

Kärnbränslecykelns slutsteg

Använt kärnbränsle – KBS-3

- I Allmänt
- II Geologi**
- III Barriärer
- IV Säkerhet

Kärnbränslecykelns slutsteg

Använt kärnbränsle – KBS-3

II Geologi

SKBF/KBS

Svensk Kärnbränsleförsörjning AB/Avdelningen för
Kärnkraftsavfallets Behandling och Slutförvaring

POSTADRESS: SKBF/KBS, Box 5864, 102 48 Stockholm, Telefon 08-67 95 40

INNEHÅLLSFÖRTECKNING FÖR SAMTLIGA VOLYMER

VOL 1	ALLMÄNT
1	INLEDNING
1.1	Bakgrund
1.2	Generella principer
1.3	Rapportens uppläggning
1.4	Underlagsmaterial
2	HANTERINGSGÅNG OCH SLUTFÖRVARETS FUNKTION
2.1	Allmänt
2.2	Hanteringsgång
2.3	Slutförvarets funktion
2.4	Lokaliseringssynpunkter
2.5	Förläggningsdjup
2.6	Flexibilitet och utvecklingsmöjligheter
3	ANVÄNT BRÄNSLE
3.1	Förutsättningar
3.2	Använt kärnbränsle, allmänt
3.3	Beskrivning av referensbränslet
3.4	Radioaktivitet och resteffekt i använt kärnbränsle
3.5	Variationer och osäkerheter i data
4	ANLÄGGNINGAR OCH UTRUSTNINGAR
4.1	Allmänt
4.2	Transportsystem
4.3	Centralt lager för använt bränsle, CLAB
4.4	Inkapslingsstation
4.5	Slutförvar för använt bränsle
4.6	Tidplan
	REFERENSER

VOL II GEOLOGI

5 PLATSUNDERSÖKNINGAR

- 5.1 Bakgrund och syfte
- 5.2 Omfattning
- 5.3 Undersökningsprogram
- 5.4 Undersökningsmetoder
- 5.5 Databehandling och redovisning

6 BERGETS GRUNDVATTENRÖRELSER

- 6.1 Berggrunden som vattenledande medium
- 6.2 Mätmetoder
- 6.3 Beräkningsmodeller
- 6.4 Förändringar av grundvattenförhållandena på lång sikt

7 GRUNDVATTNETS OCH SPRICKSYSTEMENS KEMI

- 7.1 Kristallint berg som geokemiskt system
- 7.2 Grundvattenkemi i granitisk berggrund
- 7.3 Spricksystemens mineralogi och kemi i granitisk berggrund
- 7.4 Påverkan av yttre faktorer
- 7.5 Dataunderlag
- 7.6 Referensdata

8 BERGGRUNDENS NATURLIGA FÖRÄNDRINGAR

- 8.1 Bakgrund och översikt
- 8.2 Berggrundsutvecklingen och dess tidsramar
- 8.3 Bergskedjebildning
- 8.4 Landhöjning
- 8.5 Blockrörelser och vulkanism
- 8.6 Jordskalv
- 8.7 Förskjutningar inom bergblocken
- 8.8 Mineralisering
- 8.9 Nedisning

REFERENSER

VOL III SPRIDNING

9 BUFFERT- OCH ÅTERFYLKNADSMATERIAL

- 9.1 Allmänt
- 9.2 Buffertmateriallets egenskaper
- 9.3 Buffertmateriallets funktion
- 9.4 Återfyllningsmaterial
- 9.5 Pluggning av borrhål och försegling av tunnlar och schakt
- 9.6 Materialkontroll

- 10 KAPSEL OCH KAPSELKORROSION
 - 10.1 Kapselns funktion
 - 10.2 Materialval
 - 10.3 Tillverkningssteknik och kontroll
 - 10.4 Mekanisk påverkan på kapseln
 - 10.5 Kemisk påverkan på kapseln
 - 10.6 Kapselns livslängd och genombrottens fördelning i tiden

- 11 BRÄNSLE OCH BRÄNSLEUPPLÖSNING
 - 11.1 Bränsleupplösningens betydelse
 - 11.2 Karaktärisering av bränslematrisen och nuklidfördelning i bränslet
 - 11.3 Experimentella undersökningar
 - 11.4 Modeller för bränsleupplösning
 - 11.5 Diskussion och slutsatser

- 12 RADIONUKLIDKEMI I GRUNDVATTENMILJÖ
 - 12.1 Aktinidernas kemi
 - 12.2 Klyvningsprodukternas kemi
 - 12.3 Kolloidbildning
 - 12.4 Organiska komplex
 - 12.5 Löslighet
 - 12.6 Sorptionsprocesser
 - 12.7 Radionuklidsorption på geologiska system
 - 12.8 Sorption av kolloidala specier och makromolekyler
 - 12.9 Referensdata

- 13 NUKLIDSPRIDNING I NÄROMRÅDET
 - 13.1 Allmänt
 - 13.2 Transport genom korrosionsprodukter och lerbarriärer
 - 13.3 Konsekvenser av radiolys och vätgasbildning
 - 13.4 Utsläpp av nuklider från närområdet
 - 13.5 Utsläpp från förvar för metalldeklar
 - 13.6 Modeller och data
 - 13.7 Referensdata

- 14 NUKLIDSPRIDNING I BERGET
 - 14.1 Allmänt om fördröjningsmekanismer
 - 14.2 Fysikalisk modell
 - 14.3 Verifikation av fysikalisk modell
 - 14.4 Matematisk modell
 - 14.5 Tillförlitligheten av dataunderlaget

- 15 SPRIDNING OCH EXPOSITION I BIOSFÄREN
 - 15.1 Allmänt om betydelsen av spridning i biosfären
 - 15.2 Beskrivning av recipienter och ekologiska mekanismer
 - 15.3 Spridningsprocesser och exponeringsvägar
 - 15.4 Modellprinciper
 - 15.5 Val av beräkningsmodell - BIOPATH
 - 15.6 Databas och osäkerheter
 - 15.7 Långtidsperspektiv på spridningen
 - 15.8 Resultat

- 16 STRÅLDOSER OCH HÄLSOEFFEKTER
- 16.1 Allmänt beträffande dosbelastningen
- 16.2 Dostyper
- 16.3 Databas och beräkningsmodeller
- 16.4 Effekter av joniserande strålning
- 16.5 Referensdata

REFERENSER

VOL IV SÄKERHET

- 17 SÄKERHETSMÄSSIGA PRINCIPER
- 17.1 Allmänna förutsättningar
- 17.2 Kvalitetskrav och kvalitetssäkring
- 17.3 Strålskyddsprinciper
- 17.4 Strålskyddsnormer
- 17.5 Säkerhetsmässiga grunder för bedömning av förvarssystemets funktion

- 18 PLATSSPECIFIKA DATA
- 18.1 Allmänt
- 18.2 Fjällveden
- 18.3 Gideå
- 18.4 Kamlunge
- 18.5 Svartboberget
- 18.6 Resultat från undersökningar i andra områden

- 19 RADIOLOGISK SÄKERHET UNDER DRIFT
- 19.1 Allmänt
- 19.2 Transporter
- 19.3 Centralt lager för använt bränsle, CLAB
- 19.4 Inkapslingsstation
- 19.5 Hantering vid slutförvaret
- 19.6 Sammanfattning

- 20 DET SLUTNA FÖRVARETS SÄKERHET
- 20.1 Allmänt
- 20.2 Troligt händelseförlopp
- 20.3 Grundvattenomsättning i berg och buffert
- 20.4 Kapsellivslängd
- 20.5 Frigörelse av radioaktiva ämnen
- 20.6 Nuklidtransport i geosfären
- 20.7 Biosfärsspridning och dosberäkning
- 20.8 Sammanfattning

- 21 MISSÖDEN OCH EXTREMA HÄNDELSER
- 21.1 Allmänt
- 21.2 Berggrundsrörelser
- 21.3 Kriticitet i slutförvaret
- 21.4 Krigshandlingar och sabotage
- 21.5 Inträngning i förvaret
- 21.6 Övrigt

22	SAMMANFATTANDE SÄKERHETSBEDÖMNING
22.1	Allmänt
22.2	Säkerheten i hanteringskedjan
22.3	Slutförvarets långsiktiga säkerhet
22.4	Slutsatser

REFERENSER

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

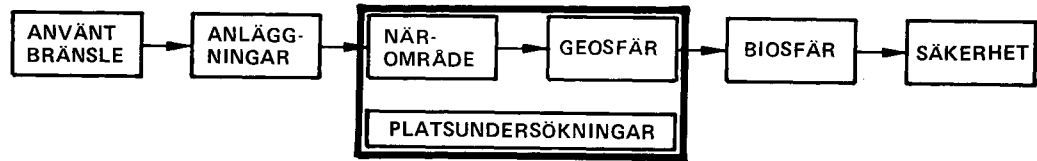
VOLYM II GEOLOGI

5	PLATSUNDERSÖKNINGAR	5:1
5.1	Bakgrund och syfte	5:1
5.2	Omfattning	5:3
5.3	Undersökningsprogram	5:3
5.3.1	Undersökningsfaser	5:3
5.3.2	Rekognosering för val av typområde	5:3
5.3.3	Undersökningar från markytan	5:4
5.3.4	Undersökningar i borrhål	5:5
5.3.5	Utvärdering och modellarbeten	5:6
5.4	Undersökningsmetoder	5:6
5.4.1	Metoder för att belysa sprickzoners egenskaper	5:6
5.4.2	Metoder för att belysa bergmassans egenskaper	5:8
5.4.3	Metoder för att belysa grundvattnets kemiska egenskaper	5:10
5.5	Databehandling och redovisning	5:12
6	BERGETS GRUNDVATTENRÖRELSER	6:1
6.1	Berggrunden som vattenledande medium	6:1
6.1.1	Darcy's lag	6:1
6.1.2	Vattenförande del av berggrunden	6:2
6.1.3	Sprickfrekvens	6:3
6.1.4	Hydrauliska enheter	6:4
6.1.5	Medelvärdesbildning av den hydrauliska konduktiviteten	6:4
6.1.6	Hydraulisk gradient	6:7
6.2	Mätmetoder	6:7
6.2.1	Hydraulisk konduktivitet	6:7
6.2.2	Grundvattentryck	6:10
6.2.3	Grundvattennivåkartor	6:10

6.3	Beräkningsmodeller	6:11
6.3.1	Allmänt	6:11
6.3.2	Beräkningsgång	6:11
6.3.3	Relevans	6:14
6.4	Förändringar av grundvattenförhållandena på lång sikt	6:15
6.4.1	Inverkan av förändringar av naturliga förhållanden	6:15
6.4.2	Inverkan av värme från avfallet	6:16
7	GRUNDTVATTNETS OCH SPRICKSYSTEMENS KEMI	7:1
7.1	Kristallint berg som geokemiskt system	7:1
7.1.1	Grundvattenkemins betydelse	7:1
7.1.2	Sprickmineralers betydelse	7:2
7.1.3	Sambandet bergart - vattenkemi - sprickfyllnads- mineralogi	7:3
7.2	Grundvattenkemi i granitisk berggrund	7:4
7.2.1	Karbonathalt och surhetsgrad	7:5
7.2.2	Redoxegenskaper	7:5
7.2.3	Övriga oorganiska lösta komponenter	7:8
7.2.4	Kolloidala partiklar och organiska komplexbildare	7:9
7.2.5	Salta vatten	7:9
7.2.6	Potentiella komplexbildare för radionuklider	7:10
7.2.7	Åldersdata	7:10
7.3	Spricksystemens mineralogi och kemi i granitisk berggrund	7:10
7.3.1	Sprickmineralens sammansättning	7:10
7.3.2	Isotopdata	7:12
7.3.3	Förekomst av kemisorberande komponenter och högkapacitetsmineral	7:12
7.4	Påverkan av yttre faktorer	7:13
7.4.1	Påverkan från förvaret	7:13
7.4.2	Klimat effekter	7:13
7.5	Dataunderlag	7:15
7.5.1	Grundvattenkemiska data	7:15
7.5.2	Sprickmineraldata	7:17
7.6	Referensdata	7:17
8	BERGGRUNDENS NATURLIGA FÖRÄNDRINGAR	8:1
8.1	Bakgrund och översikt	8:1
8.2	Berggrundsutvecklingen och dess tidsramar	8:2
8.2.1	Urbergets tillkomst, ca 2000 till 850 miljoner år	8:2
8.2.2	Urbergets nedbrytning, 850-650 miljoner år	8:4

8.2.3	Lugna berggrundsförhållanden i öster, bergskedjebildning i väster, 650-300 miljoner år	8:4
8.2.4	Snedställning, blockrörelser, spridd och marginal vulkanism, 300-50 miljoner år	8:5
8.2.5	Regionala landhöjningar, 50-3 miljoner år	8:6
8.2.6	Istider, 3 miljoner år till nutid	8:7
8.2.7	Sammanfattning	8:7
8.3	Bergskedjebildning	8:8
8.4	Landhöjning	8:11
8.5	Blockrörelser och vulkanism	8:15
8.6	Jordskalv	8:23
8.7	Förskjutningar inom bergblocken	8:30
8.8	Mineralisering	8:34
8.9	Nedisning	8:37
	REFERENSER	R:1

5 PLATSUNDERSÖKNINGAR



I detta kapitel redovisas programmet för de geologiska och hydrologiska undersökningar som genomförts inom ett antal sk typområden. Använda undersökningsmetoder och deras tillämpning beskrivs översiktligt.

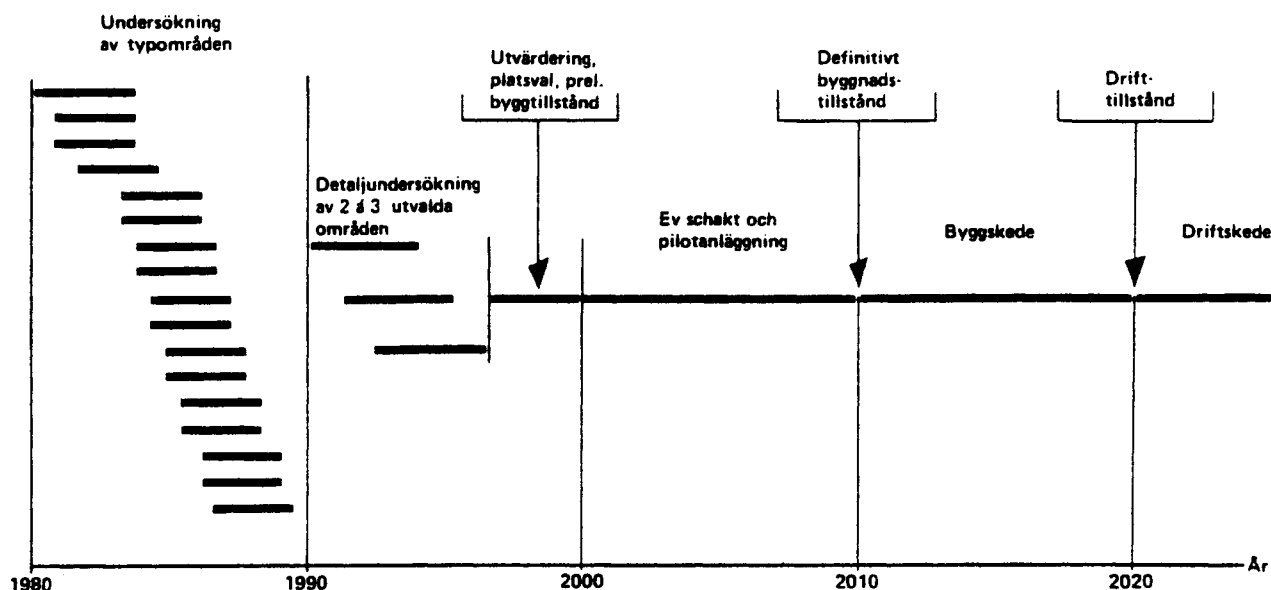
5.1 BAKGRUND OCH SYFTE

En kvantitativ säkerhetsanalys för ett slutförvar på en viss plats kräver tillgång till bl a platsspecifika data rörande berggrunden med dess sprickzoner, bergets hydrologiska egenskaper samt kemiska förhållanden i berget. De senaste årens utvecklingsarbete inte minst i Sverige har lett fram till väsentligt förbättrade instrument och metoder för kartering av berggrunden och mätningar från markytan och i borrhål. Detta gäller främst i följande avseenden.

