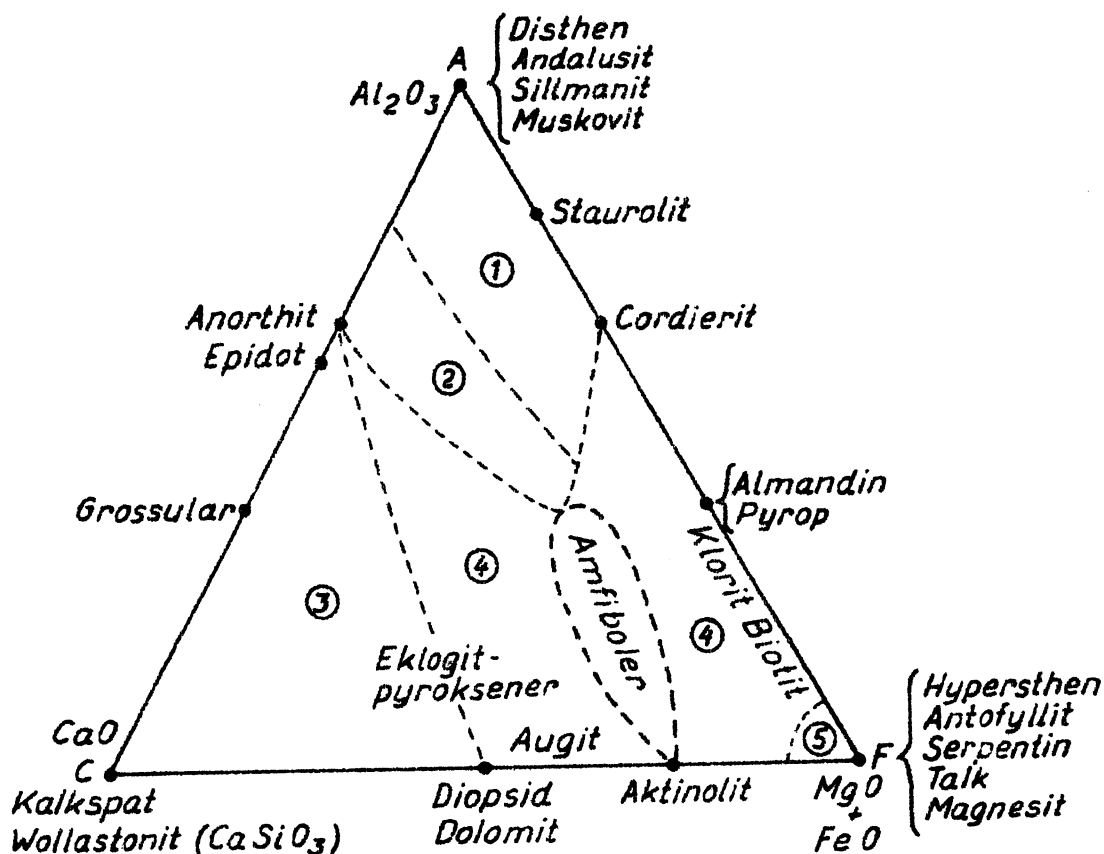


Fig. 46. Viktige metamorfe mineraler, unntatt kvarts, alkalifeltspat og plagioklas, vist i ACF-diagram. 1-5 viser omtrentlig posisjon for metamorfe leirbergarter ①, kvarts-feltspatbergarter ②, karbonatrike bergarter ③, basiske og intermediære bergarter ④ og Mg-Fe rike bergarter ⑤.

dannes bl.a. muskovit, disthen, cordierit, Fe-Mg almandin, grossular, biotit, antofyllit, diopsid, kalkspat.

Granulitfacies. Meget høy temperatur og høyt trykk ved regionalmetamorfose. Kritiske mineralselskap består av hypersthen, Mg-Fe almandin, kvarts, orthoklas, plagioklas, sillimanit og disthen. Hydroksydholdige mineraler er vanligvis ustabile.

Eklogitfacies. Ekstremt høyt trykk og høy temperatur i dypt nedfoldete geosynklinaer. Kritiske mineraler er omfacitpyroksen (Ca, Mg, Fe, Al-holdig) og almandin-pyrop. Andre mineraler som kan opptre er bl.a. disthen, hypersthen, grossular, anorthit.

Glaukofanskiferfacies. Ekstremt høyt trykk og lav temperatur. Karakterisert ved Na-amfibolen (glaukofan), Na-pyroksen, pyropgranat og spesielle Ca-silikater (pumpellyit og lawsonit).

Sanidinfacies. Ekstrem høy temperatur og lavt trykk ved kontaktmetamorfose. Sanidin er kritisk mineral. En slik høy temperatur-omdannelse kan foregå i bergartsinneslutninger i f.eks. basaltlava.

Hornfelsfacies. Høy temperatur ved lav og midlere trykk under kontaktmetamorfose. Pyroksenmineraler som hypersthen og diopsid er kritiske, men ellers har hornfelter meget varierte mineralsammensetninger.

Struktur og tekstur av metamorfe bergarter.

De metamorfe bergarter kan veksle meget i (ytre) struktur og (indre) tekstur. Ved knusing og oppbryting dannes en bruddstykke-tekstur (kataklastisk tekstur). Ved sterk indre nedknusing av mineraler blir bergarten mylonittisk, fig.47 a. Foregår bevegelsene langs veldefinerte parallelle flater, får bergarten en tektonisk skiffrighet. Foliasjon ("skiffrighet") er karakteristisk for de fleste regionalmetamorfe bergarter. Foliasjon består av parallellorientering av flakformete eller stenglige mineraler, og ved en ansamling av slike mineraler i linser, bånd og "lag". Parallellorienteringen er et resultat av mineralvekst under rettet trykk. Plateformete mineraler f.eks. glimmer, vil vokse med minste dimensjon loddrett på retningen for største trykk (som regel vertikalt), og stenglige mineraler (f.eks. hornblende) vil ha lengdeaksen orientert i retning av minste trykk (som regel horisontalt). Foliasjonen er best utviklet i

bergarter som er omdannet i et relativt grunt nivå slik som i fyllit og glimmerskifer (fig.47 b), mens den er dårligere utviklet i bergarter omdannet i dypere nivå med større hydrostatisk trykk, f.eks. i amfibolit (fig. 47 c). Bånding er en type foliasjon som er vanlig hos gneiss (fig.47 d). Den består av bånd med altererende lyse og mørke mineraler. Båndingen kan være av sedimentær opprinnelse, mer er ofte forsterket ved metamorf differentiasjon.

Ved den metamorfe krystallveksten (krystalloblastese) kan enkelte mineraler danne store mineralindivider, porfyroblaster, mens resten av mineralkornen er små, fig.47 e. Denne struktur er typisk bl.a. i øvegneiss hvor feltspat danner porfyroblaster (s.117).

Kontaktmetamorfe bergarter og bergarter dannet ved særlig høyt hydrostatisk trykk er oftest uten foliasjon, og mineralkornene er tilnærmet likestore og likeformete (granoblastisk tekstur), se hornfelsteksturen, fig.47 f.

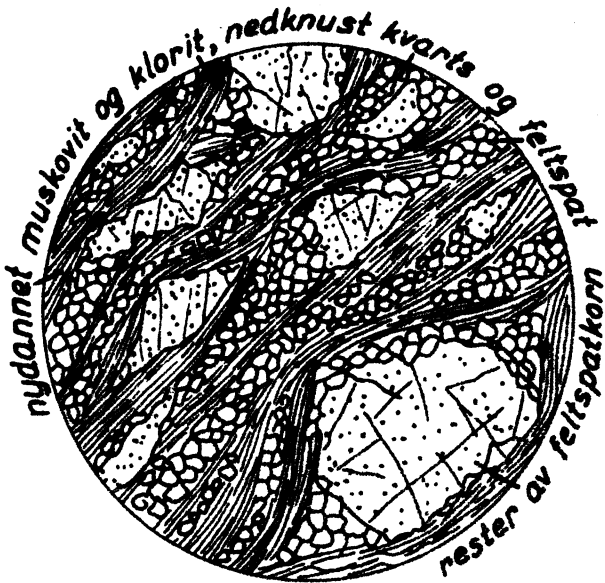
De vanligste metamorfe bergarter og deres opptreden.

(a) Mekanisk metamorfe bergarter.