- En vidareutvecklad teknik för bestämning av berggrundens vattengenomsläpplighet möjliggör en väsentligt lägre mätgräns och bättre kontroll av mätvärden.
- Borrhålsutrustning för långtidsregistrering av tryckförhållandena på olika djup.
- Metoder för belysning av redoxförhållandena i en bergmassa finns tillgängliga.
- Datorbaserade program för lagring och bearbetning av undersökningsresultat underlättar och breddar möjligheterna till utvärdering.

Platsundersökningarna har främst inriktats på studier av

- berggrundens storskaliga sprickighet
- berggrundens hydrauliska egenskaper



Figur 5-1. Översiktlig tidplan för slutförvar av använt bränsle.

- grundvattnets kemiska sammansättning
- bergarternas och sprickmineralens kemiska sammansättning

Sprickstudierna och de hydrologiska undersökningarna utgör underlag för numeriska beräkningar av det tredimensionella grundvattenflödet och här till kopplade beräkningar av hur olika radionuklider kan sprida sig i berget. Kemiska data och beräknade grundvattenflöden ingår i det underlag som krävs för bedömning av hur och i vilken takt kapslarna kring det använda bränslet kan korrodera och i vilken takt det använda bränslet kan upplösas.

Platsundersökningarna ger också underlag för en schematisk inplacering av ett tänkt slutförvar i områdena. Hur ett förvar slutligen skall utformas i detalj kan anges först efter successiva allt mer förtätade undersökningar. Nästa detaljeringssteg förutses bli genomfört under 1990-talet, då, enligt nu gällande plan, två eller tre områden väljs ut för närmare studier, se fig 5-1. Den slutliga förvarsutformningen fastställs först sedan ett detaljundersöknings- och verifikationsprogram genomförts i anslutning till utsprängningen.

5.2 OMFATTNING

De undersökningar, som redovisas här, har genomförts på följande platser

- Fjällveden i Nyköpings kommun /5-1/
- Gideå i Örnsköldsviks kommun /5-2/
- Kamlunge i Kalix kommun /5-3/
- Svartboberget i Ovanåkers kommun /5-4/

Av tidigare undersökta områden redovisas ytterligare undersökningar från Finnsjön i Tierps och Östhammars kommun samt Sternö i Karlshamns kommun i kapitel 18 /5-5/, /5-6/.

Avsikten är inte att nu föreslå en plats för lokalisering av ett slutförvar. Denna redovisning syftar enbart till att visa, att det i Sverige finns områden, där en säker slutförvaring av använt kärnbränsle kan åstadkommas. De data och erfarenheter som redovisas kommer givetvis att utnyttjas även i det mera långsiktiga arbete, som har som mål att ett slutförvar skall vara färdigställt för att kunna ta emot använt kärnbränsle år 2020, se fig 5-1.

5.3 UNDERSÖKNINGSPROGRAM

5.3.1 Undersökningsfaser

Undersökningarna i de olika områdena, som här kallas typområden, baseras på ett standardprogram som ger en principiell översikt över den information undersökningarna avser att ge samt undersökningsmetoder och arbetsföljd /5-7/. Programmet är flexibelt och anpassas till de olika områdenas specifika egenskaper och till de informationer som successivt erhålles. Programmet är indelat i följande faser.

- 1 Rekognosering för val av typområde
- 2 Undersökningar från markytan
- 3 Undersökningar i borrhål
- 4 Utvärdering och modellarbeten

Resultaten från utförda undersökningar redovisas i sammanfattande utvärderingsrapporter för de olika typområdena.

5.3.2 Rekognosering för val av typområde

Valet av typområde bestäms främst av följande faktorer:

- Topografi
- Avstånd mellan större sprickzoner

- Frekvens av mindre sprickzoner och småsprickor
- Bergarter, inkl deras utsträckning
- Struktur hos bergmassan mellan sprickzoner
- Förekomst av malmineraliseringar
- Grundvattenkapacitet i bergborrade brunnar

I områden med flack mark- och berggrundstopografi är variationerna i grundvattentryck små, vilket innebär att drivkraften för grundvattenrörelser är liten.

Avståndet mellan större sprickzoner skall vara stort och bergmassan däremellan skall uppvisa låg sprickfrekvens. Förekommande bergarter och deras utsträckning samt bergmassans struktur är av betydelse för områdets lämplighet. Homogena bergartsförhållanden eftersträvas.

Förekomst av brytvärda mineral inom ett typområde gör det olämpligt för ett slutförvar.

Grundvattenkapaciteten i bergborrade brunnar i den aktuella regionen bör vara låg vilket indikerar låg vattengenomsläpplighet.

Andra faktorer som också påverkar valet av typområden är tidigare erfarenheter från geologiskt likartade områden, markägarförhållanden, tillgång till vägar samt befolkningsstruktur.

Efter en sammanvägd bedömning och jämförelse mellan ett större antal översiktligt utvalda områden väljs ett mindre antal ut för rekognoserande geologiska och geofysiska studier. Resultaten härav läggs sedan till grund för beslut om ett s k rekognoseringsborrhål i de mest intressanta områdena för att man skall få en uppfattning om berggrundens karaktär mot djupet. En utvärdering görs därefter av all framtagen information för att avgöra om ett visst område är tillräckligt intressant för att undersökningsprogrammet skall fullföljas.

5.3.3 Undersökningar från markytan

I ett utvalt typområde görs detaljerade ytundersökningar inom ca 4-5 kvadratkilometer. Ytundersökningarna inom typområdena syftar till att kartlägga bergartssammansättning samt förekomst av sprickzoner och sprickor i berggrundens ytliga delar. Inom en större region omkring typområdet görs samtidigt översiktliga geologiska och tektoniska studier.

Programmet inleds med en detaljerad kartering av förekommande bergarter samt flygbilds- och markstudier av sprickzoner och sprickor. Samtidigt utförs geofysiska markmätningar för att få en uppfattning av berggrundens sammansättning på större djup

samt för att få information om sprickzoner under jordtäckta partier. De geofysiska markmätningarna omfattar:

- Bestämning av berggrundens elektriska motstånd med geoelektriska och elektromagnetiska metoder. Sprickzoner liksom flera malmineral är elektriskt ledande och kan spåras med elektriska metoder.
- Bestämning av berggrundens magnetiserbarhet genom mätningar av variationer av det jordmagnetiska fältet. Olika bergarter har vanligen olika innehåll av magnetiska mineral och genom magnetiska metoder kan bergartsförändringar spåras från markytan.
- Bestämning av berggrundens innehåll av metalliska mineral genom mätning av inducerad polarisation - en elektrisk metod med vars hjälp partier av berggrunden som innehåller sulfidmineral och grafit kan lokaliseras.
- Bestämning av områden i berggrunden med hög sprickighet, förekomst av sprickzoner eller andra svaghetszoner med seismiska mätningar. Vid seismiska mätningar studeras hastigheten med vilken en tryckvåg från en liten sprängladdning breder ut sig. En låg hastighet indikerar uppsprucket berg, medan en hög hastighet visar på berg med en låg andel sprickor.

Ytundersökningarna ger en uppfattning om berggrundens sammansättning och sprickighet i de ytliga delarna samt förekomst och läge av sprickzoner liksom deras karaktär och orientering.

5.3.4 Undersökningar i borrhål

Resultaten från ytundersökningarna läggs till grund för ett borrhåsprogram med korta hål (<250 m) för att studera förändringar av bergartssammansättning samt bedömda sprickzoners karaktär och orientering. Den teknik som använts för dessa borrhål är vanligen hammarborrning Ø110 mm, samma teknik som används vid bergborrade brunnar. Under borrhåningen registreras borrsjunkningen samt inströmmande grundvatten. En oregelbunden och snabb borrsjunkning indikerar förekomst av sprickzoner. Förekommande sprickzoner registreras även genom elektriska mätningar. Olika bergarter lokaliseras genom mätning av berggrundens naturliga radioaktivitet i borrhålen. I allmänhet har ca 10-30 korta hål borrhålls inom varje typområde.

Djupundersökningarna, som utförs i kärnborrhål Ø56 mm, syftar till att karaktärisera bergets djupare delar ur geologisk och hydrologisk synvinkel. Speciell vikt läggs vid sprickzonernas karaktär, sprickmineral och grundvattenföring samt grundvattnets kemi på stort djup.

Placeringen och riktningen av kärnborrhålen baseras på resultaten av ytundersökningarna och observationerna i de kortare hammar-

borrhålen. Hålen borrar ner till ca 600 meters vertikalt djup och är vanligen lutande ca 60 grader från horisontalplanet och blir då ca 700 meter långa. Kärnborrhålen har i de flesta fall riktats mot sprickzoner som observerats på markytan och i hammarborrhålen för att penetrera dessa på ett djup av 300 - 500 meter. I några fall har de riktats mot förmodade bergartsgränser och i några fall mot områden där ytundersökningarna har givit svårtolkade resultat. Antalet kärnborrhål som behövs för att ge nödvändig information är beroende av områdets geologiska karaktär. Mellan 5-15 djupa hål har borrats inom varje typområde.

Borrkärnorna karteras med avseende på bergartstyp, malmineral, sprickfrekvens och sprickmineral. Geofysiska mätningar görs i borrhålen för att komplettera den geologiska-tektoniska bilden över området. Genom olika hydrauliska mätningar i borrhålen bestäms berggrundens och sprickzonernas vattenförande egenskaper. Grundvattenprover tas från varierande djup i kärnborrhålen för vattenkemiska analyser.

Djupundersökningarna ger information om berggrundens sammansättning, förekomst och karaktär hos sprickzoner och sprickor samt kemiska förhållanden ner till ca 600 m djup. Genom hydrauliska tester erhålls data om bergets och sprickzonernas förmåga att föra grundvatten.

5.3.5 Utvärdering och modellarbeten

Utvärderings- och modellarbetena består i att bearbeta det insamlade materialet och sammanställa resultaten till en beskrivande modell över bergets olika vattenförande enheter. Denna modell ligger sedan till grund för numeriska modellberäkningar av grundvattenomsättning, transporttider samt transportvägar för grundvattnet från ett tänkt förvar upp till biosfären. Hithörande frågor behandlas närmare i kapitel 6.

5.4 **UNDERSÖKNINGSMETODER**

Nedan beskrivs översiktligt de viktigaste metoderna som används i typområdesundersökningarna. Metodernas användningsområden framgår också av tabell 5-1. En mer detaljerad beskrivning av tillämpade metoder ges i /5-8/.

5.4.1 Metoder för att belysa sprickzoners egenskaper

Sprickzoner karaktäriseras av en högre frekvens av sprickor än omgivande berg. Berget i och omkring sprickzoner har vanligen kemiskt omvandlats genom inverkan av främst grundvattnet och olika sprickmineral har bildats.

Tabell 5-1. Fältundersökningar enligt standardprogrammet

UNDERSÖKNINGSFAS	UNDERSÖKNINGSMETODIK	FÖRVÄNTADE RESULTAT
1. REKOGNOSERING FÖR <u>VAL AV TYPOMRÅDE</u>		
A GEOLOGI	Kartmaterial och litteratur insamlas. Studier av geologiska topografiska och flygbildskartor genomförs.	Information om topografi, blottningsgrad, sprickzoner och bergplintar.
B HYDROLOGI	Brunnsdata studeras.	Ger en uppfattning om olika områdets vattenkapacitet.
C GEOFYSIK GEOLOGI	Genomgång av tillgänglig flyggeofysik, geologisk besiktning på platsen samt mätning av enstaka geofysiska profiler på markytan.	Information om områdets tektonik, sprickzoners läge, bergartssammansättning och jordtäckning.
D BORRNING	Borrning i st \varnothing 56mm kärnborrhål till 800 m.	Kontroll av bergbeskaffenhet mot djupet.
2. <u>UNDERSÖKNING FRÅN MARKYTAN</u>		
E GEOLOGI	Hällkartering och kartering av områdets tektonik.	Information om berggrundens sammansättning, sprickor, sprickfrekvens och sprickzoners orientering.
F GEOFYSIK	Geofysiska mätningar från markytan såsom magnetometer, slingram, IP-instrument och seismik.	Ger en bild av sprickmönster, geologisk struktur samt mineraliseringar.
3. <u>UNDERSÖKNINGAR I BORRHÅL</u>		
G BORRNING	Hammarbörning djup <200 m kärnbörning djup 500-700 m.	Ger information om sprickzoners lutning och vidd mot djupet. Kartlägger bergartsgränser.
H BORRKÄRNEKARTERING	Geologisk, tektonisk samt sprickmineralisering av kärnan.	Ger en detaljerad bild av bergartsfördelning och sprickfrekvens samt fördelning av sprickmineral.
I MAMMUTPUMPNING	Kvävgaspumpning för rengöring av borrhålen.	Rensning av borrhax och spolvatten.
J BORRHÅLSGEOFYSIK	Krökningsmätning, gamma, punkt-resistans, resistivitet, självpotential, temperatur, salinitet, inducerad polarisation.	Kartlägger berggrundens beskaffenhet, sammansättning och sprickors förekomst och karaktär. Ger en uppfattning om grundvattnets salthalt och naturliga strömning i borrhålen.
K HYDRAULISKA UNDER-SÖKNINGAR	Vatteninpressningsförsök mellan manschetter, uppmätning av tryckgradienter på olika nivåer (piezometriska mätningar), interferenstester.	Ger mått på berggrundens hydrauliska konduktivitet och tryckförhållanden samt dessa egenskapers variation med djupet.
L VATTENPROVTAGNING	Pumpning av grundvatten ur avgränsade sektioner i borrhål.	Kemiska data på grundvattnet.

Kärnborrhål genom sprickzoner ger data om zonernas bredd och grad av uppsprickning. Studier av sprickmineral ger en uppfattning om sprickzoners ålder och förmåga att fördröja transporten av radioaktiva ämnen (sorption). Sprickzoner har i förhållande till omgivande berg en högre elektrisk ledningsförmåga på grund av ökad porositet och omvandling. Vid elektriska mätningar i borrhålen eller från markytan utnyttjas dessa egenskaper för att lokalisera zonerna.

Information om sprickzoners vattenförande egenskaper erhålles genom hydrauliska och geofysiska mätningar. De viktigaste mätningarna utgörs av vatteninjektionstester i borrhål. Metoden, som är densamma både för sprickzoner och för den övriga bergmassan, beskrivs närmare i avsnitt 5.4.2 samt i kapitel 6.