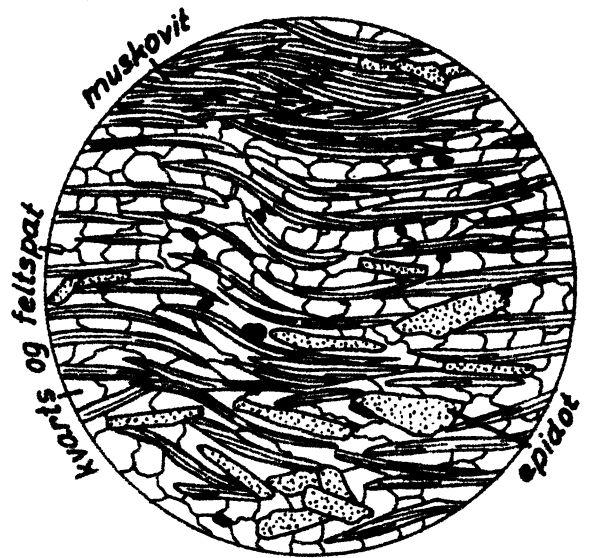
Knusningsbreksje dannes ved mekanisk oppbrytning i forbindelse med forkastninger og skyvninger innen stive bergarter. Forkastningsbreksjene består av ulikestore skarpkantete biter av den lokale bergarten. Bruddstykkene kan være helt eller delvis kittet sammen av utfelte mineraler som kvarts, feltspat, kalkspat og flusspat. Forkastningsbreksje kan være dannet i opptil flere hundre meter tykke soner langs de store regionale forkastningene.

Mylonit dannes ved en videre nedknusning og nedmaling av de enkelte mineralkorn (fig.47 a). Bergarten arter seg som en mikrobreksje. Den dannes ved forkastninger og særlig ved store overskyvninger. I selve skyvesonen blir friksjonen meget stor, og de opprinnelige bergartene blir omdannet til mørke, harde og flintaktige mylonitter. Slike mylonitter er vanlige i skyvesonen for Jotundekket og andre store dekkeenheter i den kaledonske fjellkjeden.

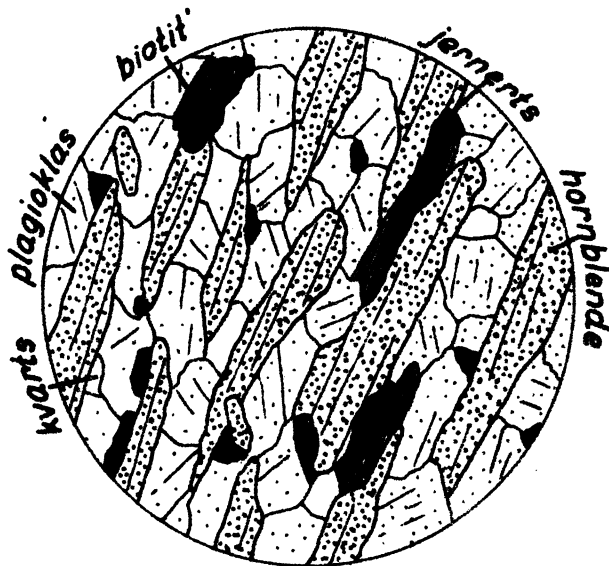
Fyllonit er en betegnelse dannet ved sammentrekning av fyllit og mylonit. Bergarten ligner på fyllit eller skifer, men er dannet av grovkornige kvarts-feltspat bergarter ved nedknusning langs tett-sittende skjærplan. Feltspat og mørke mineraler er som regel omdannet til sericit (s.36) og klorit. Fyllonitter er vanlige i skyvesonen for Kvitvoladekket.



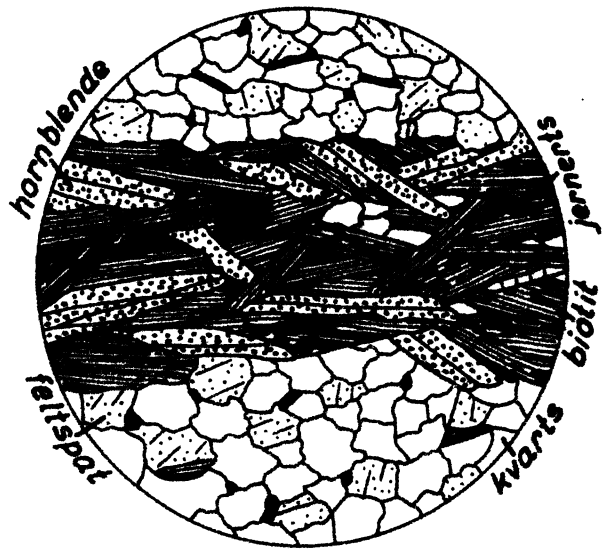
a. Mylonitiseret granit. Diam. 1 mm.



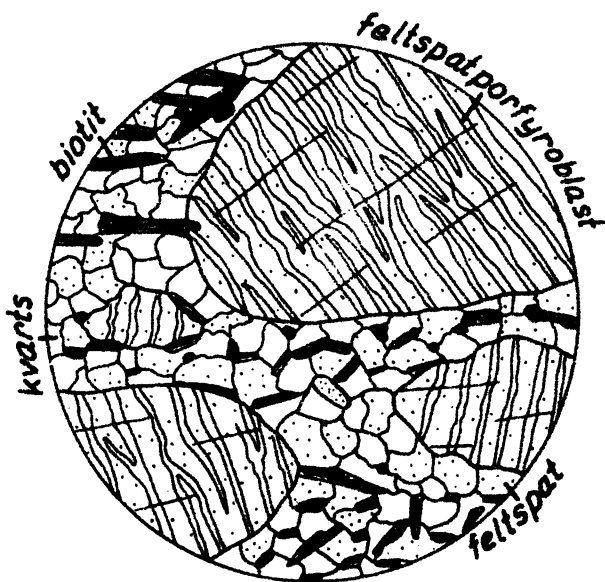
b. Glimmerskifer. Diam. 3 mm.



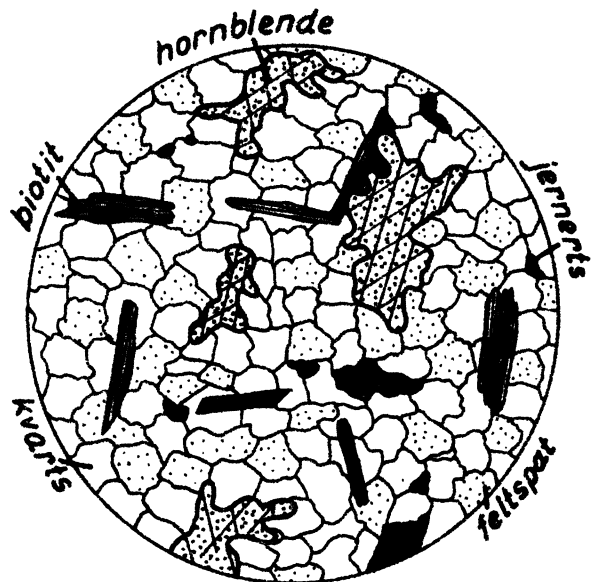
c. Amfibolit. Diam. 5 mm.



d. Gneiss. Diam. 5 mm.



e. Øyegneiss. Diam. 10 mm.



f. Hornfels. Diam. 1 mm.

Fig. 47. Eksempler på teksturer hos metamorfe bergarter.

(b) Kontaktmetamorfe bergarter.

Både sedimentære, eruptive og metamorfe bergarter vil reagere med rekrySTALLISERING og dannelselse av nye mineraler ved sterk varme-påvirkning, så sant de opprinnelige mineralene ikke er stabile også ved de nye temperaturforholdene. De vanligste kontaktmetamorfe bergartene er de som er dannet av sedimentære bergarter.

Hornfels er dannet ved kontaktmetamorfose av leirbergarter. De er mørke, tette, massive og finkornige på grunn av nydannede harde mineraler og på grunn av en homogen mosaikktekstur, fig.47 f. Mineralsammensetningen kan variere betydelig da den er avhengig av den opprinnelige bergartens totale kjemiske sammensetning og den aktuelle omdannelsestemperaturen (se fig.45). Goldschmidt inndelte hornfelsene i Oslofeltene i 10 klasser på grunnlag av mineralsammensetningen. Foruten kvarts og feltspat inneholder hornfels mineraler som hypersthen, diopsid, wollastonit (CaSiO_3), grossular/andradit, andalusit, epidot, muskovit, cordierit, biotit, jernerts.

Kalk-silikat hornfelseser er lyse hornfelseser som er dannet av særlig kalkrike leirbergarter (mergel o.l.) De er rike på lyse Ca-silikat-mineraler. Primære variasjoner i kalkinnhold fra lag til lag i en lagrekke av leirskifer vil ofte avspeiles i bånd med lysere og mørkere farger hos de tilsvarende hornfelsene.

Kvartsit er en monomineralsk bergart av kvarts hvor kvartskornene fliker sterkt inn i hverandre, og hvor de opprinnelig sedimentære korn grensene ikke lenger er synlig (fig.44 c). (Betegnelsen "kvartsit" brukes også om den umetamorfe kvartssandstenen, men da i betydningen orthokvartsit (s. 99). Omdannede kvartsitter betegnes av og til som metakvartsitter, ("meta"=metamorf). Kontaktmetamorfe kvartsitter har som regel en likekornet tekstur uten foliasjon. Karbonsubstans er oftest oksydert vekk slik at kvartsitten kan være meget ren.

Kvartsitter dannes også ved regionalmetamorfose, og beholder ofte sin monomineralske sammensetning selv ved høy metamorfosegrad. Bånd og lag av kvartsitt i sterkt omdannede gneisser er derfor et sikkert indisium på at bergartene er av suprakrustal opprinnelse. Regionalmetamorfe kvartsitter er ofte foliert. Ved siden av kvarts kan det forekomme noe feltspat, muskovit, klorit, biotit, jernerts, zirkon, rutil. Regionalmetamorfe kvartsitter forekommer både i grunnfjellet og i den kaledonske fjellkjeden.

Marmor og dolomitmarmor representerer henholdsvis omdannet kalksten og dolomitsten. Marmor er som regel uten foliasjon og består av et mosaikkliggende aggregat av store kalkspatkrystaller. Karbonsubstans er brent vekk som karbondioksyd. Noe leirholdige kalkstener vil gi marmor med et visst innhold av kalksilikatmineraler. Ved kontaktmetamorfosen vil det ofte i tilknytning til marmor bli utfelt mineraler som består av materiale som er tilført ved metasomatose. Dette kan være andradit, flusspat, blyglans, sinkblende, kobberkis, magnetit, skapolit, m.fl. . Skarn er betegnelse på kalsilikat-bergarter som er rike på jern. Slike er oftest dannet metasomatisk i kontaktsonene mellom marmor og dypbergarter. Jernmalmene i Oslofeltet og på Sørlandet er knyttet til slike skarnbergarter. Ved Gjellebekk i Lier brytes en marmor av den kontaktmetamorfe typen til fremstilling av fasadesten.

De regionalmetamorfe marmor og dolomitmarmor atskiller seg ikke nevneverdig fra de av kontakttypen. De kan være noe folierte og foldete og kan være båndete ved at metamorft dannede mineraler ligger konsentrert i soner. Foruten kalkspat kan det i marmor opptre kalksilikat mineraler, mens det i dolomitmarmor foruten dolomit og eventuelt kalkspat kan forekomme tremolit - aktinolit, diopsid, Mg-biotit og andre Ca-Mg-Fe mineraler.

Fargen av marmor og dolomitmarmor er hvit i ren tilstand, men kan ha avskygninger av rødt, grønt, grått ved innhold av forurensende forbindelser. Regionalmetamorfe marmor og dolomitmarmor er særlig utbredt i den kaledonske fjellkjeden i Nordland, hvor bergartene flere steder brytes til fasadesten (Fauske). Ellers forekommer disse omdannede karbonatbergartene i grunnfjellet (Sørlandet), i bunn-gneissen på Møre og i ytre Romsdal, og forøvrig i den kaledonske fjellkjeden.

(c) Regionalmetamorfe bergarter.

De regionalmetamorfe bergarter er knyttet til de geologiske fjellkjedene. Metamorfosen skjer innen et bredt trykk- og temperaturintervall fra jordskorpens øvre del og ned til de dypeste nivåer i fjellkjeden som kan ligge i et dyp av 30-40 km, fig.45. Temperaturøkningen i bergartene skyldes dels den normale temperaturstigning som inntreffer når bergartene kommer på større dyp ved at nye sedimentmasser og lavaer blir overleiret, og til dels at varmetilstrømningen

er ekstra høy i fjellkjedens deformasjonssoner. Av denne grunn vil det innen en fjellkjede være en generell økning i metamorfosegrad fra umetamorfe bergarter i fjellkjedens ytterstene til sterkt omdannede bergarter i de sentrale deformasjonssoner. Som eksempel kan nevnes omdannelsen av leirsedimentene: Leire eller silt går ved diagenese over til leirsten (-skifer) og siltsten (skifer). Ved svak temperaturstigning, men under høyt skjærstress dannes en lavmetamorf skifer. Ved økende metamorfose går denne over til fyllit som erstattes av glimmerskifer som så kan gå over til gneiss.

1. Lavmetamorfe bergarter.

Svakt omdannet skifer ("slate" i engelsk terminologi) har gjennomgått en meget svak rekrySTALLISERING av sjiktgittermineralene, og den sedimentære tekstur er stort sett i behold. Bergarten spalter meget lett opp i tynne plater på grunn av parallellorienterte flakformige mineraler, og på grunn av tektonisk skifrihet. De groveste fraksjoner kan inneholde kvarts, feltspat, klorit, sericit, biotit, jernerts, svovelkis, kalkspat, dolomit og organisk materiale. Den fineste fraksjon består av nydannet klorit og illit (muskovit-lignende leirmineral). Fargen kan være grå, grønn eller rød. Finfordelt hematit gir røde farger. Skifre av denne typen er i Østlandsområdet kalt for "flinger". De finnes blant "sparagmittbergarter" og kambro-silur i Valdres, sydlige Gudbrandsdalen, Østerdalen og i Finnmark.

Fyllit er dannet av leir- og siltbergarter ved ytterligere metamorfose i grønnskiferfacies. RekrySTALLISERINGEN og nydannelse av sericit og klorit har gått videre, og parallellorienteringen av de finskjellede sjiktgitter-mineralene gir skifrihetsflatene en tydelig skinnende glans. De sedimentære kvartskorn er flatklemt og uttrukket, og det kan være dannet linser, lag og sprekker med grovkrystallinsk kvarts. Etter mineralinnhold faller fyllittene i tre hovedtyper, sericit-fyllit, sericit-klorit fyllit og klorit-fyllit. Fyllit er en meget vanlig bergart i den kaledonske fjellkjede fra Stavanger-feltet i syd, over Hardangervidda, Hardanger, Valdres, nordlige del av Gudbrandsdalen, i de lavmetamorfe deler av Trondheimsfeltet og i tilsvarende lavmetamorfe soner i Troms og Finnmark lengst i nord.

Glimmerskifer og kloritskifer er omdannet til dels ved høyere temperatur og trykk enn fyllit (grønnskiferfacies - ep.amfibolitefacies, fig.45). (Skifre av høyere metamorfosegrad enn fyllit betegnes som "schists" i engelsk terminologi). Muskovit- og kloritflakene har her blitt enda tydeligere, og rekrytalliseringen har gjort bergarten generelt mer grovkornig. Opprinnelige teksturer er som regel ødelagt. Graden av skifrihet eller foliasjon vil være avhengig av kornstørrelsen, om porfyroblaster er dannet og om kvartstutfelninger er utviklet, se s.108: Kwarts, alkalifeltspat, albit og epidot er vanlige mineraler utenom glimmer og klorit. I manganrike bergarter kan det dannes Mn-granat (spessartin), og i Ca-Fe-Mg rike bergarter kan det dannes aktinolit. Grafit opptrer i omdannede skifre rike på organisk materiale.

Muskovitskifer domineres av muskovit, mens kloritskifer er nesten monomineralsk og består av klorit. Ved stigende metamorfose fra grønnskiferfacies vil kloritskiferen omdannes til biotitskifer. En del kloritskifer er også dannet ved tilbakeskridende metamorfose (s105) av biotit-skifer og amfibolit.

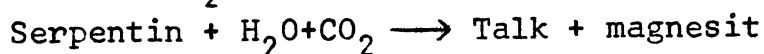
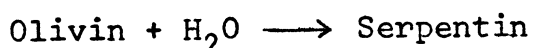
Glimmerskifer og kloritskifer er typiske bergarter innenfor den kaledonske fjellkjede. Nordland er særlig rik på glimmerskifer. Den Mg-Fe rikere kloritskiferen er mer vanlig i de eugeosynklinale lagrekkene slik som i Hardanger, Trondheimsfeltet og Troms. De opptrer her ofte sammen med grønnsten og grønnskifer.