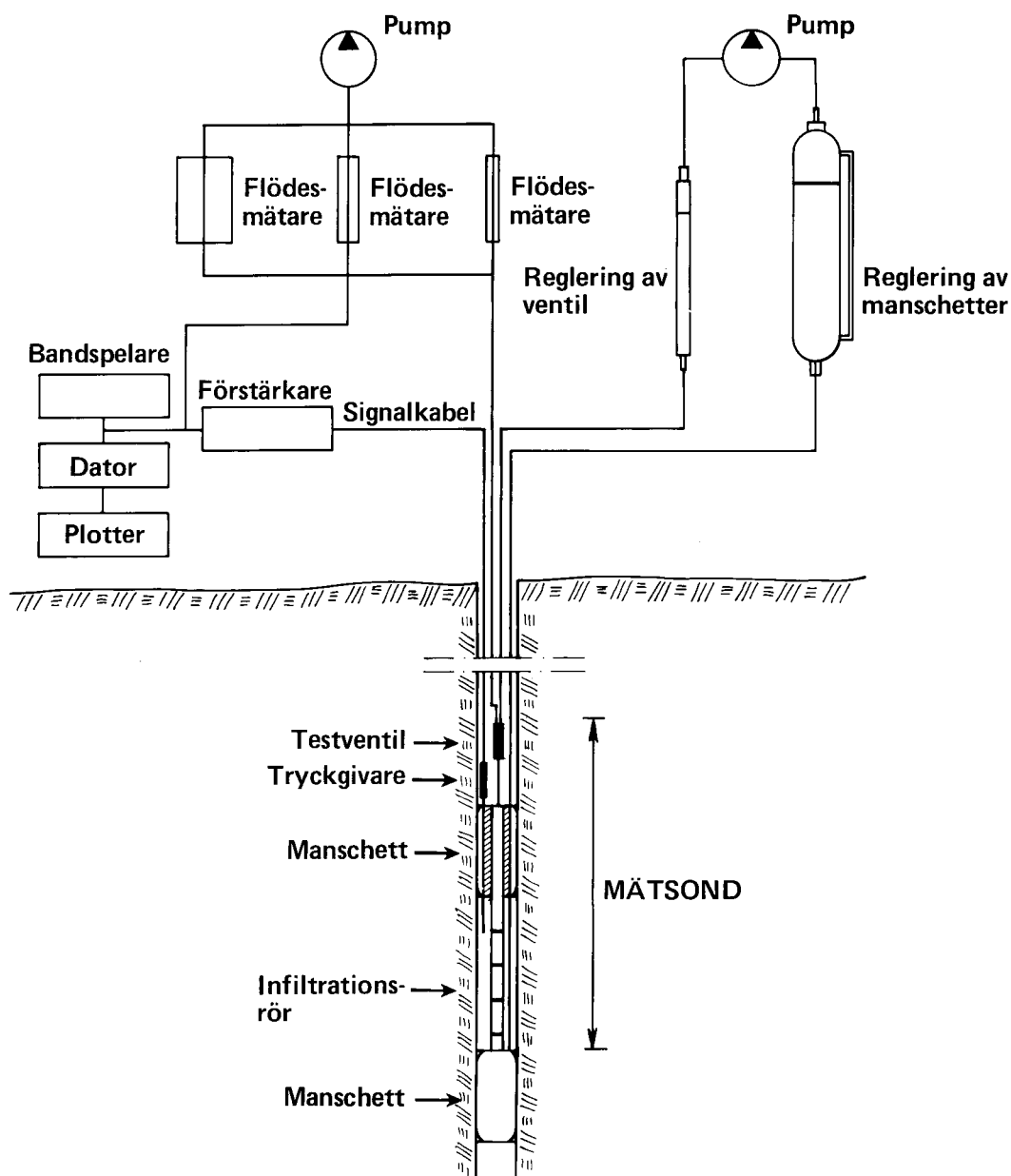
Informationen från vatteninjektionstesterna är begränsad till borrhålets omedelbara omgivning. För att få data om sprickzoners vattenförande egenskaper över längre avstånd används sk interferenstester. Vid dessa pumpas vatten kontinuerligt ur ett borrhål samtidigt som grundvattentryckets förändring registreras i närliggande borrhål. Dessa tester har hittills av praktiska skäl varit begränsade till djup mellan 100 och 200 m.

Även geofysiska borrhålmätningar ger värdefull information om grundvattenströmningen. Här är det främst temperaturmätningar som visar var vattnet naturligt strömmar in och ut i borrhålen.

5.4.2 Metoder för att belysa bergmassans egenskaper

Olika bergarters utbredning och sprickfrekvens inom ett typområde karteras geologiskt från markytan och från de borrhålen, som tas upp från de djupa kärnborrhålen. Dessa egenskaper belyses också av geofysiska mark- och borrhålmätningar. Således påvisar magnetiska mätningar från markytan förekomst och orientering av diabasgångar. Strålningsmätningar i borrhål används för att urskilja olika granittyper. Resistivitetsmätningar från markytan och i borrhål urskiljer områden med olika grad av sprickighet. Analyser och mätningar av borrhålneprover ger information om bergets kemiska sammansättning och fysikaliska egenskaper som densitet, porositet, värmeledningstal m m.

Vatteninjektionstester i bergmassan utanför sprickzonerna utförs för att få information om berggrundens hydrauliska konduktivitet (vattengenomsläpplighet) och dess variation med djupet och i olika bergarter. Vatteninjektionstesterna består i att man under övertryck pressar in vatten i avgränsade sektioner i kärnborrhålen. Avgränsningen erhålles genom att gummimanschetter expanderas mot borrhålens väggar, se fig 5-2. Normalt utförs mätningar i 25 m långa sektioner. Mätningar i 2-10 meters sektioner har dessutom utförts i partier av speciellt intresse eller där resultaten från 25 m-mätningarna gett anledning till kontroll. I vissa fall har enkelmanschettmätningar utförts i korta borrhål

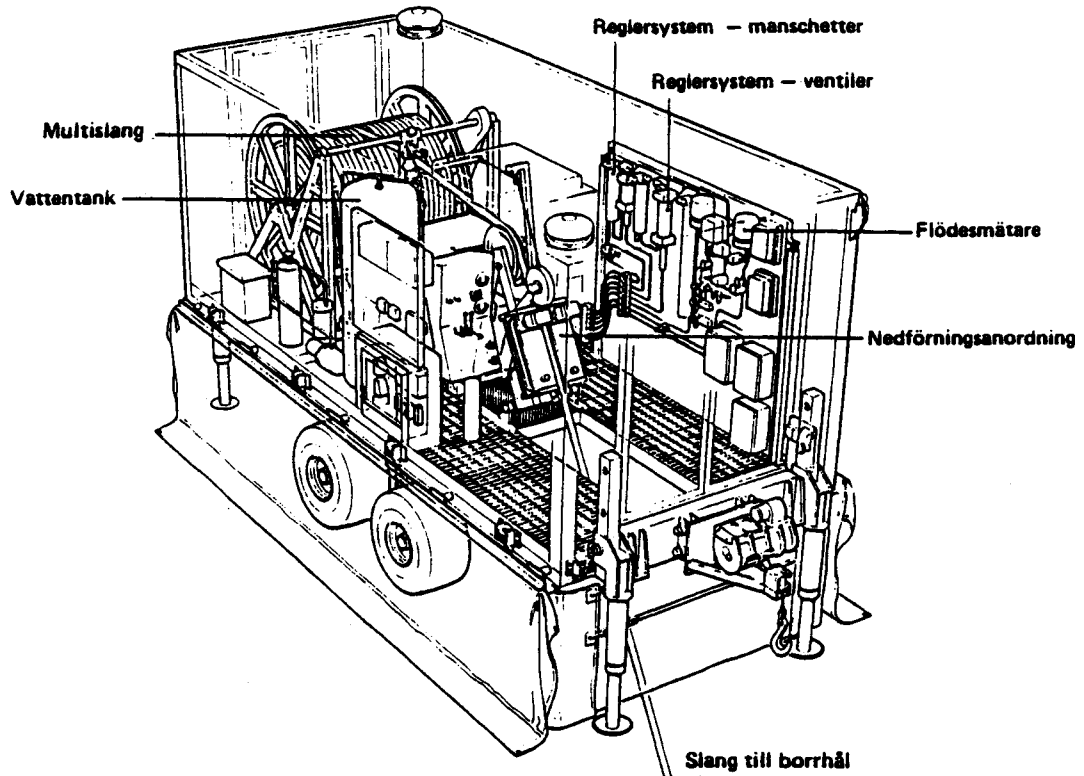


Figur 5-2. Principskiss över vatteninjektionstest med dubbla manschetter och med multislangustrustning.

eller som kontrollmätningar i längre borrhål. Mätsektionen utgöres då av avståndet mellan manschett och hålets botten.

Två olika typer av mätutrustning har använts vid vatteninjektionstesterna - rörgångsutrustning respektive en nyutvecklad s k multislangustrustning /5-9/. Vid mätning med rörgångsutrustningen sänks manschetter, tryckgivare och manöverledningar ned till önskat djup med hjälp av ihopskruvade rörlängder. Vid mätning med multislangustrustningen sänks utrustningen ned med en slang innehållande samtliga manöver- och mätledningar, se figur 5-3.

I anslutning till vatteninjektionstesterna görs även mätningar av det naturliga grundvattentryck som förekommer på olika nivåer i bergborrhålen (piezometri). Dessutom registreras variationer i grundvattentrycket under längre perioder i vissa borrhål. Härvid



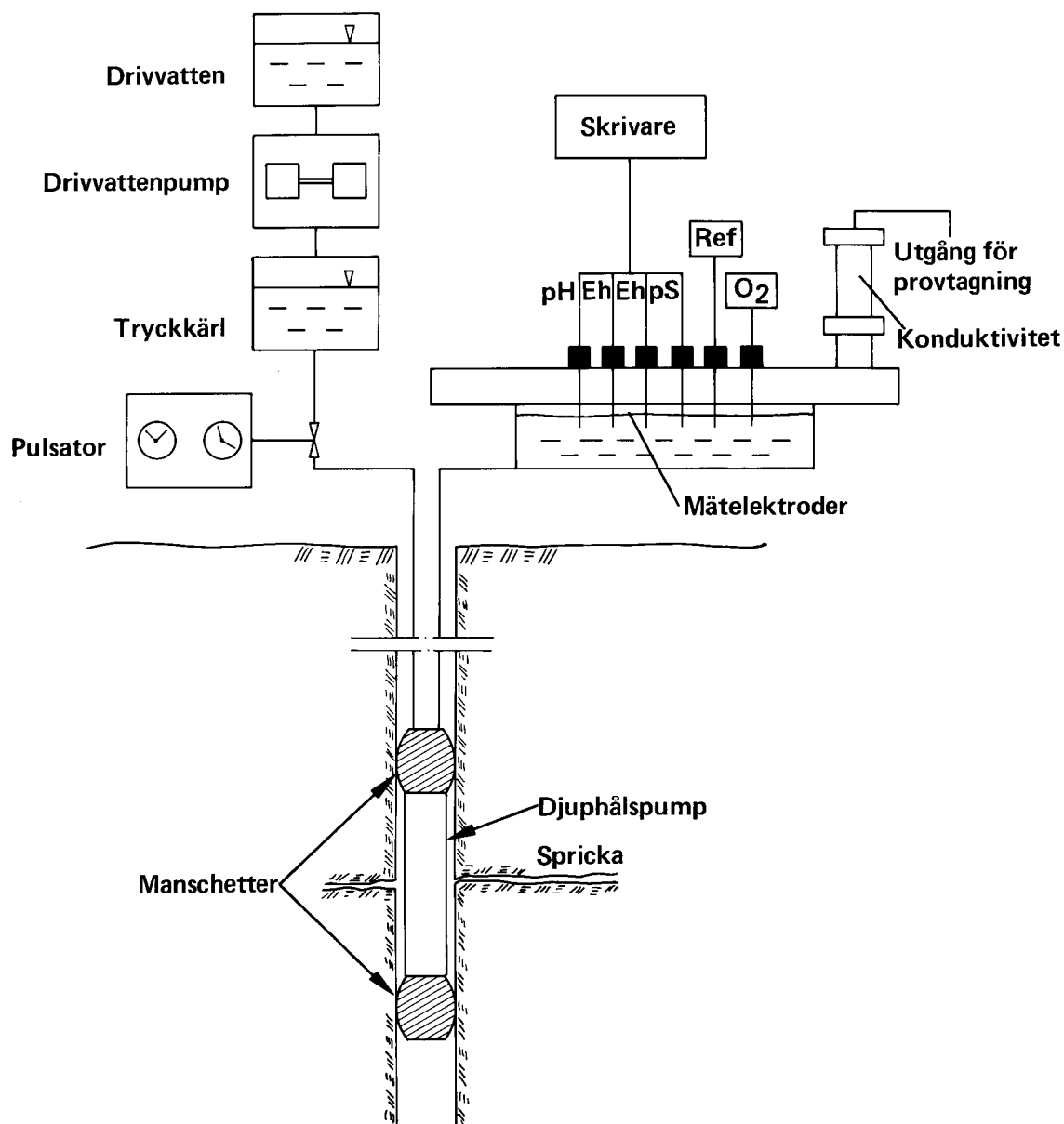
Figur 5-3. Multislangutrustning för vatteninjektionstester.

används ett manschettarrangemang, i likhet med figur 5-2, med vilket man kan avgränsa upp till 5 sektioner på olika djup i ett borrhål. Med kännedom om de piezometriska förhållandena kan avsnitt i borrhålen med in- resp utströmning av grundvatten registreras.

5.4.3 Metoder för att belysa grundvattnets kemiska egenskaper

För att bestämma grundvattnets kemiska egenskaper och deras variationer har vattenprover tagits från olika sektioner i de djupa kärnborrhålen som avgränsats med manschetter, figur 5-4. Vissa bestämningar, såsom Eh och pH har gjorts i fält, medan övriga prover analyserats på olika laboratorier. Analysernas omfattning framgår av tabell 5-2.

Vattenprovtagning har som regel utförts i två djupa hål inom varje typområde och på fyra nivåer mellan ca 100 och 650 m djup i varje borrhål. Hålen inom varje område har valts så att det ena kan förväntas representera ett inströmningsområde för grundvattnet och det andra ett utströmningsområde. Långa provtagnings-tider belyser lokala variationer i grundvattenkemin. I vissa sektioner har vattentillgången varit otillräcklig för provtagning



Figur 5-4. Principskiss över metodiken vid vattenprovtagning i djupa borrhål.

på avsedd nivå, varvid provtagningssektionen har fått anpassas till förekommande vattenförande sprickor.

För att analysvärdena inte skall påverkas av föroreningar, som kan ha tillförts borrhålet från ytan, rensas dessa före provtagningen genom upprepad s k mammutpumpning, som innebär att vatten i borrhålet blåses ut med kvävgas under högt tryck. Spolvattnet vid borrhållningen har dessutom märkts med ett spårämne (jod) för att man skall få en kontroll på eventuell förorening av vattenproverna. Ytterligare en indikation på eventuellt ytvatten fås från tritiumanalysen.

För vattenprovtagningen, provernas förvaring, emballage och transporter gäller särskilda föreskrifter anpassade för typområdena i syfte att förhindra förorening eller förändringar under tiden fram till analystillfället.

Tabell 5-2. Provtagning och analys av grundvatten från vattenförande nivåer ned till ca 600 m.

Fältanalyser - görs kontinuerligt på det uppumpade vattnet

pH	Sulfid
Eh	Syre
Konduktivitet	

Laboratorieanalyser av vattnets sammansättning -
5 prov per nivå och vid olika tider

Alkalinitet (totala karbonat- halten)	Natrium Kalium
Sulfat	Kalcium
Sulfid	Magnesium
Fosfat	Järn(II)
Fluorid	Järn (totalhalt)
Klorid	Mangan
Jodid (tillsatt spolvattnet som spårämne)	Kisel (SiO ₂) Turbiditet
Nitrit	TOC (totala halten organiskt kol)
Nitrat	
Ammonium	

Speciell provtagning - 1-3 prov per nivå och vid olika tider

Aluminium	Radon
Strontium	Helium
Uran	³ H, ² H och ¹⁸ O i vatten
Thorium	
Radium	¹⁴ C och ¹³ C i karbonat Fulvo- och humussyror

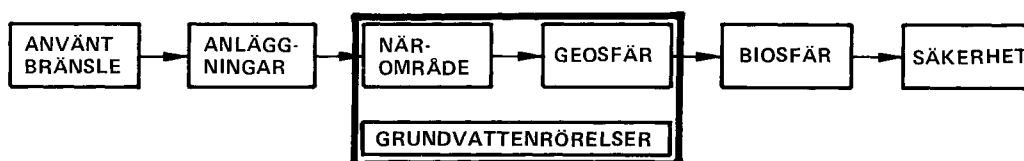
5.5 DATABEHANDLING OCH REDOVISNING

Erhållna data bearbetas preliminärt i fält samtidigt som de rapporteras för central lagring och slutlig bearbetning. Varannan månad görs en översiktlig sammanställning som läggs till grund för eventuell modifiering av det fortsatta programmet.

Geologisk och hydrologisk totalbedömning av ett typområde samt sammanställning av grundvattenkemiska data lämnas i sammanfattande utvärderingsrapporter. Där redovisas även de data som har betydelse för en beskrivande modell över tektoniska zoner, geologi och grundvattenförhållanden /5-1, 5-2, 5-3, 5-4/.

Platsspecifika data från de olika typområdena redovisas i kapitel 18.