Grønnsten og grønnskifer. Dette er lavmetamorfe bergarter som er dannet av basiske eruptive eller sedimentære-vulkanske bergarter. Grønne mineraler som klorit og epidot setter preg på bergarten. Videre forekommer albit som karakteristisk mineral. Alt avhengig av kjemisk sammensetning kan det bl.a. forekomme kvarts, muskovit, spessartin, aktinolit, hornblende og karbonatmineraler. Grønnstener er massive og representerer som oftest omdannede marine basaltlavaer (=metabasalt). Primærstrukturer og teksturer kan være bevart. Grønnskifre er vanligvis omdannede basiske tuffbergarter (askemateriale), eller de kan være tektonisk forskifrete grønnstener. Gabbro og amfibolit kan omdannes til grønnsten eller grønnskifer ved tilbakeskridende metamorfose. I sausuritgabbro er pyroksen omdannet til amfibol og klorit, mens Ca-rik plagioklas er omdannet til albit + epidotmineral. Denne siste reaksjonen er kalt for sausurittisering. Ved økende metamorfose vil grønnsten og grønnskifer gå over til

amfibolit. Ved høyt innhold av Mg og Fe vil grønnsten og grønnskifer gå over i kloritskifer, og av tufftilblandete leirskifre vil det kunne dannes hornblendeskifer med hornblende, muskovit, klorit, kvarts, albit, alkalifeltspat.

Grønnsten, grønnskifer og nærbeslektete bergarter er karakteristisk for en geologisk fjellkjedes eugeosynklinale områder. Bergartene finnes i den Karelske fjellkjede i Finnmark, i den yngre prekambriske fjellkjeden i Syd-Norge (Solør og Telemark), og de er typiske i Trondheimsfeltet, i Hardanger, Syd-Hordaland og Stavangerfeltet og i Troms.

Serpentinsten og klebersten er lavmetamorfe ultrabasiske bergarter. Opphavsbergarten har som oftest vært olivinsten. Serpentin- sten har serpentinminerale som hovedminerale, mens talk, klorit og magnetit er vanlige bibestanddeler. I klebersten er talk hovedminerale, mens serpentin, klorit, magnetit og magnesit forekommer ved siden av. Omdannelsen av olivinsten skjer ved lav temperatur og lavt hydrostatisk trykk, men under rikelig tilgang på H₂O og ofte også på CO₂. Omdannelsene kan skje i flere trinn, som f.eks.:



Serpentinsten og klebersten opptrer i grunnfjellet i Østfold og i Modumfeltet. I den kaledonske fjellkjede finnes serpentinsten og klebersten

Glaukofanskifer dannes i soner av geosynklinale deformasjons- belter hvor trykket er meget høyt, men temperaturen lav. Typiske minerale er Na-amfiboler, Na-pyroksen, pyropgranat og spesielle Ca-silikater (se s.108). Andre minerale er muskovit, biotit, kvarts, kalkspat, rutil m.fl. Den aktuelle mineralsammensetningen er bestemt av opphavsbergarten som kan være skifer, sandsten, basalt, m.fl. Glaukofanskifer er karakteristiske bergarter i de yngre geologiske fjellkjeder som i den alpine og i fjellkjedene rundt Stillehavet. Bergarten synes å være dannet langs soner hvor oseaniske jordskorpeplater synker innunder vulkanske øybuer eller kontinentale jordskorpeplater. Langs slike bevegelsessoner blir skjærstresset meget høyt. Bergarter av denne typen finnes ikke i Norge. (Se fig.48).

2. Høymetamorfe bergarter.

Høymetamorfe skifre ("schists") omfatter mange forskjellige typer. Av de mest vanlige er almandin-glimmerskifer som foruten almandingranat inneholder muskovit og/eller biotit, kvarts, alkalifeltspat og plagioklas. Granatene opptre ofte som store porfyroblaster med regelmessig krystallform. I bergarter med over-skudd av aluminium i forhold til kalium vil det opptre disthen, staurolit eller sillimanit, ofte i form av porfyroblaster. Grafit-skifre har høyt innhold av grafit.

Skifre av denne typen er meget vanlig i grunnfjellet og i de sterkest omdannede deler av den kaledonske fjellkjeden. De er relativt grovkornige og kan opptre med årer, slirer og ganger med kvarts, feltspat og glimmer nærmest som pegmatit. De forekommer sammen med amfibolit og gneiss som de kan gå over i.

Amfibolit er en regionalmetamorf bergart som består av hornblende og plagioklas som hovedmineraler. Den dannes ved moderat til høy metamorfosegrad, fig.45. Amfibolitter kan veksle fra å være grovkornige til finkornige, og de kan være likekornete (granoblastiske), foliert eller båndet, massive eller skifrige. Foliasjonen er dannet ved en parallell orientering av hornblende og eventuelt biotit. Ved siden av hovedmineralene kan det forekomme bl.a. almandin, biotit, jernerts, kalkspat.

Amfibolittene kan ha vekslende opprinnelse. De kan representere metamorfe basiske eruptive og vulkanske bergarter så som gabbro, diorit, basalt, diabas, m.fl. (Ortho-amfibolitter), eller de kan være dannet ved metamorfose og/eller metasomatose av sedimentære bergarter som rene kalkstener eller dolomitstener, fra urene kalkholdige sedimentar og fra basiske tuffer (para-amfibolitter).

Amfibolittene opptre oftest som bånd og lag av vekslende tykkelse sammen med gneisser og høymetamorfe skifre. Store gabbromassiver i et gneissområde er ofte omgitt av en omdannet sone med amfibolit, hvis ikke hele gabbroen er omdannet. Amfibolittene er av de vanligste metamorfe bergartene i grunnfjellet, i bunngneissområdet og i høyere omdannede deler av den kaledonske fjellkjeden.

Gneiss betegner en grovkornet kvarts-feltspatførende metamorf bergart med "gneiss-struktur". Denne strukturen kan arte seg som en regelmessig bånding (fig.47 d), i båndgneiss, som uregelmessige årer i åregneiss, som slirer i sliregneiss, etc. Gneissbergarter kan

deles i to genetiske hovedgrupper: Paragneisser er metamorfe sedimentære bergarter mens orthogneisser er metamorfe eruptivbergarter. De kan skilles fra hverandre ved feltopptreden og mineralogisk og kjemisk sammensetning, men ofte kan det også være vanskelig å avgjøre en gneissbergarts opprinnelse. Suprakrustale gneisser er gneisser av omdannede sedimenter eller vulkanske dagbergarter. Helleflint og leptit er finkornige gneisser av sure vulkanske bergarter. Gneisser av kjemisk modne leirbergarter kan inneholde K- og/eller Al-rike mineraler som muskovit, k-feltspat, disthen, staurolit og sillimanit foruten kvarts. Av leirbergarter med "normal" sammensetning dannes gneisser med kvarts, alkalifeltspat, plagioklas, muskovit og biotit. Med økende Ca- og Fe-Mg-innhold dannes hornblende og biotit, og gneissen kan gå over til amfibolit

Granitter som er dannet ved høyt rettet trykk har en foliasjon og kalles gneissgranitt. Granittisk gneiss, kvartsdiorittisk gneiss, syenittisk gneiss osv., er gneisser med sammensetning som tilsvarer de refererte eruptive bergartene, og kan være dannet ved deformasjon av slike dypbergarter.

Øyegneiss er en gneissbergart hvor det er vokst ut "øye"-formete porfyroblaster av feltspat, som oftest alkalifeltspat. Dannelsen av feltspatøynene kan henge sammen med indre oppløsning av kalium-mineraler i en tektonisk fase med høyt rettet trykk, og med etterfølgende krystallisering av feltspatporfyroblaster i en påfølgende periode med lavtrykk. Andre øyegneisser henger sammen med kaliumtilførsel til bergarten ved granittiseringsprosesser, se s.119.

Gneisser av de typer som er nevnt ovenfor hører til de vanligste bergarter i store deler av grunnfjellet i Norge. Innen den kaledonske fjellkjede opptrer også prekambriske gneissbergarter, dels som store antiklinorier og dels i store overskjøvnede dekker. Gneisdannelse har også funnet sted under selve den kaledonske metamorfosen.

Granulitter er gneissbergarter som er omdannet i et H₂O-fattig miljø ved høyt trykk og høy temperatur, granulittfacies (fig.45). Granulitbergartene kan være av sur, intermediær eller basisk sammensetning, og kan ha både sedimenter og eruptive bergarter som opphav. Karakteristiske mineraler er rombisk pyroksen, orthoklas (ofte med grønn farge), Ca-rik plagioklas, pyropgranat, diopsid og sillimanit. Granulitgneisser finnes i grunnfjellet i Finnmark, på Sørlandet, i Møreområdet og i deler av Jotundekket.

Charnockitter er bergarter dannet under lignende fysiske forhold som granulitgneisser som de forekommer sammen med. Den egentlige charnockit er en granit med hypersthen og Mg-rik granat. Charnokittiske bergarter er sure til basiske bergarter som er innbyrdes beslektet ved sitt innhold av hypersthen. De er av primær eruptiv opprinnelse og kan ha krystallisert direkte utifra et magma i det metamorfe miljøet eller de kan ha fått sin metamorfe drakt ved senere deformasjon og omdannelse. De eruptive, prekambriske bergarterne i Egersundsfeltet, i Jotundekket og i Lofoten - Vesterålen tilhører charnockitserien.

Eklogit er en basisk til ultrabasiske bergart som er dannet under meget høyt trykk og ved høy temperatur, se fig.45. Hovedmineralene er en gressgrønn (Ca, Na, Mg, Fe, Al)-førende pyroksen (Omfacit) og en rødlig pyrop granat. Øvrige mineraler kan være plagioklas, hornblende, disthen, jernerts, m.fl. Eklogit finnes i bunngneissområdet i Nordfjord og Sunnmøre. Bergarten opptrer her som linser og streker i olivinstener og i granulitter, som linseformete masser i migmatit-gneisser (se nedenfor) og som bånd i glimmerskifer og lignende metamorfe bergarter, ofte sammen med amfibolitter og meta-anorthositter. Eklogit er også funnet som bergartsbruddstykker i olivinbasalter. Eklogit antas å utgjøre en hovedbergart i mantelens øvre del. Ved oppsmelting av denne eklogitmantelen dannes basaltlava som flyter ut på havbunnen fra de midtoceaniske ryggene. I de dypere deformasjonssoner i geologiske fjellkjeder kan eklogit bli revet løs fra mantelen og presset inn i de metamorfe fjellkjederbergartene. Eklogitlag i høymetamorfe suprakrustale gneisser er nå antatt å kunne være sterkt omdannet basaltlava.

Migmatitter, granittisering. I dypt nederoderte fjellkjeder har granittiske bergarter stor utbredelse. Ofte har disse bergartene et meget uryddig og kaotisk utseende, og de består av en eldre gneisskomponent og en yngre granittkomponent. De to bestanddelene er intimt blandet sammen, selv i liten skala, og av denne grunn er bergarten kalt migmatit. Det granittiske materiale kan opptre som et tett nettverk av pegmatitganger, aplitganger, årer, slirer og linser i den eldre gneissbergarten som i enkelte migmatitter bare utgjør noen få prosent av den totale bergartsmassen.

Migmatitter kan oppstå ved flere typer prosesser som samlet betegnes som granittisering, idet sluttproduktet er en bergart av

granittisk sammensetning. Granittiseringsprosessene kan omfatte (1) partiell oppsmeltning (anatekse) av gneissbergarter, (2) kalium og silikametasomatose fra lette oppstigende vandige løsninger eller gasser og (3) injeksjon av granittisk smelte. Ved partiell oppsmeltning vil de mineraler som sist dannes ved krystallisasjon (se fig.37, s.79) være de første som smelter. En slik smelte vil være anrikt på komponenter som K_2O , Na_2O og SiO_2 . Den er lett og kan derfor bevege seg oppover fra de opprinnelige gneissbergarter som derfor blir konsentrert på basiske mineraler. Den oppstigende væske eller smelte vil kunne granittisere de høyereliggende gneissbergarter. Øyegneisser kan f.eks. dannes ved en slik metasomatose. Hvis slik nydannet silikatsmelte samles til større sammenhengende volum vil det dannes et granittmagma. Dette magmaet kan så i sin tur intrudere i de høyere deler av jordskorpen som intrusive granitlegemer. På denne måten vil metamorfose og magmatisk virksomhet gå over i hverandre.

B e r g a r t e n e s u t v i k l i n g i t i d o g r o m.

Jorden er en klode i dynamisk utvikling med indre varme og sola som energikilder. Den ytre del av jordens konsentriske oppbygning, lithosfæren, er oppdelt i ca 100 kilometer tykke plater som beveger seg i forhold til hverandre og flyter på ryggen av den tyngre, underliggende mantelen. Store og langsomme konveksjonsstrømmer av plastisk, men fast materiale i mantelen er bl.a. antatt å være drivmekanismen i lithosfæreplatenes bevegelser.

De relative bevegelser av jordskorpeplatene forårsaker oppsplitting av eldre kontinenter, havbunnspredning, dannelselse av geosynklinale havområder, fjellkjedefoldning og medfølgende sedimentasjonsutvikling, metamorfose og magmatisk aktivitet. Disse geologiske prosessene er aktive i dag, og har vært det i jordens tidligere historie slik det kan leses i de eldre fjellkjedene og i de stabile kontinentområdene.

En geologisk syklus kan omfatte følgende utviklingshistorie, se fig.48.:

(1) Et gammelt stabilt kontinent av eldre eroderte fjellkjeder brytes opp langs en sprekke-sone på grunn av divergerende masse-

Graben ("rift valley")

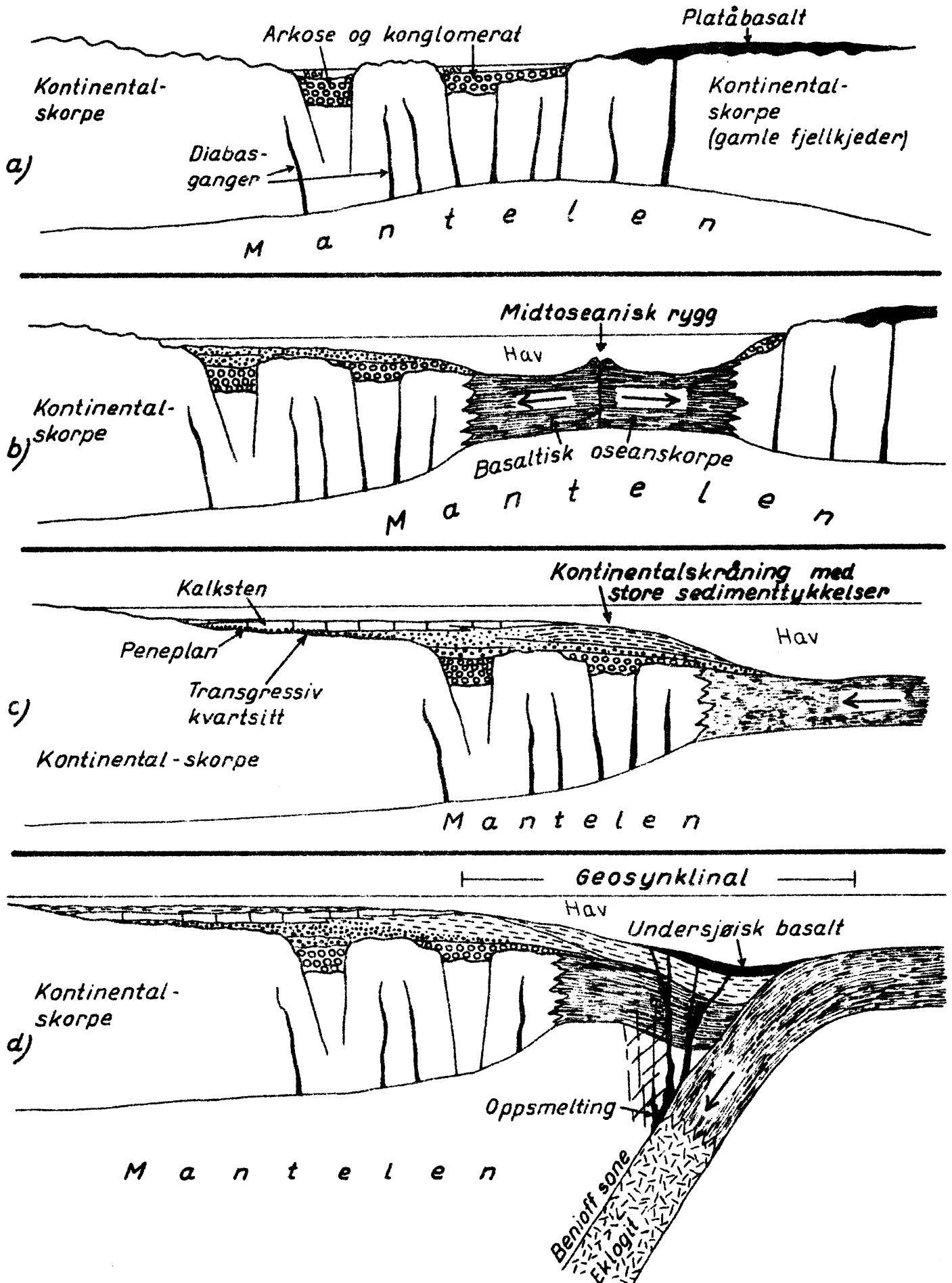


Fig. 48 a-d. Oppsplitting av kontinent, utvikling av oseanisk havbunn, sedimentasjon på kontinentalskråning.