6 BERGETS GRUNDVATTENRÖRELSER



Detta kapitel behandlar grundvattnets rörelser i berggrunden och dess spricksystem. Grundläggande egenskaper för berggrundens vattenförande förmåga diskuteras liksom de parametrar och samband som beskriver grundvattenrörelserna. Den matematiska beräkningsmodell som simulerar grundvattenströmningen presenteras. Resultaten från hydrogeologiska modellberäkningar för de olika undersökningsområdena återfinns i kapitel 18.

6.1 BERGGRUNDEN SOM VATTENLEDANDE MEDIUM

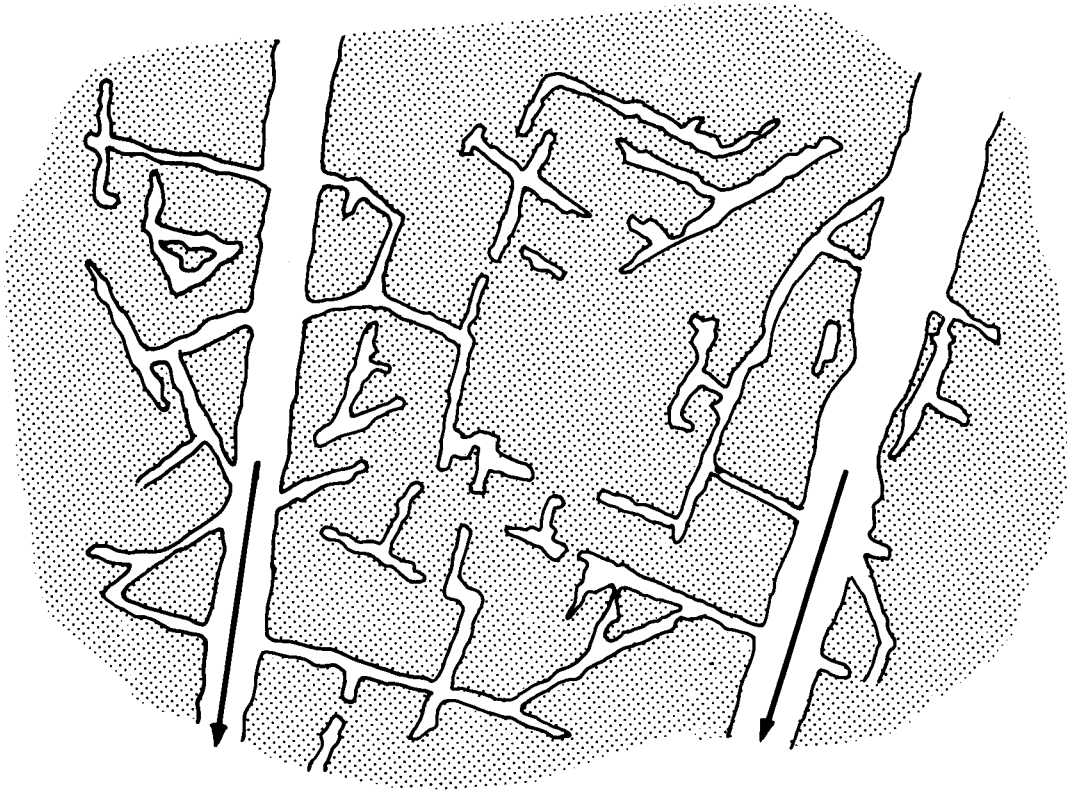
6.1.1 Darcy's lag

Grundvattnets förekomst och rörelse i berggrunden är beroende av förekommande spricksystem. En berggrund med hög andel sprickor kan innehålla mycket grundvatten, men för att detta vatten också skall vara rörligt fordras att sprickorna står i förbindelse med varandra. Hastigheten med vilket vatten rör sig i sprickorna beror på spricksystemens vattengenomsläpplighet och skillnader i grundvattentryck.

Sprickor i berggrunden har ojämna väggar och varierande öppningar. Sprickväggarna är i kontakt med varandra i ett flertal punkter eller ytor. Grundvattenströmningen begränsas härvid till de öppna delarna av sprickorna, s k kanalbildning.

De individuella sprickornas vidd avtar generellt med djupet på grund av ökad belastning över sprickorna. Detta innebär dels att den vattenförande delen av varje spricka minskar, dels att möjligheten till hydraulisk kontakt mellan olika sprickor minskar.

I kristallin berggrund, som i ett storskaligt mönster kan betraktas som ett poröst medium, är grundvattenflödet laminärt. Detta innebär att dess hastighet är proportionell mot tryckgradienten.



Figur 6-1. Schematisk bild av olika sprickor och deras geometriska förhållanden i en bergmassa. Med pilar markeras de sprickor som utgör den kinematiska porositeten och genom vilka vattenströmning äger rum. Mindre sprickor kopplade till dessa utgör diffusionsporositeten medan övriga sprickor bildar residualporositeten.

Grundvattenströmningen kan då beskrivas med Darcy's lag /6-1/:

$$q = Ki \quad (6.1)$$

som ger sambandet mellan flödet (q) genom en enhetsyta av materialet och den föreliggande vattentrycksgradienten (i). Koefficienten (K) benämns materialets vattengenomsläpplighet eller i detta fall, bergets hydrauliska konduktivitet. Darcy's lag är den grundläggande ekvation som använts i de hydrogeologiska modellberäkningarna för varje typområde.

6.1.2 Vattenförande del av berggrunden

Den andel av berget, som inte upptas av mineralkorn eller annan fast materia benämns porositet. Av denna porositet är endast en mindre del vattenledande. Den vattenledande delen benämns kinematisk porositet eller flödesporositet och består av de sprickor som dels är tillräckligt öppna för att vatten skall kunna strömma genom dem, dels har en öppen förbindelse med varandra enligt den schematiska skissen i figur 6-1.

Enligt /6-2/ kan berggrundens porositet indelas i tre delar:

$$\varepsilon_t = \varepsilon_f + \varepsilon_p + \varepsilon_r \quad (6.2)$$

där ε_t = total porositet
 ε_f = kinematisk porositet
 ε_p = diffusionsporositet
 ε_r = residualporositet

Den totala porositeten kan beräknas ur densitetsmätningar. Realistiska värden på berggrundens kinematiska porositet har endast erhållits från fältförsök, där grundvattnets flödes hastighet under kontrollerade förhållanden undersökts med lämpligt valda spårämnen. Summan av kinematiska porositeten och diffusionsporositeten mäts genom att den sammanhängande porvolymen i provkroppar fylls med vätska efter uttorkning i vakuum. Den kan också uppskattas med hjälp av bestämningar av bergets elektriska ledningsförmåga efter kalibrering mot vätskemättnadsförsök /6-3/.

Med kännedom om ovan nämnda porositeter kan den residuala porositeten bestämmas. Denna utgör vanligen den största delen av den totala porositeten i urberget.

Vid transport av lösta ämnen med det strömmande grundvattnet, utnyttjas bergets kinematiska porositet. Dessutom kan transport av lösta ämnen ske genom diffusion, som utnyttjar både den kinematiska porositeten och diffusionsporositeten. Denna transport beror på koncentrationsskillnader och är oberoende av grundvattenströmningen.

Storleken av den uppmätta kinematiska porositeten varierar och beror av var i berggrunden mätningen utförts. I en sprickzon är den kinematiska porositeten högre än i en bergmassa med liten sprickighet. Mätvärden mellan 0,013 - 0,5% har uppmätts /6-4/ - /6-9/. Berggrundens porositeter behandlas även i kapitel 14.

6.1.3 Sprickfrekvens

Berggrundens totala sprickfrekvens har bestämts från borrhärlor. Antalet sprickor per m varierar kraftigt. I väldefinierade zoner längs vilka rörelser och större spänningsavlastningar i berggrunden ägt rum, tektoniska zoner, är uppsprickningen ibland så stor att antalet sprickor ej kan bestämmas. I vissa fall kan uppsprickningen ha gått så långt att berget i zonen är nedkrossad till fragment. Zonen benämns då krosszon.

Även i berggrunden mellan väldefinierade tektoniska zoner, bergmassan, varierar sprickigheten. Vanligen är sprickfrekvensen högre i anslutning till de tektoniska zonerna.

Endast en viss del av alla sprickor i bergmassan är hydrauliskt konduktiva och kan hänföras till den kinematiska porositeten. Denna del, den s k hydrauliska sprickfrekvensen, har bestämts genom vatteninpressning i borrhål avgränsade i 2-3 meters-sektioner /6-10/.

Den hydrauliska sprickfrekvensen används i nuklidtransportberäkningarna, kapitel 14. Data om sprickfrekvensen inom typområdena redovisas i kapitel 18.

6.1.4 Hydrauliska enheter

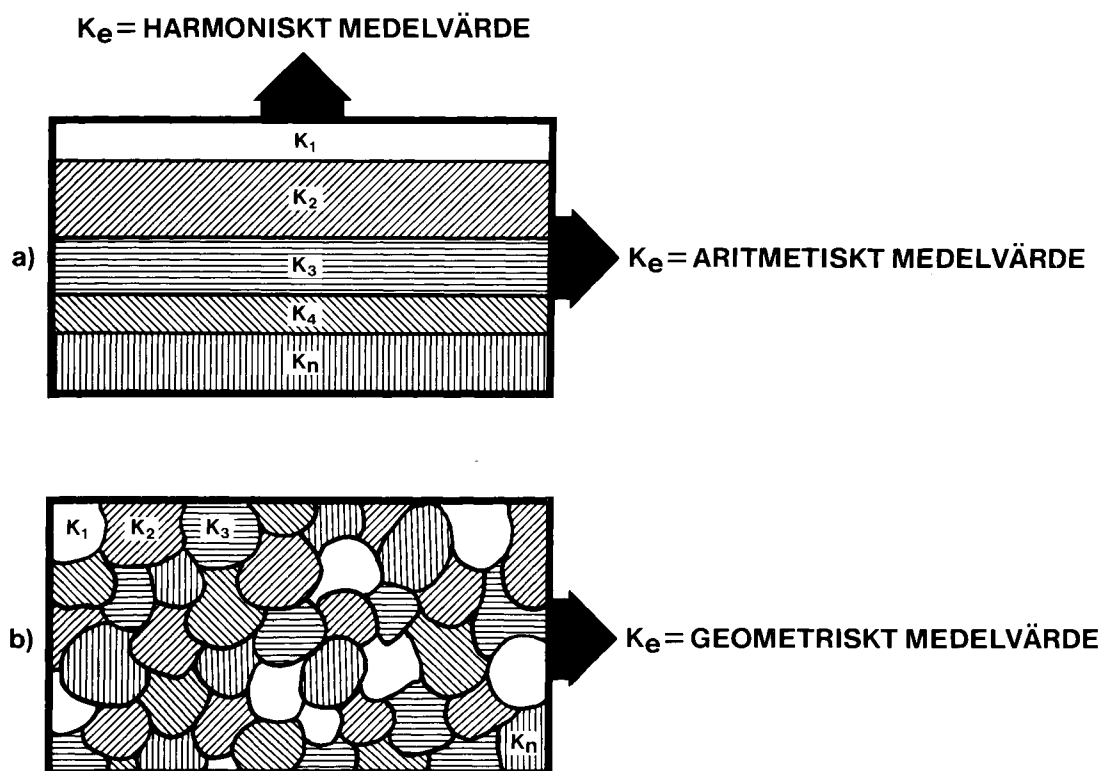
För varje typområde har en beskrivande modell över berggrundens vattenförande enheter upprättats. I modellen har berget indelats i följande enheter:

1. Regionala sprickzoner som har stor utbredning och som avgränsar större bergblock.
2. Lokala sprickzoner av begränsad utbredning bestämda till läge och riktning.
3. Bergmassa, inkluderande normalt förekommande sprickighet och sprickzoner som ej kan hänföras till 1 eller 2.

I berggrunden varierar den hydrauliska konduktiviteten från punkt till punkt och mediet kan i hög grad anses vara heterogent. Man kan skilja mellan storskalig, lokalskalig och mikroskalig variation av konduktiviteten. Med storskalig menas den variation som förekommer mellan de olika hydrauliska enheterna. Den lokalskaliga variationen är variationen inom respektive hydraulisk enhet. Variationer i mikroskala är exempelvis vattengenomsläpplighetens variation längs en spricka eller mellan en spricka och den kristallina delen av berget.

6.1.5 Medelvärdesbildning av den hydrauliska konduktiviteten

För att karakterisera de olika enheternas hydrauliska egenskaper vid modellberäkningar, se avsnitt 6.3, används en effektiv hydraulisk konduktivitet (K_e) baserad på samtliga mätvärden inom respektive enhet. Denna effektiva konduktivitet utgör ett medelvärde av uppmätta individuella konduktiviteter. Varje enskilt mätvärde representerar i sig en begränsad del av en hydraulisk enhet. Dessa delars inbördes relationer är avgörande för val av medelvärdesbildning. Fig 6-2 illustrerar olika relationer mellan konduktiva delar av berggrunden. I fall (a) representerar varje mätvärde skikt i berggrunden med i stort sett oändlig utsträckning. Vid grundvattenströmning parallellt resp vinkelrätt mot skikten beskrivs den effektiva hydrauliska konduktiviteten av det aritmetiska resp det harmoniska medelvärdet.

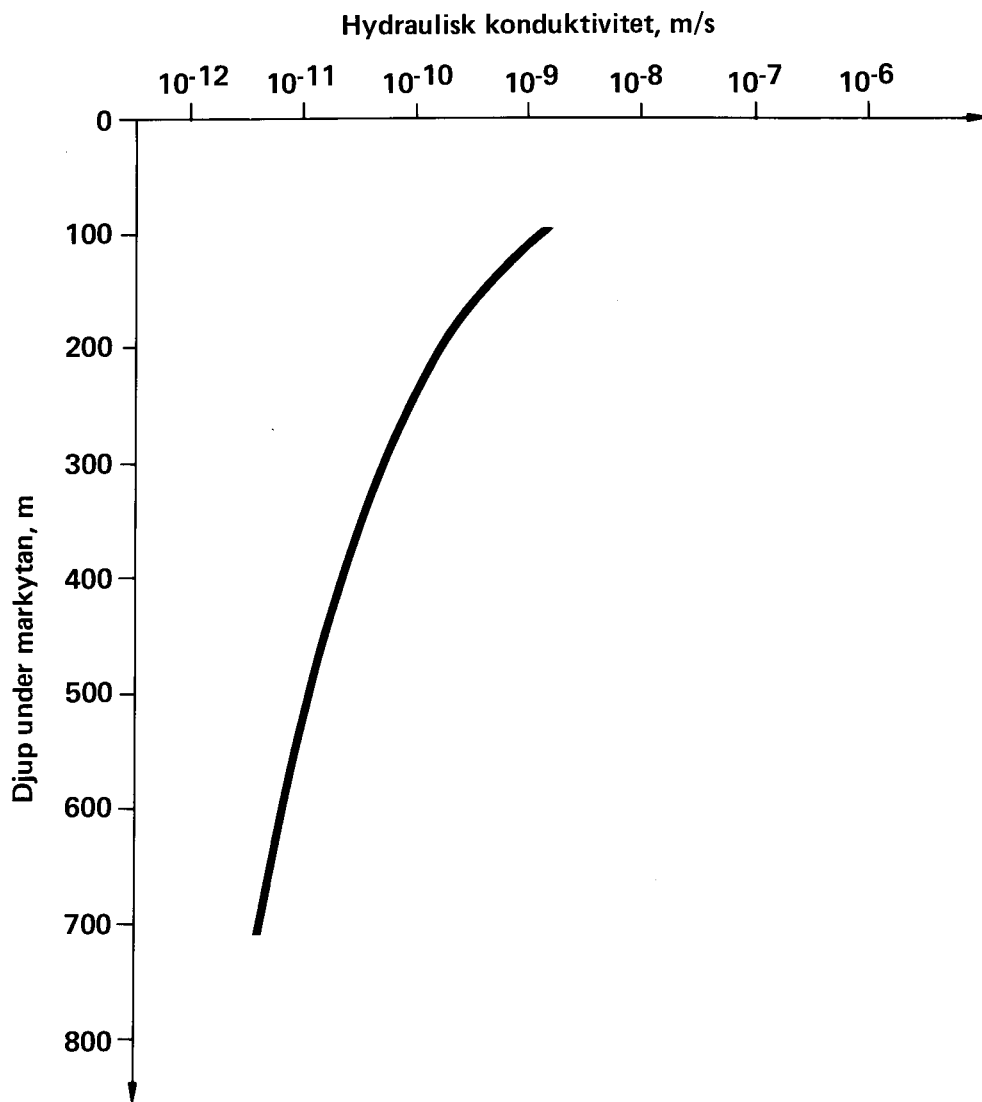


Figur 6-2. Olika medelvärdesbildningar vid beräkning av den effektiva hydrauliska konduktiviteten (K_e). Pilarna markerar grundvattenströmningens riktning.