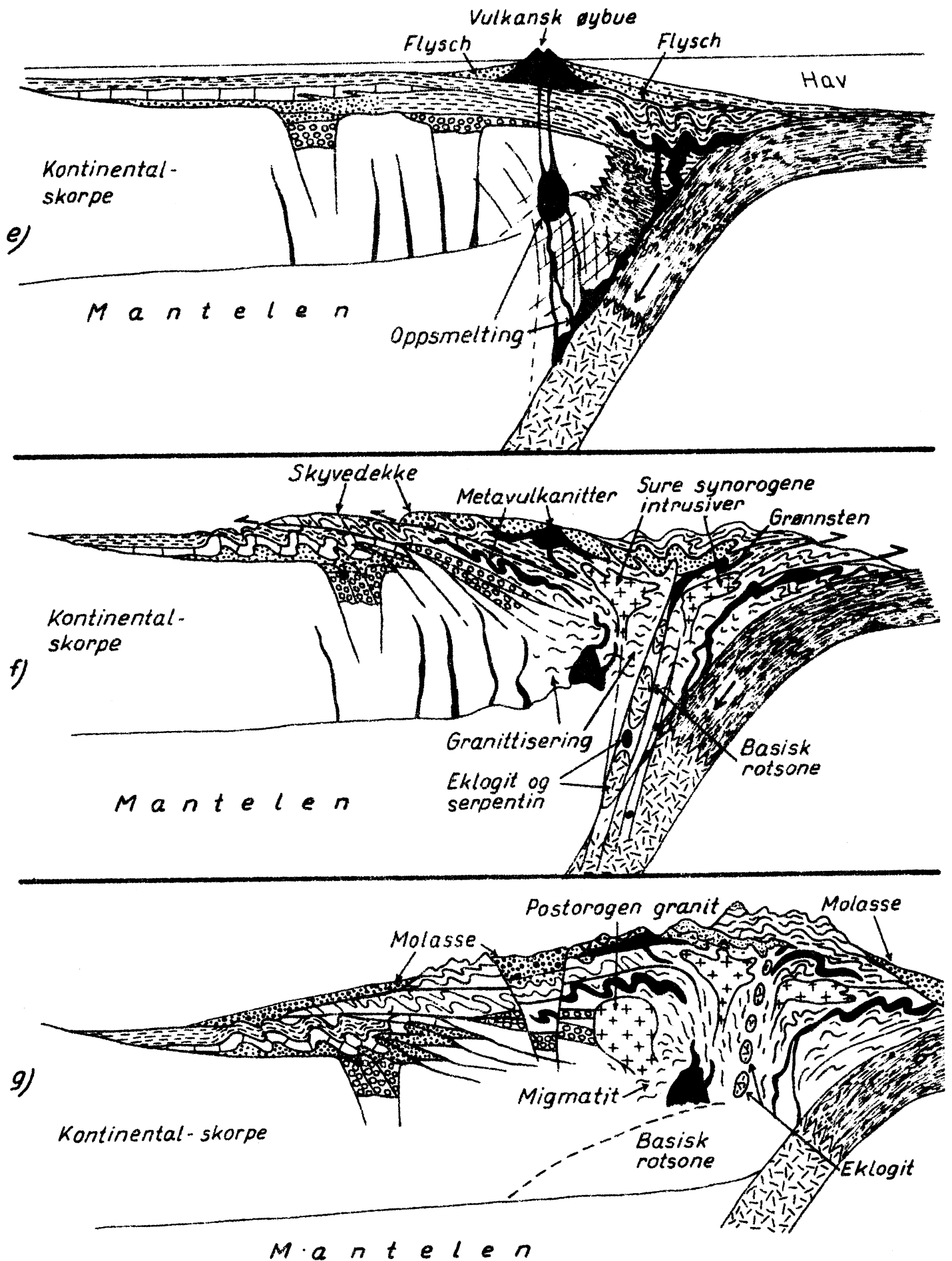


Fig. 48 e-g. Utviklingstrinn av en fjellkjede.

bevegelser i den underliggende mantelen. Et langstrakt segment av jordskorpen synker inn til en graben eller "rift valley", fig.48 a. Grabenbassengene kan fylles opp med konglomerat, arkose og feltspatiske sandstener enten i store innsjøer eller i trange havbukter (eks. sparagmitt-bassengene). Åpning av sprekker ned til mantelen forårsaker oppsmelting av mantelmateriale (eklogit, olivinsten, serpentin), og basisk magma trenger inn i spalter og størkner til diabasganger. Basaltlava som flyter ut på jordoverflaten kan danne store kontinentale basaltplatåer, (eks. Etiopia, Øst-Afrika, Labrador, Oregon). Varmestrømning fra mantelens dypere deler kan forårsake oppsmeltning av den sure kontinentalskorpen med dannelse av alkalisk granit- og syenitmagma (eks. "great rift-valley" i Øst-Afrika og Oslo-feltet).

(2) Videre oppstrømning av basisk magma i en sentral erupsjons-spalte vil etterhvert kunne føre til dannelse av undersjøiske basaltlavaer. Basaltstrømmene flyter ut til begge sider av sentralspalten og vil ved stadig påleiring bygges opp til en basaltisk oseanskorpe. Oseanskorpene på de to sidene av den midtoseaniske ryggen tilhører to jordskorpeplater som beveger seg fra hverandre og etterlater seg et nydannet verdenshav, fig.48 b. (Eks. Atlanterhavet, Rødehavet). Dyphavsleire sedimenterer i tynne mektigheter over basaltbunnen.

(3) Store mektigheter av sedimenter, vesentlig sand og leir, vil bli avsatt i det nyåpnede havområdet langs kantene av de oppstikkende kontinentene. Ved diagenese går sedimentene over til faste sedimentære bergarter. Ved lang tids erosjon vil kontinentet kunne bli utjevnet ned til et peneplan som havet kan transgredere innover. I det grunne epikontinentale havet over peneplanet vil en kunne få avsetninger som basalararkose eller basalkonglomerat, orthokvartsitter, gruntvannskalkstener og modne gruntvanns-leirbergarter, fig.48 c. (Eks. forlandet til den kaledonske fjellkjede). I grunne avsnørte havområder kan det ved sterk fordampning dannes saltavsetninger (eks. de permiske saltavsetninger i Mellom-Europa og Russland). Ved sykliske nivåendringer i havstanden kan det i de transgrederte kontinentale kantområdene til tider være land med frodig vegetasjon, til andre tider hav med avsetning av sand, silt og leir. På denne måten kan det dannes lag av kull i den epikontinentale lagrekken. (Karbonavsetningene i England og Appalachene i Nord-Amerika).

(4) På grunn av avkjøling og øket tyngde av den basaltiske oseanskorpen vil den med stigende alder ut fra den midtoseaniske ryggen ha tendens til å synke ned og innunder den lettere tilstøtende kontinentalplaten, fig.48 d. Den oseaniske skorpen beveger seg skrått ned mot dypere deler av mantelen (astenosfæren) hvor den løses opp i flere hundre kilometers dyp, antagelig ved at basalten går over til eklogit. Mellom kontinentet og den synkende Oseanskorpen oppstår et traugformet dyphavsbecken, geosynklinal. Oppsmelting av oseanskorpen kan gi opphav til undersjøisk basaltvulkanisme i den eugeosynklinale delen.

(5) Høyt rettet trykk, skjærstress, langs bevegelsesflaten for den synkende oseanskorpen (subduksjonssone, Benioffsone) og stor varmetilstrømning fra mantelen kan forårsake videre oppsmelting både av oseanskorpen og kontinentalskorpen, fig.48 e. Magmaet som trenger opp til overflaten langs skjærsoner, kan bygge opp vulkanske øybuer med andesittisk, dacittisk og rhyolittisk lava mellom kontinentet og dyphavstrauget. (Eks. Sundaøyene, Japan, Aleutene). Sammenpresninger vil samtidig kunne begynne å folde den tykke marine lagrekken av sedimentære og vulkanske bergarter. Foldete lag som heves over havnivået danner tektoniske øyrekker. Erosjon av nydannete øybuer fører på nytt store mengder med sand og leir ut i havdypet. Slike sedimenter som dannes samtidig med foldningsfaser kalles flysch, og består i stor utstrekning av gråvakke, umodne leirbergarter og dypvannskalkstener. I det grunnere havområdet inn mot kontinentet kan det avsettes en lagrekke uten vulkanske bergarter, miogeosynklinal lagrekke.

(6) Ved videre nedadgående bevegelse av oseanskorpen tiltar deformasjonens intensitet langs bevegelsessonen og i det geosynklinale beltet, fig.48 f. Bergartene i dyphavstrauget omdannes ved høyt rettet trykk og ved lav temperatur til metamorfe bergarter i den såkalte glaukofanskiferfacies. Klumper og linser av eklogit og serpentinsten kan bli presset opp fra mantelens øvre del og inn i de overliggende marine avsetninger langs dyptgående bevegelsesflater. Stor varmetilstrømning fra mantelens dypere del fører til granittisering i de dypt nedfoldete suprakrustale bergartene og til dannelse av migmatitter, oppsmelting og intrusjon av granittiske, granodiorittiske og kvartsdiorittiske eruptivbergarter. Disse eruptivbergartene er synorogene (syntektoniske, synkinematiske), dvs. samtidige med foldning og deformasjon. Noe høyere opp i fjellkjedesonen

omdannes de sedimentære og vulkanske bergarter i granulitfacies der temperaturstigningen og trykket er høyest, og i lavere metamorfe facies der temperaturstigning og trykk er mindre.

I denne revolusjonsperioden av fjellkjededannelsen oppstår også flattliggende bevegelsesflater, og langs etter disse presses store skyvedekker ut mot sidene av den sentrale deformasjonssonen.

(7) Mens de kraftige deformasjoner er i ferd med å dø ut, stiger den nydannede geologiske fjellkjeden vertikalt på grunn av tyngdetilpasning (isostatisk heving). Den utsettes for erosjon, og de sedimenterte som slik oppstår i sluttfasen av fjellkjededannelsen kalles for molasse og består av overveiende konglomerater og sandstener fig. 48 g. De kan være avsatt i forkastningsbetingete innsjøbassenger innen selve fjellkjeden (eks. devonavsetningene på Vestlandet). Før de siste deformasjonsbevegelser opphører kan også molasse-sedimentene være foldet eller blitt overskjøvet av dekkebergarter. Magma kan intrudere og størkne som postorogene eruptivbergarter.

(8) Sluttresultatet er nå en ny fjellkjede som er sveiset til kanten av det opprinnelige gamle kontinentet. Hovedmengden av bergartsmassene i den nye fjellkjeden stammer fra erosjonsmateriale fra det gamle kontinentet og fra magma dannet ved oppsmeltning av den opprinnelige kontinentalskorpen. Det totale volum av kontinentet er derfor omtrent uendret. Den nye fjellkjeden er imidlertid blitt en del av en tektonisk og magmatisk stabil kontinentalplate som er under stadig nedhøvling av de ytre geologiske krefter. En ny geologisk syklus er startet, og kan fullføres gjennom utviklingskjedene nevnt foran (1-7). En fjellkjede kan også oppstå ved at kontinenter kolliderer med andre kontinenter, eller med øybuer, og ved at øybuer kolliderer med hverandre. De mange kombinasjonsmuligheter resulterer i stor detaljvariasjon i de geologiske begivenheter. Dette forklarer de ulikheter som finnes mellom de forskjellige geologiske fjellkjeder. Varigheten av en geologisk syklus er i størrelsesorden 200-500 millioner år.

Det geokjemiske kretsløp og
menneskets plass i dette

Helt siden jorden ble dannet for bortimot 5 milliarder år siden har elementene fordelt seg i jordkloden etter tyngde og geokjemiske egenskaper. Tidlig i jordens utviklingshistorie ble elementene differensiert med de tyngre elementene konsentrert i kjernen og mantelen og de lettere elementene ytterst i jordskorpen, i havet og atmosfæren. En slik generell differensiering pågår kontinuerlig, og lette elementer og molekyler som hydrogen, nitrogen, edelgasser, oksygen, klor, fluor, bor og svovel blir med økende alder av jorden akkumulert i de ytre deler av jordkloden. En del av de letteste gassarter unnviker stadig til verdensrommet. Denne "avgassing" av den faste jordskorpen foregår meget langsomt. Den innvirker allikevel i ubetydelig grad på det geokjemiske resultatet av de langt raskere sykliske geologiske prosesser som forvitring, transport, avsetning, diagenese, metamorfose, fjellkjededannelse. Gjennom kjemiske reaksjoner i disse geologiske prosesser vil elementer og molekylære forbindelser sirkulere i et geokjemisk kretsløp.

De geokjemiske sirkulasjoner foregår innenfor og mellom fysiske delmiljøer som lithosfæren (faste jordskorpen), hydrosfæren (hav, elver, innsjøer), atmosfæren og biosfæren (levende organismer).

Det geokjemiske kretsløp (fig.49) kan deles inn i en ytre og indre del. Den ytre geokjemiske vandringen (fig.50) drives av solenergi og består av forvitring, erosjon, transport og avsetning. Havet inntar en sentral rolle i denne delen av kretsløpet. Forvitringen skaper mineral- og bergartsfragmenter som gir opphav til konglomerater, sandstener og leirbergarter. Kjemisk forvitring løser mineralene opp i ioner som transporteres med ellevann ut i havet. Her kan det oppløste materialet igjen bli tatt opp i mineralfasen ved kjemisk og biokjemisk utfelning og ved mineraldannelse i avsetningsmiljøet. Oppholdstiden i havet for de enkelte elementene kan beregnes. For Na er den beregnet til ca 120 millioner år. Den totale mengde Na som har sirkulert i verdenshavene tilsvarer en erosjon av kontinentene ned til et dyp av ca 30 km. Dette betyr at nær alt bergartsmateriale i kontinentene må ha vært sedimenter, en eller flere ganger. "Urbergarter" fra jordens fødselstid finnes ikke i jordskorpen. Alle levende organismer (biosfæren) går inn som ledd i denne ytre geokjemiske vandringen. Planter opptar oppløste ioner

som næringsemner fra hydrosfæren (porevann i jordsmonnet, fra ferskvann, fra havet), og fra atmosfæren tas opp spesielt karbon. Gjennom næringskjedene vandrer elementene videre opp gjennom stadig høyere dyrearter. Ved dekomponering av det organiske materialet går elementene igjen tilbake i hydrosfæren og atmosfæren eller inn i nye mineraler dannet ved utfelning og avsetning. Ved ansamling av biogent materiale oppstår organiske avsetninger som torv, kull og olje som kan bli innleiret i de sedimentære bergartene og gjennom disse bli ført inn i den indre geokjemiske vandringen.

Den indre geokjemiske vandringen har den indre jordvarmen som energikilde. Sedimentene går over til faste sedimentære bergarter ved diagenese, og ved stadig dypere nedfoldning i geosynklinalene forandres de sedimentære bergarter gjennom metamorfose til metamorfe bergarter. I de dypeste deler av geosynklinalene granittiseres bergartene ved at lette elementer som K, Na og Si stiger oppover sammen med lette molekytlære forbindelser som H_2O og CO_2 . Ved oppsmelting av de opprinnelig sedimentære bergartene dannes granittisk magma som påny kan intrudere de høyere deler av jordskorpen og krystallisere som sure dypbergarter eller trenge opp til jordoverflaten og størkne som sure vulkanske bergarter. Materiale fra mantelen kan ved fjellkjedefoldning også bli ført inn i det geokjemiske kretsløp , mens tunge elementer i fjellkjedens rotsoner vil kunne synke inn i mantelen.