De hydrauliska konduktivitetsvärdena har en slumpvis fördelning inom de olika hydrauliska enheterna. Fördelningen kan betraktas som logaritmiskt normalfördelad /6-11, 6-12/. Fig 6-2b illustrerar en slumpvis utspridning av de olika hydrauliska konduktiviteterna. En effektiv hydraulisk konduktivitet representeras i detta fall av en geometrisk medelvärdesbildning med hänsyn också till om strömningen är två- eller tredimensionell /6-13, 6-14/.

I sprickzonerna varierar den hydrauliska konduktiviteten från punkt till punkt. Sprickzoner som hydrauliska enheter utgör skikt med förhöjd hydraulisk konduktivitet som skär igenom bergmassan. Inom sprickzonerna representerar dock varje uppmätt värde en begränsad del av sprickzonen med en slumpvis utspridning. En effektiv hydraulisk konduktivitet för sprickzonerna representeras således av ett geometriskt medelvärde där grundvattenströmningen anses vara tvådimensionell.

I resterande del av berggrunden har de mindre sprickor som normalt förekommer ej visat sig utgöra kontinuerliga skikt. Även här representerar varje uppmätt värde en begränsad del av bergmassan och med en slumpvis utspridning. Liksom för sprickzonerna ger därför en geometrisk medelvärdesbildning av uppmätta data det mest realistiska värdet på bergmassans effektiva hydrauliska konduktivitet.



Figur 6-3. Den effektiva hydrauliska konduktivitetens variation med djupet i bergmassan i Kamlunge. Sambandet är baserat på geometrisk medelvärdesbildning av uppmätta data /6-18/.

Den hydrauliska konduktiviteten i såväl sprickzoner som i bergmassa minskar med djupet under markytan. Minskningen beror i huvudsak på den ökade bergspänningen, som medför att befintliga sprickors öppningar reduceras /6-15, 6-16, 6-17/. Sambandet mellan uppmätta K-värden och djupet ges av /6-10/:

$$K_e = a \cdot z^{-b} \quad (6.3)$$

Där K_e = den effektiva hydrauliska konduktiviteten

z = vertikalt djup under markytan ($z > 100$ m)

a och b = konstanter som karakteriserar resp hydraulisk enhet och typområde.

Fig 6-3 visar sambandet mellan effektiv hydraulisk konduktivitet och djup för bergmassan i Kamlunge.

Mätgränsen för de hydrauliska testerna, se avsnitt 6.2.1, påverkar beräkningen av såväl den effektiva hydrauliska konduktiviteten som djupberoendet. Mätvärden motsvarande mätgränsen har givits mätgränsens värde. Medelvärdesberäkningarna ger därför högre värden på effektiv hydraulisk konduktivitet än vad som motsvarar de naturliga förhållandena.

6.1.6 Hydraulisk gradient

Grundvattnets strömning bestäms dels av den hydrauliska konduktiviteten dels av skillnader i vattentryck. Dessa skillnader i vattentryck, den hydrauliska gradienten, är beroende av berggrundens topografi och konduktivitet samt grundvattenbildningen. Vid grundvattenytan är den hydrauliska gradienten lika med grundvattenytans lutning.

Det humida svenska klimatet tillsammans med berggrundens låga hydrauliska konduktivitet innebär att grundvattenytan i hög grad följer topografiska nivåvariationer. Utbredda formationer med hög hydraulisk konduktivitet ger en utjämning av den topografiskt betingade grundvattenytan. Som exempel kan nämnas grusåsar och vissa permeabla sandstenar, men även större sprickzoner i urberg kan ha denna utjämnande verkan. Skillnader i grundvattenytans läge ger upphov till hydrauliska gradienter, vilka i sin tur ger upphov till grundvattenströmning.

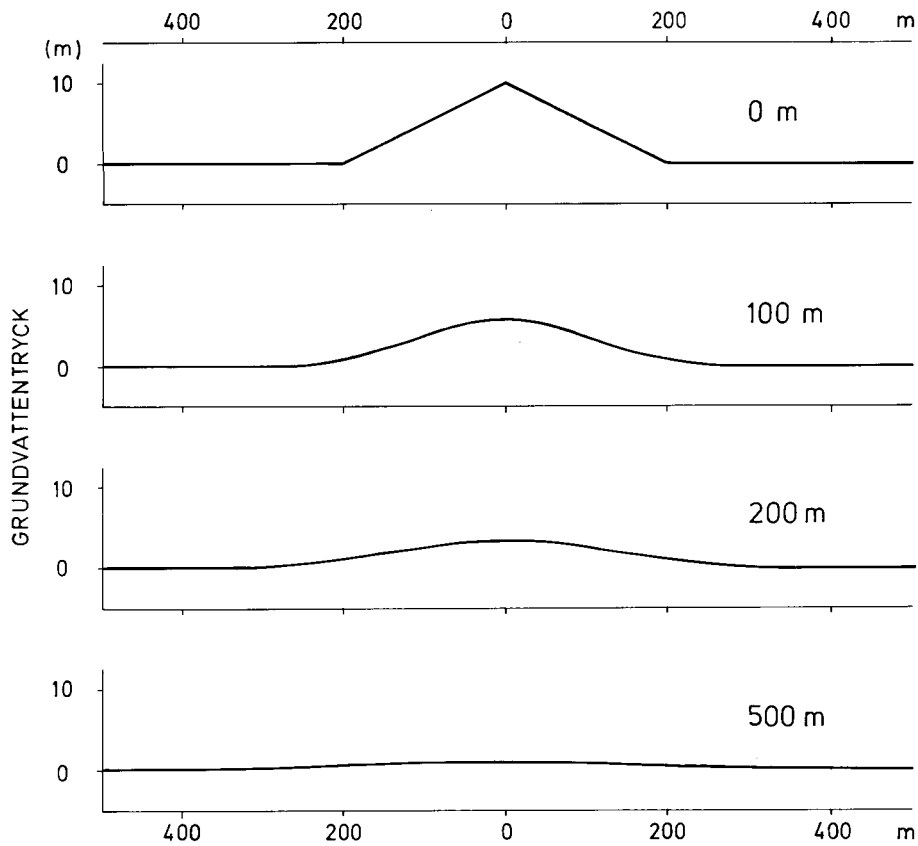
Markytan är den högsta nivå till vilken grundvattnet kan stiga, därefter sker en utströmning och en avrinning i form av ytvatten. Tryckskillnader som skapas av den topografiskt betingade grundvattennivån utjämnas med ökat djup under grundvattenytan, se fig 6-4.

Grundvattenytan och vattentrycket i berggrunden fluktuerar beroende dels på klimatologiska faktorer dels på förändringar av lufttryck och gravitation. Fluktuationerna domineras av klimatologiska faktorer. Skillnaden mellan högsta och lägsta grundvattenstånd är olika i olika typer av grundvattenförande lager. De klimatologiska förhållandena avgör när dessa extremvärden inträffar.

6.2 MÄTMETODER

6.2.1 Hydraulisk konduktivitet

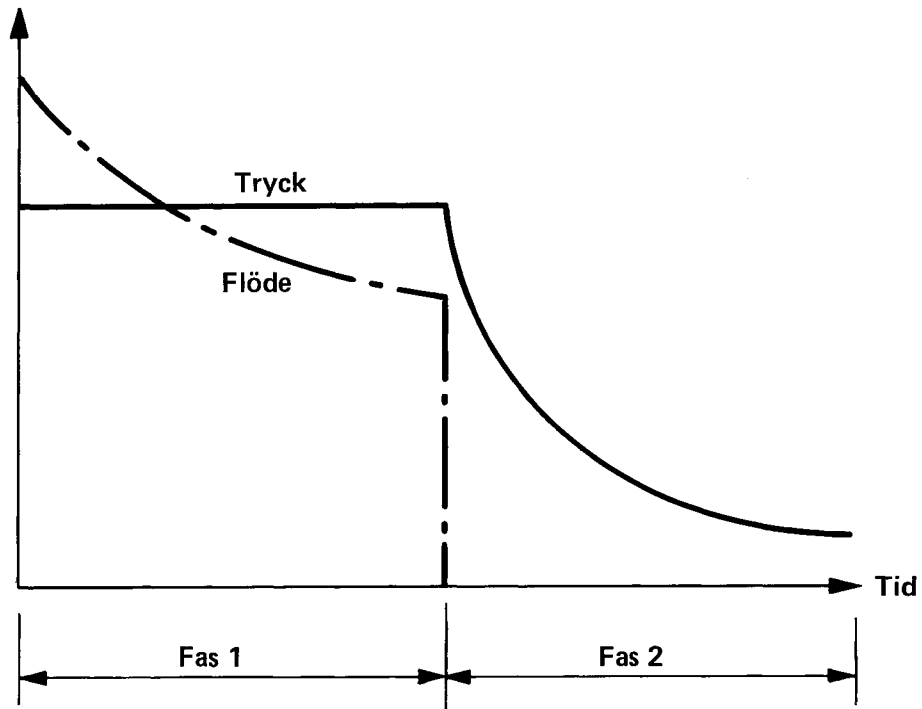
Berggrundens hydrauliska konduktivitet bestäms genom mätningar i borrhål. Därvid injekteras vatten med övertryck i en sektion av ett borrhål avgränsad av manschetter, se fig 5-2. Den hydrauliska konduktiviteten beräknas dels med ledning av hur vattenflödet



Figur 6-4. Grundvattentryckets utjämning med djupet under en cirkulär kulle med 200 meters radie. Största gradient i horisontell led vid markytan är 5 % och på 500 meters djup ca 0,1 % /6-10/.

avtar med tiden efter pålagt vatteninjektionstryck, dels hur vattentrycket avtar med tiden när flödet stoppas, se fig 6-5.

Mätningarna har utförts med två olika utrustningar, /6-19/, se avsnitt 5.4.2. Längden av de testade sektionerna är normalt 25 m. Mätningar i kortare sektioner, 2-10 m, har dessutom utförts för att belysa speciella avsnitt såsom vattenförande sprick- och krosszoner. De flöden och variationer i tryck som varit möjliga att registrera motsvarar en lägsta mätgräns av $2,5 \times 10^{-12}$ m/s för den hydrauliska konduktiviteten vid mätningar i 25-meterssektioner. Vid kortare sektioner ökar mätgränsen så att mätningar i 2-meterssektioner ger en lägsta mätgräns av 1×10^{-11} m/s. Mätgränsen bestäms av möjligheterna till säker registrering av mycket låga vattenflöden.



Figur 6-5. Principiell bild av tryck och flödesvariationer under vatteninjektionstest. Under fas 1 pumpas vatten in i sprickan vid konstant tryck, och under fas 2 registreras hur trycket ändras efter att pumpningen upphört.

De uppmätta värdena ger en hydraulisk konduktivitet som är representativ för området närmast borrhålet. Storleken av detta område varierar och beror bl a på bergets vattengenomsläpplighet. I testsektioner, där konduktiviteten är hög, representerar bestämningarna förhållandena inom ett större område närmast borrhålet än vid låga konduktiviteter. I föreliggande undersökningar med konduktiviteter mellan 10^{-11} och 10^{-7} m/s sträcker sig detta område 0,2 - 60 meter ut från borrhålet /6-10/. Generellt utgör det vattenflöde som injekteras vid ett visst tryck ett direkt mått på den hydrauliska konduktiviteten. Lägre flöden än vad som motsvarar berggrundens genomsläpplighet kan registreras om sprickorna närmast borrhålet påverkats av borrhningen och borrhslam. Före hydraulisk testning renblåses därför hålen med hjälp av kvävgas, s k mammutpumpning. Dessutom beaktas dessa faktorer vid utvärderingen av mätresultaten /6-6/.

I vissa fall har vattengenomsläppligheten bestämts genom att registrera en tryckförändring i borrhål, då injektion eller pumpning av vatten genomförts i ett närliggande hål, s k interferenstester. Mätningarna ger information om den mellanliggande berggrundens egenskaper som ett sammanvägt värde. Avståndet mellan borrhålen varierar mellan 5-250 meter. Mätningarna visar också på förekomst och omfattning av hydrauliska förbindelser mellan borrhålen. Dessa mätningar har utförts i berggrundens övre delar

för att erhålla värden på den hydrauliska konduktiviteten i större sprickzoner och i bergmassans övre del.

Den hydrauliska konduktiviteten i berggrunden varierar kraftigt. I större sprick- och krosszoner samt i den ytuppspruckna delen av berggrunden kan värden överstigande 10^{-6} m/s förekomma, medan i den tätare bergmassan värden understigande 10^{-11} m/s är vanligt förekommande, speciellt i berggrundens djupare delar /6-10/.

6.2.2 Grundvattentryck

Grundvattentrycket i berggrunden inom typområdena har uppmätts med följande metoder:

- Kontinuerlig registrering av grundvattenytans läge i borrhål genom pegelobservationer och lodningar. I borrhålen har manschetter installerats ca 5-10 m under grundvattenytan för att undvika störningar från berggrundens djupare delar.
- Registrering av grundvattentrycket på olika nivåer i borrhål avgränsade med manschetter (piezometri). De sektioner som avgränsats har i första hand varit zoner med hög hydraulisk konduktivitet, exempelvis större kross- eller sprickzoner.
- Beräkningar av grundvattentryck från hydrauliska mätningar. Dessa mätningar har utförts i två faser, se avsnitt 6.2.1. Den testade sektionens naturliga vattentryck, dvs berggrundens vattentryck, har beräknats utgående från resultaten från de båda faserna i fig 6-5 /6-20/.

6.2.3 Grundvattennivåkartor

För varje typområde har grundvattennivåkartor upprättats. Kartorna baseras på topografiska kartor samt mätningar av grundvattenytans läge i borrhål. Grundvattennivåkartorna utgör underlag för de numeriska modellberäkningarna av grundvattenförhållandena inom respektive område.

Mätningarna i borrhålen verifierar följande allmänna antaganden som gjorts vid kartframställningen.

- Under isolerade höjdpartier är avståndet mellan markyta och grundvattenyta större än inom lägre partier av terrängen.
- Vid sjöar sammanfaller grundvattenytan med sjöytan.
- Lägre partier i terrängen med större vattendrag, större myrmarker eller starkt vattengenomsläppliga zoner utgör utströmningsområden för grundvatten. Grundvattenytan sammanfaller här med markytan.

6.3 BERÄKNINGSMODELLER

6.3.1 Allmänt

Modellberäkningarna syftar till att ge en beskrivning av de naturliga grundvattenförhållandena i berggrunden inom typområdena. För överslagsberäkningar kan man med fördel använda analytiska beräkningsmodeller. Därvid antas vanligen konstanta egenskaper hos berggrund och grundvatten samt att väldefinierade randvillkor föreligger utefter beräkningsområdets begränsande linjer eller ytor.