Den ytre del av det geokjemiske kretsløpet søker å differensiere de kjemiske komponentene, mens den indre del av kretsløpet søker å homogenisere. De eruptive bergartenes store variasjon skyldes i stor grad den sedimentære differensiasjon som jo er årsak bak den ulike sammensetning på mange magmaers opphavsmateriale.

Elementenes vandringsveier og omløpstider er variable innen det geokjemiske kretsløpet. Lette elementer har generelt kortere omløpstider enn tyngre.

Karbonet i atmosfærens CO_2 har i stor utstrekning en kort omløpstid gjennom biosfæren, men utveksles med karbonet i kalksten og i organiske avsetninger via hydrosfæren og lithosfæren. På lignende måte sirkulerer oksygenet i atmosfæren ganske raskt gjennom hydrosfære og biosfære, men er samtidig i stadig utveksling med lithosfærens oksygen. Nitrogenets kretsløp har kort varighet og er alt vesentlig knyttet til atmosfæren, hydrosfæren og biosfæren, mens fosfor og svovel har komplekse vandringsveier gjennom både den ytre

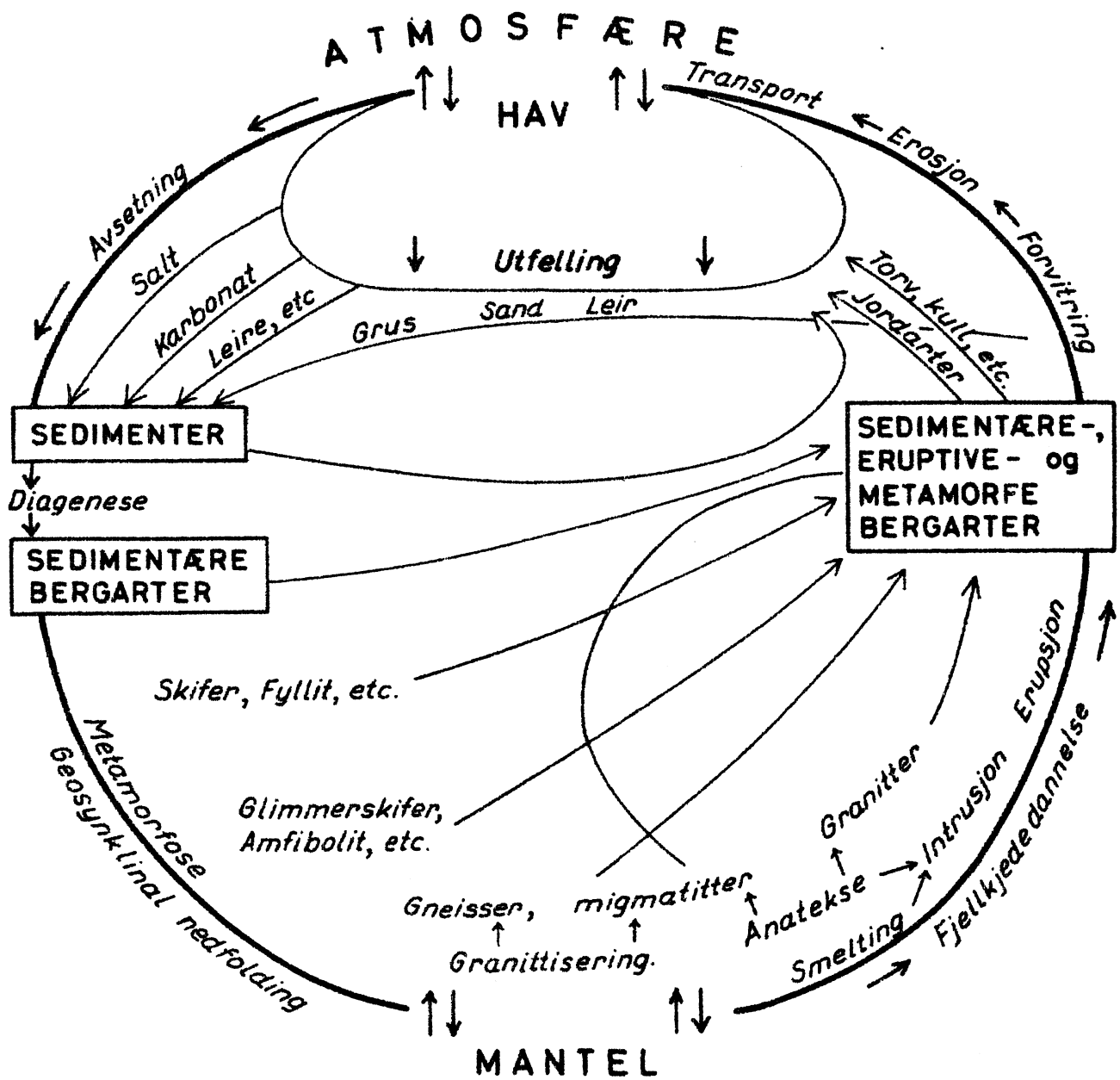


Fig. 49. Det geokjemiske kretsløp

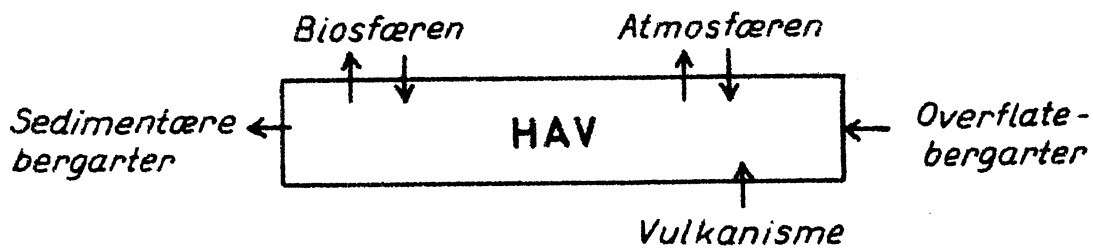


Fig. 50. Den ytre geokjemiske vandringen.

og indre del av kretsløpet. Mange av tungmetallene har omløpstider av flere hundre millioner år, og sirkulasjonen er sterkt avhengig av de geokjemiske reaksjoner i den indre del av kretsløpet.

Elementer og molekylære forbindelser er i en tilnærmet innbyrdes dynamisk likevekt i det geokjemiske kretsløp. Det vil si at konsentrasjonene av de enkelte kjemiske komponenter er nær konstant til enhver tid i de forskjellige deler av kretsløpet. Denne likevekt er bestemt av, og er avhengig av de naturlige geokjemiske reaksjonshastigheter og hastigheten for de eksogene og endogene geologiske prosesser.

Menneskenes tekniske inngrep i naturmiljøet er også et inngrep i det naturlige geokjemiske kretsløpet. De følger våre inngrep får for den dynamiske balansen i kretsløpet, er bestemt av kretsløpets egne omsetningsmekanismer.

Den moderne tekniske sivilisasjon er basert på utnytting av naturressurser som er skapt av geologiske prosesser gjennom en hel rekke geologiske sykler i løpet av jordens flere milliarder år lange historie. Dagens industrisamfunn forbruker og omsetter naturressurser som kull, olje og metaller mangfoldig ganger raskere enn den tid som trengs for deres fornyelse. Råstoff og energikilder som i dag er livsgrunnlaget for dette industrisamfunnet vil om noen hundre år, eller kanskje bare tiår, stå tomme hvis det nåværende akselererte forbruk fortsetter ubegrenset.

Avfallsproduktene etter ressursforbruket havner i elver, i innsjøer, i havet og i atmosfæren. Dette vil igjen kunne føre til ubalanse i den kjemiske likevekt i hav og atmosfære fordi de naturlige geologiske og geokjemiske prosesser forløper for langsomt til å kunne bringe mange av avfallsstoffene tilstrekkelig raskt nok videre i det geokjemiske kretsløpet. Hermed vil konsentrasjonen av visse elementer og kjemiske forbindelser stige raskt i atmosfære og hydrosfære og igjen forårsake alvorlige forstyrrelser i biosfæren.

Det geokjemiske kretsløpet er et lukket system, begrenset av jordklodens romlige utstrekning. Menneskenes fremtidige eksistens i dette systemet er avhengig av vår vilje og evne til å innpasse vår virksomhet etter de muligheter og begrensninger som gis av det geokjemiske kretsløpet.