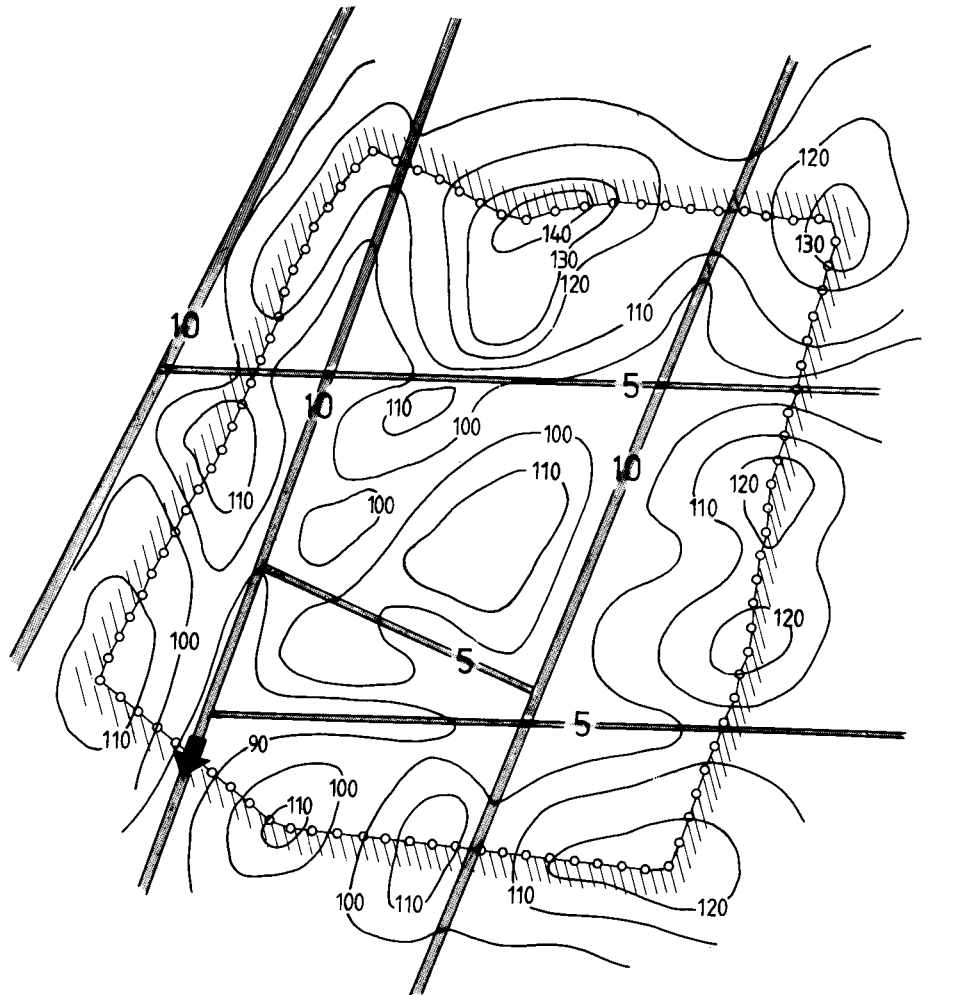
Vid mer komplicerade geometriska förhållanden och där egenskaperna hos berggrunden varierar krävs numeriska beräkningsmodeller. Området indelas då i ett antal tredimensionella block (elementgenerering). Dessa block anpassas till förekommande hydrauliska enheter och grundvattenytans läge inom området. Inom varje block löses ekvationerna för strömning och vattenbalans. Förhållandena längs blockens gemensamma begränsningsytor måste stämma överens för att man skall erhålla en representativ bild av grundvattenförhållandena. De numeriska beräkningsmodellerna kräver, på grund av det stora antalet ekvationer som skall lösas, en betydande datorkapacitet.

Grundvattenförhållandena inom typområdena har beräknats med en numerisk modell enligt finita elementmetoden /6-10, 6-21/. Modellen är en sk deterministisk modell som arbetar med matematiskt definierade samband där medelvärden eller effektivvärden utnyttjas för att representera bl a bergmassans och sprickzonernas hydrauliska konduktivitet. En annan typ av beräkningsmodeller kan sammanfattas under begreppet stokastiska modeller. I dessa tas hänsyn till variationer i ingående parametrar, vanligen standardavvikelse eller varians. Modellerna ger också en beräknad variation av de erhållna resultaten. Dessa modeller är för närvarande utvecklade endast för förenklade fall och har inte använts här. I stället har flera beräkningar utförts med den deterministiska modellen där ingående parametrar varierats.

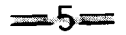
6.3.2 Beräkningsgång

Till grund för varje beräkning ligger en beskrivande modell över berggrundens vattenförande enheter baserad på platsspecifika data och förhållanden. Grundvattenförhållandena betraktas i sådan skala att ekvationerna för strömning i porösa medier gäller.

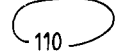
Den beskrivande modell, som bildar underlag för den numeriska beräkningen över ett typområde omfattar:



Begränsning för modellberäknat område. Ingen grundvattenströmning antas tvärs gränsen



Sprickzon = hydraulisk enhet med angiven bredd



Konturlinje för grundvattennivå i m.ö.h.



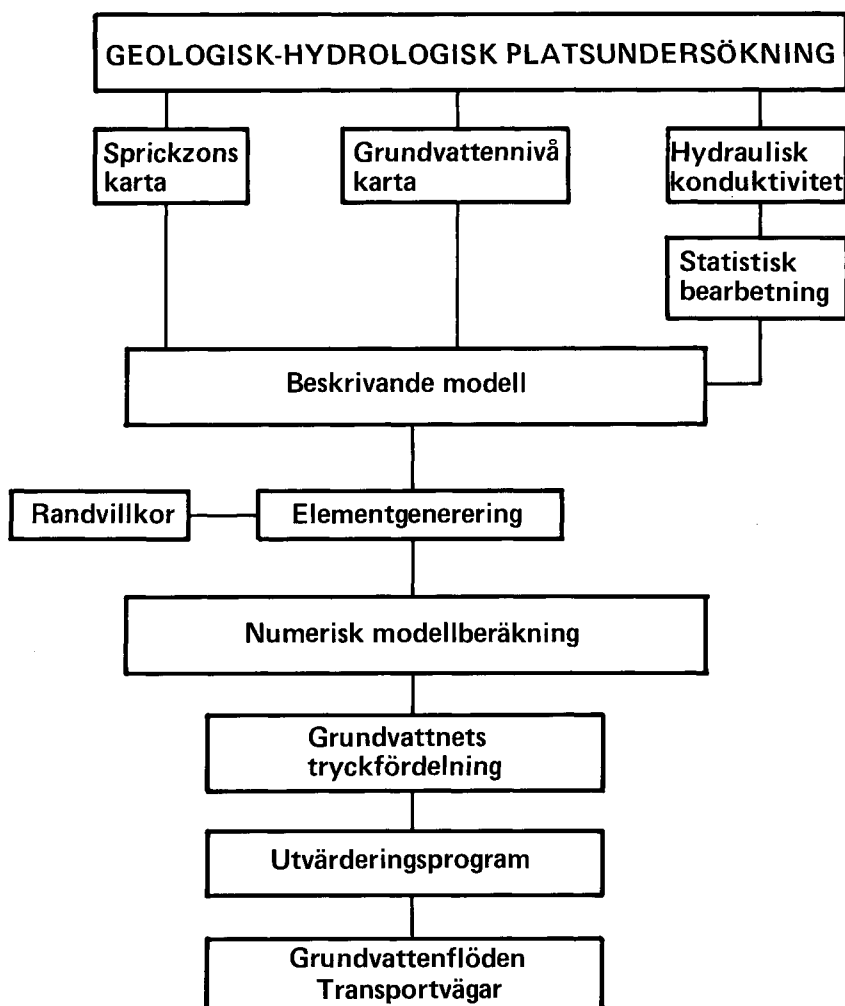
Hydrostatiskt randvillkor i utströmningspunkter för modellberäknat område

Figur 6-6. Principiell bild av underlag för modellberäkning av ett område.

- Läge, bredd och utsträckning av olika hydrauliska enheter.
- Egenskaper (hydraulisk konduktivitet, sprickfrekvens etc) hos olika hydrauliska enheter.
- Randvillkor längs områdets begränsningar.

Figur 6-6 visar en principiell bild av ett område med olika hydrauliska enheter och begränsningar.

De geologiska undersökningarna inom varje typområde resulterar i kartor över detekterade sprickzoner, deras läge, utsträckning samt bredd dels på markytan dels på förvarsnivå.



Figur 6-7. Arbetsgång för modellberäkning av grundvattenförhållandena inom ett typområde.

Figur 6-7 visar ett schema över arbets- och beräkningsgången med de olika leden i framtagande av underlag för modellen fram till färdiga resultat från beräkningarna.

Den hydrauliska konduktiviteten i sprickzonerna har vanligen bestämts genom detaljmätningar. Normalt har endast en begränsad del av sprickzonen förhöjd konduktivitet. I beräkningsmodellerna har dock en förhöjd konduktivitet över hela zonens bredd ansatts.

Sprickzonerna har antagits ha lika bredd och stupning längs hela deras utsträckning i vertikal och horisontell led.

Egenskaperna hos de olika hydrauliska enheterna beskrivs med effektivvärden, se avsnitt 6.1.5. Samtliga mätvärden inom respektive hydraulisk enhet har använts för beräkningen av den effektiva

konduktiviteten. Detta innebär exempelvis att samtliga sprickzoner inom området har getts samma hydrauliska konduktivitet oavsett bredd, riktning eller längd. Konduktivitetens avtagande med djupet under markytan beskrivs med de samband som redovisats i avsnitt 6.1.5. Sambandet har extrapolerats ner till 1 500 meters djup dit samtliga hydrauliska enheter ansetts vara kontinuerliga.

Anisotropa hydrauliska egenskaper i berggrunden har urskiljts och beaktats vid modellberäkningarna.

Randvillkoret på den övre begränsningsytan definieras av grundvattenytans läge. Det modellberäknade området väljs så att dess vertikala begränsningar utgörs av höjdryggar eller lågpartier i form av dalgångar. I sådana ryggar eller dalgångar bedöms en helt nedåt- respektive uppåtriktad grundvattenströmning äga rum. Detta innebär att ingen strömning kan ske tvärs över en tänkt vertikal yta genom höjdryggarna respektive dalgångarna, dvs en tät gräns har ansatts. Denna ansats har även gjorts för modellens undre begränsningsyta.

Vid modellberäkningarna har de vertikala begränsningssytorna lagts på så stort avstånd från det tänkta förvarsområdet att de inte påverkar grundvattenförhållandena inom detta område. Normalt har modellberäkningarna begränsats till ett lokalt område kring förvaret där storleken varierar mellan 2 och 6 km². I ett fall (Kamlungekölen) har grundvattenförhållandena (tryck, flöden) först beräknats i ett 34 km² stort regionalt område för att fastställa randvillkoren till det lokala området kring förvaret. Härvid har trycket specificerats på lokalområdets vertikala begränsningsytor.

Resultaten av de numeriska beräkningarna utgörs av grundvattnets tryckfördelning inom det modellerade området. Ur tryckfördelningen beräknas grundvattenflödets storlek och riktning i olika punkter inom området. Med ledning därav kan transportvägar från tänkt plats för slutförvaret till biosfären bestämmas.

6.3.3 Relevans

Varje punkt eller volym i en bergmassa är inte undersökt med avseende på hydrauliska egenskaper och förhållanden. I stället har undersökningarna koncentrerats till delar, som är representativa eller uppvisar stora anomalier. De samband för hydraulisk konduktivitet som används i beräkningarna och som härletts ur uppmätta värden kan därför ej beskriva bergets egenskaper i mikroskala. De största skillnaderna mellan beräknade och verkliga förhållanden erhålles i de delar av berggrunden där spridningen av mätvärden avseende den hydrauliska konduktiviteten är störst, och där randvillkor påverkar beräkningarna. Detta gäller framför allt i de övre delarna nära markytan, där bl a detaljtopografin påverkar

grundvattenytans läge. Storleken på dessa skillnader minskar med ökande djup.

En viss kontroll av modellberäkningarna är möjlig genom att jämföra den beräknade grundvattenbildningen med uppmätta hydrometeorologiska data. Dessa jämförelser redovisas i kapitel 18.

6.4 FÖRÄNDRINGAR AV GRUNDVATTENFÖRHÅLLANDENA PÅ LÅNG SIKT

6.4.1 Inverkan av förändringar av naturliga förhållanden

De hydrauliska förhållanden som eftersträvas vid ett slutförvar kan sammanfattas i följande punkter:

- låg hydraulisk konduktivitet
- låg hydraulisk gradient
- lång transportväg för grundvatten från förvar till biosfär
- hög kinematisk porositet

De nuvarande förhållandena kan förändras under en tidsrymd av en miljon år. Storleken av förändringarna i relation till nuvarande situation kan uppskattas med kännedom om vad som hänt under den gångna geologiska historien, se kapitel 8.

Den hydrauliska konduktiviteten kan förändras genom uppkomst av nya sprickor, djupgående vittring eller erosion varvid djupare delar av berggrunden kommer närmare markytan. Gradienterna kan förändras genom en förändrad hydraulisk konduktivitet, landhöjning resp -sänkning eller genom ökad resp minskad grundvattenbildning. Flödesvägarna kan förlängas eller förkortas genom nämnda förändringar samt genom rörelser i berggrunden.

Under de senaste 50 miljoner åren har berggrundsrorelser inträffat i Sverige, se avsnitt 8.4. I samband med istider för 3 miljoner år sedan och fram till nutid har rörelserna i första hand omfattat upprepade långvariga nedpressningar av berggrunden avbrutna av kortare skeden med återhämtning under isfria perioder.

Den övre delen av berggrunden, cirka 100 m, påverkas av landisen och efterföljande avlastning genom en förhöjd sprickighet. Detta fenomen framgår av utförda typområdesundersökningar där förhållandevis höga K-värden uppmätts i berggrundens övre delar. Landisen verkar också eroderande på berggrunden vilket innebär att de påverkade övre 100 metrarna successivt kommer allt närmare förvaret. Landisens maximala erosion i de undersökta typområdena är av storleksordningen ett tiotal meter, troligen cirka 3 m /6-22/. Under en tid av en miljon år kan uppskattningsvis fem nedis-

ningar påräknas vilket innebär en erosion motsvarande 15-50 m, vilket främst drabbar höjdområdena i terrängen.

Förutom erosion orsakad av landis förekommer erosion av berggrunden pga andra klimatologiska faktorer (vind, vatten etc). Denna erosion kan med nuvarande förhållanden i typområdena uppskattas till maximalt 3-5 cm per 1 000 år /6-22/. Under en miljon år skulle således avståndet mellan förvaret och markytan ha minskat med 30-50 m.

I samband med erosionen förekommer en djupgående vittring vars omfattning bestäms bl a av klimatologiska faktorer. Denna typ av vittring kan i dag återfinnas längs större sprickzoner, se avsnitt 8.6. Liknande förhållanden bedöms gälla även i framtiden. Vittringen innebär att förekommande mineral och bergartsfragment i sprickorna omvandlas genom bl a upptagning av vatten. Den volymsökning av materialet som härvid sker innebär att sprickorna blir tätare dvs dess hydrauliska konduktivitet minskar.

Klimatologiska förändringar kan innebära en ökad eller minskad tillförsel av vatten till berggrunden. En förändring av grundvattenytans läge och form orsakar förändrade hydrauliska gradienter och därmed en förändrad grundvattenströmning inom området.

På lång sikt (en miljon år eller mer) kan man tänka sig följande pessimistiskt valda exempel på förändring av den hydrogeologiska situationen i ett område:

- Erosion till följd av landisar och andra klimatpåverkningar medför att avståndet från förvar till markytan minskar med 100 m.
- De topografiska förhållandena blir oförändrade trots en utjämnande erosion.
- Sprickzonernas hydrauliska konduktivitet blir oförändrad - dvs ingen djupgående vittring inträffar.
- Grundvattenytans läge följer markytans topografi.

Sådana förändringar skulle ge ökade hydrauliska gradienter och konduktiviteter på förvarsnivån samt kortare transportsträckor för grundvattnet. De utförda modellberäkningarna för typområdena Fjällveden, Gideå och Kamlungekölen visar att en sådan förändrad situation ökar grundvattenflödet genom förvaret med mindre än en faktor 2.

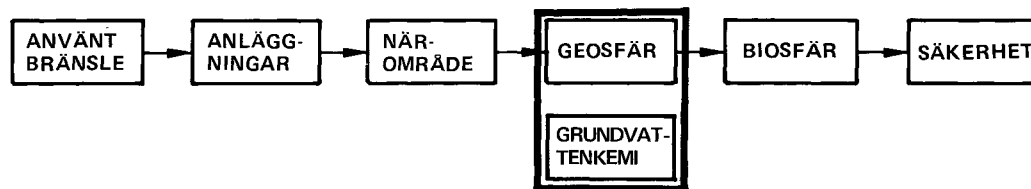
6.4.2 Inverkan av värme från avfallet

Det använda kärnbränslet utvecklar ett visst restvärme - se avsnitt 4.5.4. Temperaturen på förvarsnivån stiger till följd härav till högst 80°C för att sedan sjunka och successivt återgå till den naturliga utgångstemperaturen.

Temperaturförhöjningen hos bergmassan och grundvattnet ger en drivande kraft som vill tvinga grundvattnet att strömma uppåt. Inverkan av värmegenereringen har studerats i olika typfall /6-21/. I beräkningarna har ett generiskt förvar placerats i området med nedåtriktad regional hydraulisk gradient resp nedströms en större regional sluttning. Den hydrauliska konduktiviteten har antagits avta med djupet under markytan.

Resultaten visar att grundvattenströmningen som orsakas av värmegenereringen endast har en marginell inverkan på grundvattnets transporttider från förvar till markyta. Samtliga undersökta typområden visar ett med djupet starkare avtagande av den hydrauliska konduktiviteten än vad som antagits i dessa beräkningar. Ett starkare avtagande av konduktiviteten med djupet medför längre transporttider.

7 GRUNDVATTNETS OCH SPRICKSYSTEMENS KEMI



Detta kapitel redovisar det kemiska system som berget, grundvattnet och sprickfyllnadsmaterialen utgör. Radionuklidernas växelverkan med detta system behandlas i kapitel 12 och platsspecifika data återfinns i kapitel 18.

7.1 KRISTALLINT BERG SOM GEOKEMISKT SYSTEM

Bergförvaret kan betraktas som ett system där bergets olika mineralkomponenter, sprickfyllnadsprodukter, liksom även buffert och återfyllnadsmaterial utgör en fast, stationär fas och grundvattnet en flytande, rörlig fas.

I den rörliga vattenfasen sker den huvudsakliga transporten av radionuklider och upplösningssprodukter bort från förvaret liksom av reaktanter in i förvaret. Grundvattnet utgör också ett medium, som aktivt medverkar i många kemiska processer mellan komponenterna i förvaret och berget.

Reaktioner mellan grundvattnet och bergytan leder till vittringsförlopp och mineralomvandlingar, vilka i sin tur bestämmer eller påverkar de kemiska egenskaperna i systemet. De fasta mineralfaserna påverkar också transporten av upplösta ämnen i vattenfasen genom olika sorptions- och utbytesreaktioner.

Reaktioner och jämvikter i systemet grundvatten-berggrund är alltså mycket betydelsefulla både för transportförlopp och för t ex kemiska omvandlingsprocesser och upplösningssreaktioner. Detta gäller såväl i det ostörda berget (fjärrområdet) som i förvarets närmaste omgivning (närområdet).

7.1.1 Grundvattenkemins betydelse

Kapselmaterialets korrosionsbeständighet är beroende av den kemiska miljön i förvaret. Speciellt betydelsefulla grundvattenke-

miska parametrar för kapselupplösning är pH och redoxförhållanden, samt innehållet av korrosiva ämnen i grundvattnet (se kapitel 10).

Upplösning av uranoxidbränsle och bildning av mobila radionuklidkomplex är också processer som starkt påverkas av vattenfasens kemiska egenskaper, framför allt pH och redoxförhållanden samt närvaron av komplexbildare (t ex karbonat) (se kapitel 11 och 12).

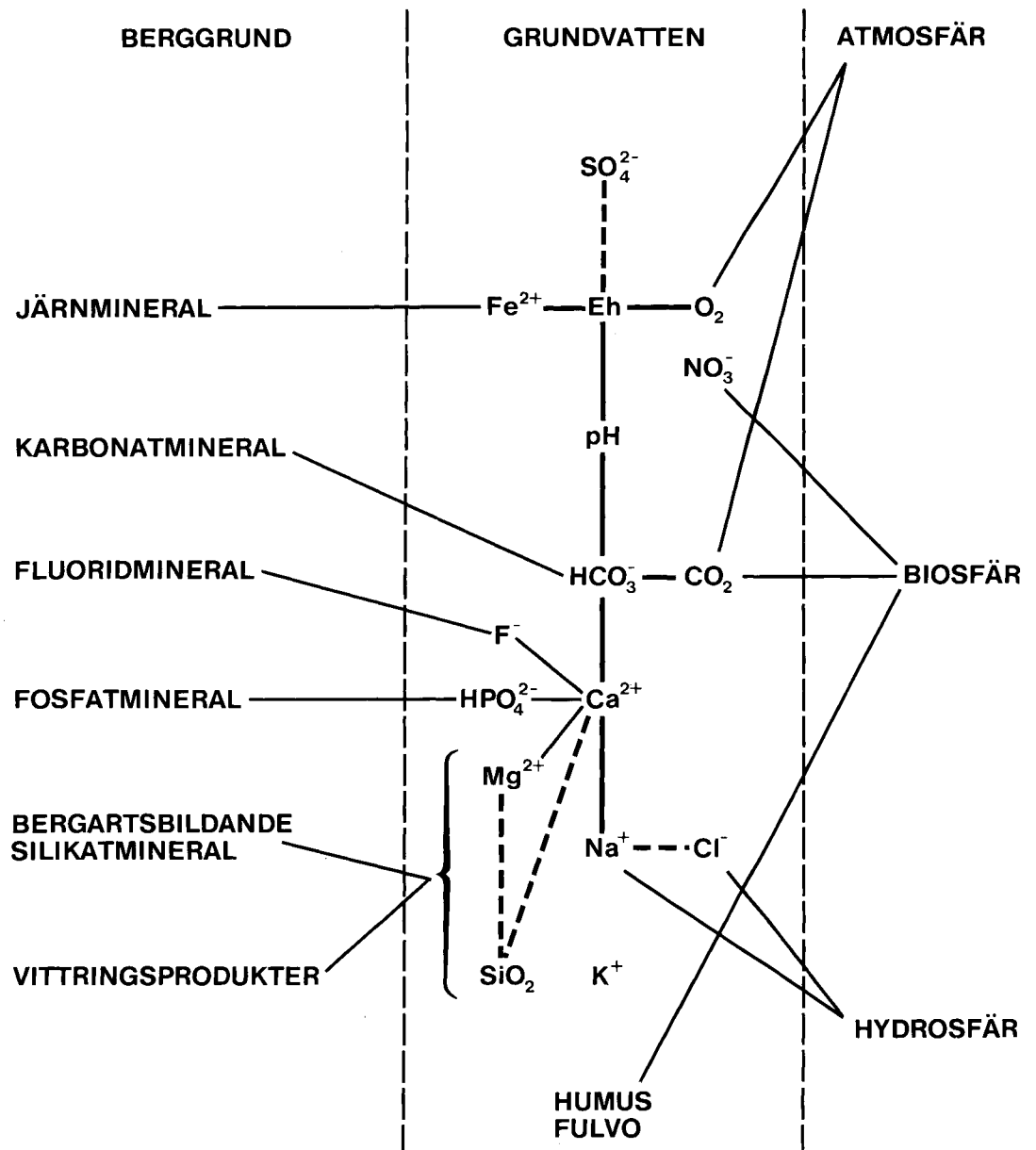
Utlösta radionuklidens kemiska form bestäms av den vattenkemiska miljön. Åter är vattenkemiska parametrar såsom pH, redoxförhållanden, halter av potentiella komplexbildare och för vissa radionuklidssystem även vattnets totala salthalt av största betydelse för radionuklidernas rörlighet i berget. Beroende på upplösta speciers egenskaper, såsom kemisk sammansättning, laddning, koordination, molekylstruktur, oxidationstillstånd, motjonens egenskaper m m, kan drastiska skillnader i radionuklidernas grad av sorption på vattenexponerade geologiska material och därmed också i transporthastigheter erhållas (se kapitel 12).

7.1.2 Sprickmineralers betydelse

Sprickor, både öppna och slutna och av varierande dimensioner, liksom även mikrosprickor och spalter i mineralkorngränser, är potentiella vattentransportvägar i kristallint berg. Vattenexponerade ytor är utsatta för mineralnedbrytningsförlopp (vittring) men utgör också lokaler för utfällning av produkter från vattenfasen. Sprickfyllnadsmaterialens mineralogi är alltså ofta väsentligt skild från moderbergets mineralogi /7-1/. Nedbrytning av moderberget liksom utfällning av svårösliga produkter och mineralisering i vattenvägarna är givetvis kopplade till grundvattensammansättningen.

Temperaturstegring till följd av närvaron av ett förvar kan ge störningar i berget även relativt långt från förvaret och påverka vittrings- och utfällningssekvenserna.

Eftersom upplösta radionuklider i grundvattnet primärt kommer i kontakt med vittrings- eller utfällnings huden på bergytorna i vattenvägarna är växel-spelet mellan sprickmineralen och specier i vattenfasen av stor betydelse. Om täta ytbeläggningar utbildas fungerar dessa som diffusionshinder och reducerar den bergvolym som är potentiellt tillgänglig för sorptionsreaktioner. I de flesta fall medför dock vittringsreaktioner en övergång till dåligt kristalliserade nedbrytningsprodukter med en hög frekvens strukturdefekter och ofta förhöjd jonbyteskapacitet i jämförelse med utgångsmaterialet /7-2/. Effekten av detta blir ökad sorptionskapacitet hos den fasta fasen, och därmed en minskning av rörligheten hos t ex radionuklider lösta i grundvattnet.



Figur 7-1. Kopplingen mellan grundvattenkemi, bergets mineralsammansättning och atmosfären/biosfären.

7.1.3 Sambandet bergart - vattenkemi - sprickfyllnadsmineralogi

Granitisk berggrund består av ett relativt litet antal huvudkomponenter, i första hand kvarts, fältspater (kalifältspat, plagioklas), glimmermineral (biotit, muskovit) och amfiboler (hornblände). Dessutom föreligger i lägre halter andra s k accessoriska mineral. Huvuddragen i samspillet mellan ämnen i vattnet och fasta mineral samt utbytet med atmosfären (O_2 , CO_2), biosfären (CO_2 , organiska ämnen) och salina vatten åskådliggörs i figur 7-1.

Berggrunden kommer att direkt påverka grundvattensammansättningen genom den utlösning och frigörelse av joner som sker vid vittering och omvandling av olika mineralfaser. Viktiga parametrar som påverkar dessa processer är pH, temperaturen och kontakttiden.

En indirekt påverkan av grundvattensammansättningen sker genom sekundära processer såsom jonbyten och utfällningar i vattenfasen. Dessa är pH- och temperaturberoende, men påverkas även av totala halten upplösta salter.

Trots att de accessoriska mineralen som regel föreligger i låga halter är de betydelsefulla för vattenfasens sammansättning, speciellt med avseende på komplexbildande anjoner såsom fosfat och fluorid, samt på redoxpotentialen. Några accessoriska mineral med potentiell grundvattenpåverkan ges i tabell 7-1 /7-1, 7-2, 7-3, 7-4 och 7-5/.

Tabell 7-1. Exempel på accessoriska mineral i granitisk berggrund av betydelse för grundvattenkemin.

Mineral	Beroende vattenkemisk parameter
Pyrit	Fe^{2+} , S^{2-} , Eh^a , SO_4^{2-}
Klorit, magnetit	Fe^{2+} , Eh
Kalcit, dolomit	Ca^{2+} , HCO_3^- , pH
Fluorit	F^-
Apatit	HPO_4^{2-}
Anhydrit	SO_4^{2-}
Lermineral	Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pH

a Eh = redoxpotentialen

7.2

GRUNDTVATTENKEMI I GRANITISK BERGGRUND

Det från vattenkemisk synpunkt viktigaste systemet i åtskilliga ostörda grundvatten är $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{CO}_3$ -systemet. Detta system påverkar direkt eller indirekt pH, halterna av HCO_3^- och Ca^{2+} och därmed även Na^+ (i vatten med låg salthalt), Mg^{2+} , F^- och HPO_4^{2-} /7-6/. Ett annat viktigt kemiskt system är $\text{Fe}^{2+}\text{-O}_2$, som är av betydelse för vattnets redoxegenskaper /7-5/.

Vid geologiska platsundersökningar i svensk kristallin berggrund har djupa grundvattens sammansättning detaljstuderats på nio olika platser, tabell 7-2 /7-3 till 7-5 och 7-7 till 7-14/. Speciellt har mätprogrammet för de lokaler som studerats under 1982-83 omfattat ett stort antal kemiska parametrar, se kapitel 5. Dessa vattendata, som speglar olika granitiska och granodioritiska

Tabell 7-2. Provtagningsplatser för grundvattenstudier i berg av granitisk och granodioritisk sammansättning.

Område	Antal prov- tagna djupborrhål	Antal prov- tagna sektioner	Provtagnings- djup (m)
Stripa	> 5		< 1 200
Forsmark	6	12	55-458
Kråkemåla	2	5	103-510
Sternö	2	7	226-397
Finnsjön	7	30	103-688
Svartboberget	2	8	82-718
Gideå	2	10	91-596
Fjällveden	3	10	107-563
Kamlunge	2	3	106-555

bergs inverkan på grundvattenkemin, utgör underlag för diskussioner och slutsatser rörande viktiga lösta komponenters haltrelationer.

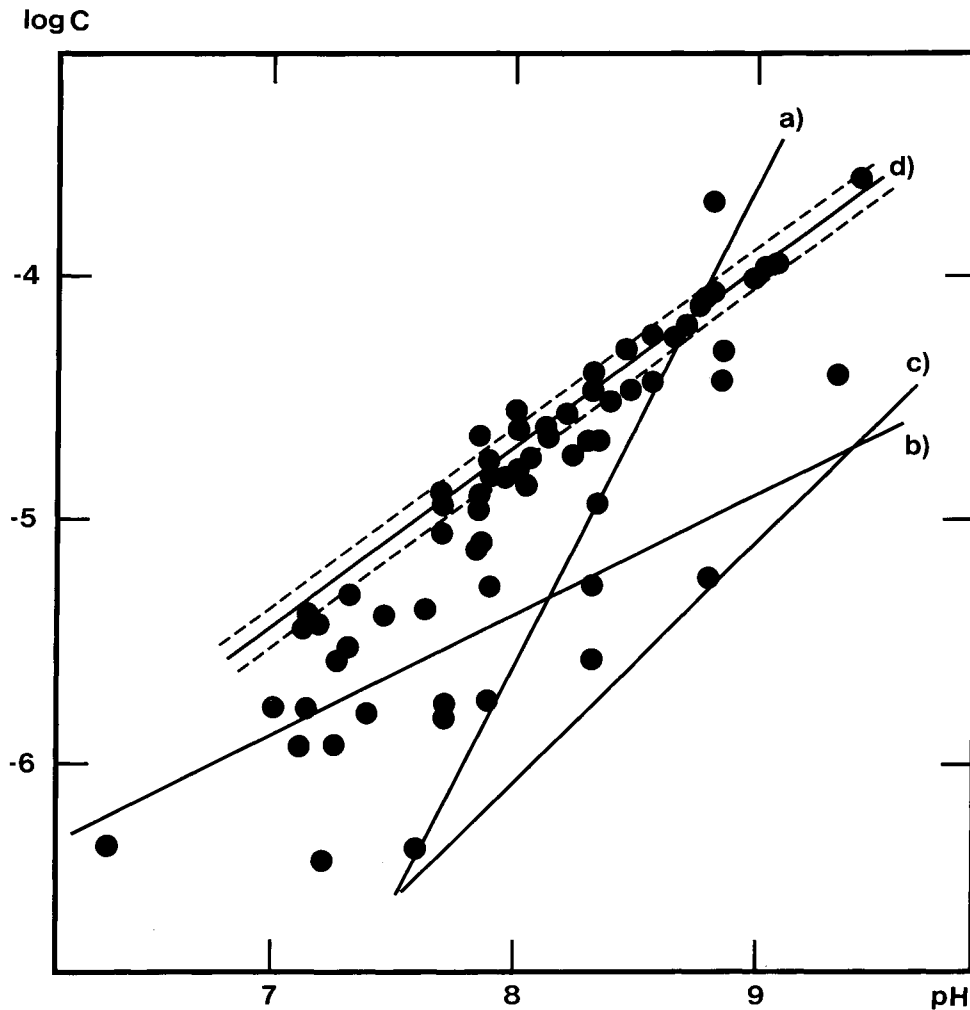
7.2.1 Karbonathalt och surhetsgrad

Vid passagen genom markzonen ackumulerar nedåtgående ytliga vatten koldioxid från atmosfären och från rotzonens biologiska aktivitet. Därigenom kommer ostörda grundvatten nästan undantagslöst att innehålla påtagliga halter av karbonat, även i berggrund som helt saknar karbonatmineral. Genom protolys i $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -systemet och genom kopplingen till jämvikter i $\text{Ca}^{2+}\text{-CO}_3^{2-}$ -systemet kommer halterna av både Ca^{2+} och HCO_3^- , som är dominerande karbonat-specie, liksom pH att direkt vara relaterade till varandra /7-6/. Ett relativt stabilt pH i intervallet 7-9 erhålles, vilket illustreras av figur 7-2.

Totala karbonathalterna i de undersökta granitiska grundvattnen ligger mellan 30 och 400 mg/l. De allra flesta värden påträffas i intervallet 90-275 mg/l.

7.2.2 Redoxegenskaper

Vattnets redoxegenskaper, som på ett avgörande sätt påverkar upplösningsförloppet för uranoxidmatrisen, kapselkorrosionsprocesser och aktinidernas kemiska egenskaper i grundvattensystemet,



Figur 7-2. Samhörande värden på CO_3^{2-} -halten och pH i djupa grundvatten. Punkterna anger mätvärden; linjerna anger beräknade teoretiska samband

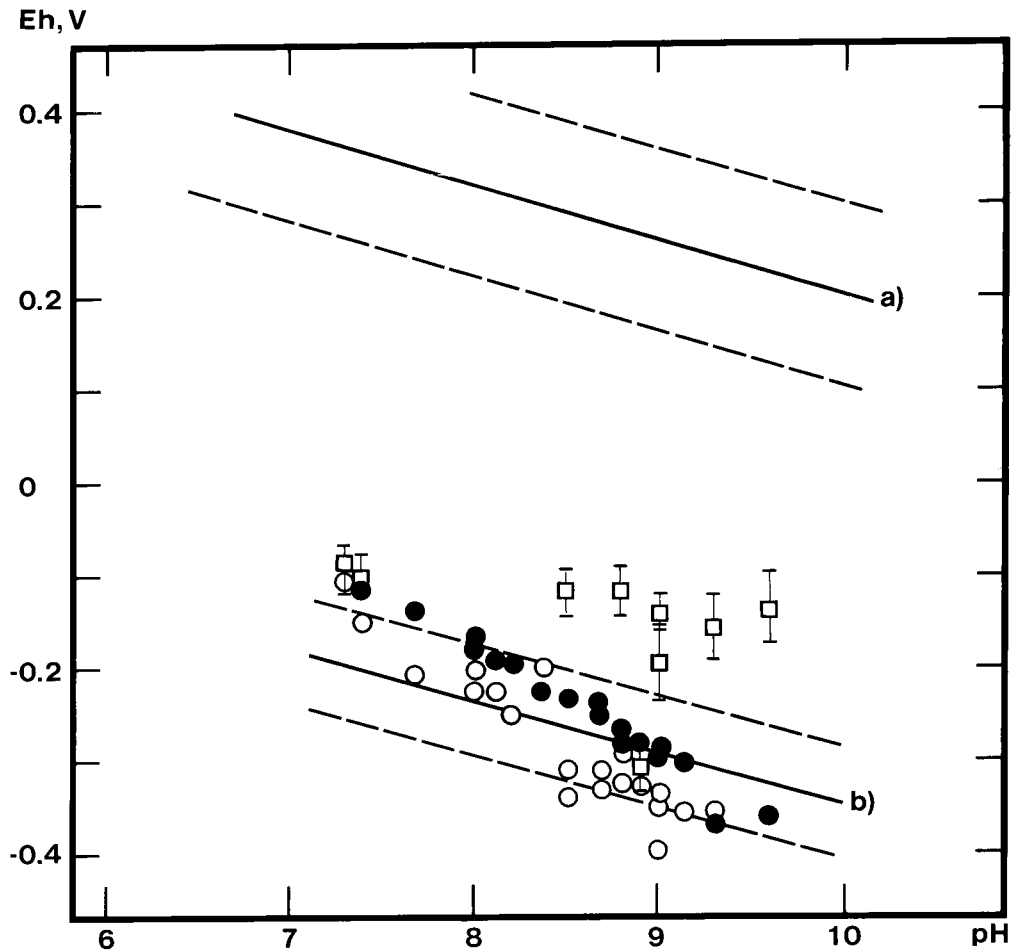
- Öppet system; jämvikt med luftens koldioxid
- Slutet system; lika halter av Ca^{2+} och HCO_3^-
- Slutet system; upplösning av $\text{CaCO}_3(s)$ utan andra kalcium- eller karbonatkällor (motsvarar lägsta förväntade karbonathalter)
- Slutet system; mättnad med avseende på $\text{CaCO}_3(s)$. Empiriskt samband:
 $\log [\text{CO}_3^{2-}] = 0,76 \text{ pH} - 10,83 \pm 0,08$

bestäms i öppna system (kontakt med luft) som regel helt av närvaron av syre. Vid jämvikt med luftsyre kan en redoxpotential av

$$Eh = 0,8 - 0,06\text{pH} \pm 0,1 \text{ (V)}$$

grovt ansätts /7-15/.

I slutna system bestäms grundvattnets redoxegenskaper av närvaron av redoxkomponenter i berget eller i vattenfasen. I kristallint granitiskt eller granodioritiskt berg är det förekomsten av Fe(II)- och Fe(III)-mineral som kommer att bestämma redoxpotentialen. Berggrunden vid vattenprovtagningsplatserna (se tabell 7-2) innehåller som regel mer än 1% järn, och huvuddelen av detta i tvåvärd form. En betydande del av detta järn är tillgängligt



Figur 7-3. Mätta och beräknade Eh/pH-värden för djupa grundvatten ○ Eh (Fe), ● Eh (CO₃), □ Eh (mätt).

Följande Eh/pH-samband är införda:

a. $Eh = 0,8 - 0,06 \text{ pH} \pm 0,1$ (kontakt med luft)

b. $Eh = 0,24 - 0,06 \text{ pH} \pm 0,06$ (Fe (II) / Fe (III)-system)

för oxidation, vilket redoxförsök med syrehaltigt vatten i kontakt med berg har visat /7-16/.

I de fall då jämvikt föreligger med magnetit (Fe₃O₄) och hematit (Fe₂O₃) kan vattnets redoxpotential ansättas till $Eh = 0,21 - 0,06 \text{ pH}$ (V). I KBS-2 rapporten har redoxpotentialen $Eh = 0,26 - 0,06 \text{ pH} \pm 0,1$ (V) använts för ett vattensystem i kontakt med fasta Fe(III)- och Fe(II)-mineral.

I figur 7-3 ges mätta och beräknade Eh/pH-data i djupa grundvatten. De beräknade redoxpotentialerna är baserade på uppmätta Fe(II)-halter och pH, under antagande att jämvikt med en svårlös- lig fast fas föreligger, nämligen götit (FeOOH) eller götit och siderit (FeCO₃). (Motsvarande beteckningar i figur 7-3 är Eh(Fe) och Eh(CO₃) /7-4, 7-5/. Om andra fasta Fe(III)-faser antas, t ex Fe(OH₃), erhålles något högre beräknade potentialer /7-5/.

Jämvikt med siderit förefaller mindre sannolik än med götit, eftersom siderit ej påträffats som sprickfyllnadsmineral på undersökningsplatserna. Överensstämmelsen med ansatsen $Eh = 0,26 - 0,06 \text{ pH}$ (V) är relativt god. En bättre ansats kan vara $Eh = 0,24 - 0,06 \text{ pH} \pm 0,06$ (V). Hänsyn har då även tagits till de mindre sannolika Eh(CO₃)-värdena /7-15/.

Direkta mätvärden i fält överensstämmer som regel ej med värden bestämda ur uppmätta Fe(II)-halter. Detta speglar experimentella svårigheter vid fältmätningar av redoxpotentialer. God överensstämmelse mellan mätta och beräknade potentialer har erhållits i laboratorieförsök, där inläckage av luft eller syrehaltigt vatten kan undvikas /7-5/.

En allmän slutsats är, att reducerande betingelser genomgående råder i de ostörda djupa grundvattnen, och att redoxpotentialen bestäms av Fe(III)/Fe(II)-systemet. Höga eller påtagliga Fe(II)-halter och sulfidhalter understryker dessa slutsatser. En annan bekräftelse på att reducerande betingelser råder utgör de låga uppmätta totala uranhalterna, vilka motsvarar förväntade halter i system i jämvikt med $UO_2(s)$ (se kapitel 12).

7.2.3 Övriga oorganiska lösta komponenter

En stor del av grundvattnets innehåll av fluorid kommer från vittring av fluorit $CaF_2(s)$, som genom sin låga löslighet begränsar den maximala fluoridhalten till nivåer som är beroende av kalciumhalten. En god korrelation mellan förekomsten av fluorit som sprickmineral och höga fluoridhalter i grundvattnet har påvisats. Som regel understiger fluoridhalten 5 mg/l.

En annan grundvattenkomponent, som också är beroende av kalciumhalten är fosfat, vars maximala halt begränsas av lösligheten hos apatit. Totala fosfathalten är som regel lägre än 0,2 mg/l.

Natrium är jämte kalcium en av de dominerande katjoniska komponenterna i grundvatten. Både natrium och kalcium frigörs vid vittringen av de relativt lättvittrade fältspaterna. Båda deltar också i jonbytesreaktioner, icke sällan i likartade positioner, på grund av de närliggande jonradierna (0,99 Å för Ca^{2+} , 0,95 Å för Na^+). Detta medför att Na^+ - och Ca^{2+} -halterna ofta är kopplade till varandra, liksom i viss utsträckning till pH. Natrium- och kalciumhalter överstiger som regel ej 100 respektive 40 mg/l i icke-salta vatten.

Både magnesium och kalium frigörs genom vittringsprocesser och deltar i jonbytesjämvikter, dock ej i direkt utbyte mot natrium eller kalcium på grund av de skilda jonradierna (0,65 Å för Mg^{2+} och 1,33 Å för K^+). Vanligen överstiger inte magnesium och kaliumhalterna 10 respektive 5 mg/l.

Bland anjoniska specier dominerar klorid och sulfat (jämte vätekarbonat) både vid låga och höga totala salthalter. Sulfat kan bildas vid oxidativ vittring av sulfidmineral, upplösning av sulfatmineral eller också tillföras grundvattnet via atmosfären.

Normalt underskrider klorid- och sulfathalterna 15 mg/l i icke-salta vatten.

Bland övriga oorganiska komponenter i granitiska grundvatten bör nämnas nitrat, ammonium och kiseltsyra, SiO_2 , som frigörs vid vittring och upplösning av fältspater, glimmar och kvarts. Halten löst kiseltsyra är som regel lägre än 14 mg/l.

7.2.4 Kolloidala partiklar och organiska komplexbildare

Även i djupa ostörda grundvatten har påtagliga halter av kolloidala partiklar påvisats. Andelen järnhydroxid bland dessa partikulära komponenter är obetydlig. Vid låga totala salthalter ökar möjligheten för vissa lermineral liksom kiseltsyra att existera i metastabil kolloidal form /7-4/.

Halten organiskt material är påtaglig, även i gamla och isolerade grundvatten, som regel i haltintervallet 1-5 mg/l, räknat som total mängd organiskt kol. Analyser av de organiska komponenterna har utförts för ett 10-tal olika djupa grundvatten. /7-4, 7-17/ Den organiska fraktionen domineras av relativt lågmolekylära ämnen (molvikt 700 - 1 000), motsvarande ca hälften av det organiska materialet. En haltmässigt jämförbar eller något mindre fraktion med molvikt över 1 000 har också isolerats. Båda dessa fraktioner kan sannolikt rubriceras som fulvosyror och kan förväntas ha påtagliga metallkomplexbildande egenskaper i vissa pH-intervall (se kapitel 12). Andelen lågmolekylära, och sannolikt icke-komplexbildande organiska komponenter är 10 - 20%. Humussyrahalterna är genomgående låga (0 - 6% av totala mängden organiskt material) i de studerade djupgrundvattnen.

7.2.5 Salta vatten

Förekomst av höga salthalter, dominerade av NaCl och ibland CaCl_2 , är relativt vanligt i djupa grundvatten. I dessa salta vatten har i enstaka fall halter över 1 000 mg/l av natrium eller kalcium uppmätts, mot normalt maximalt 100 respektive 40 mg/l i icke-salta vatten. Motsvarande kloridhalter upp till ca 6 000 mg/l har noterats, mot normalt lägre än 15 mg/l i icke-salta vatten. I vissa vatten har även höga sulfathalter påträffats (över 300 mg/l mot normalt under 15 mg/l). Dessa vatten kan härstamma från relict havsvatten. De kan också komma från vätskeinklusioner, vilket är små mikroskopiska bubblor fyllda med saltlösning i för övrigt homogena mineralroppar. Närvaron av höga salthalter och skarpa haltgränser mot låghaltiga vatten antyder, att vattenutbytet mellan närliggande vattenmagasin kan vara mycket långsamt /7-14, 7-18, 7-19/.

7.2.6 Potentiella komplexbildare för radionuklider

Den vattenkemiska miljön definierar utlösta radionuklidens kemiska tillstånd och därmed indirekt deras transportegenskaper. Genom redoxreaktioner och komplexbildning med anjoner i grundvattnet påverkas storlek och laddning, sorptionsmekanismer, löslighet, m m.

Aktinider och lantanider bildar starka komplex med OH^- , CO_3^{2-} , F^- och PO_4^{3-} och dessutom med humussyror och högmolekylära fulvosyror. Flera av dessa komplexbildare kan utbilda svårlösliga fasta faser.

Strontium och radium bildar svaga komplex med CO_3^{2-} och SO_4^{2-} , samt svårlösliga fasta faser.

Samtliga dessa komplexbildare, utom F^- och SO_4^{2-} , ingår i protolysystem och halterna är, liksom redoxpotentialen starkt pH-beroende. Aktuella kemiska jämvikter diskuteras i detalj i kapitel 12.

7.2.7 Åldersdata

Vattnets innehåll av de radioaktiva isotoperna tritium (halveringstid 12,3 år) och ^{14}C (halveringstid 5 730 år) ger information om hur länge vattnet varit isolerat från atmosfären och visar därmed indirekt om inblandning av ytliga grundvatten föreligger.

Vid flertalet av vattenprovtagningsplatserna har tritium- och ^{14}C -halter uppmätts. På nuvarande kunskapsnivå kan dock denna information ej användas för bestämning av absolutåldrar eller graden av blandning mellan djupa och ytliga vatten /7-20, 7-21, 7-22/.

7.3 SPRICKSYSTEMENS MINERALOGI OCH KEMI I GRANITISK BERGGRUND

7.3.1 Sprickmineralens sammansättning

Tre huvudtyper av sprickfyllnadsmineral kan särskiljas, beroende på deras bildningsbetingelser /7-1/:

- Vittringsprodukter från mineral i moderbergarten. Exempel på sådana produkter är kaolinit och montmorillonit, som kan erhållas vid nedbrytning av fältspater.

- Hydrotermala och metamorfa mineralbildningar. Epidot och prehnit är exempel på denna typ av sprickfyllnadsmaterial, som bildats under andra än nu rådande betingelser.
- Utfällningsprodukter ur övermättade vattenlösningar vid normala temperaturer. Detta representerar alltså pågående mineralbildningsförlopp, starkt beroende av grundvattensammansättningen. Kalcit och gips är exempel på utfällningsprodukter.

I tabell 7-3 har sammanställts några av de sprickfyllnadsprodukter som påträffats i borrhärlor från de studerade lokalerna.

Tabell 7-3. Identifierade sprickmineral i borrhärlor från de undersökta platserna.

Mineral	Anmärkning
Klorit	V, H, M
Kaolinit	V, H
Montmorillonit	V, H
Illit	V, H
Pyrit	M, H
Epidot	M, H
Prehnit	M, H
Laumontit	M, H
Stilbit	M, H
Analcim	M, H
Kvarts	P, H
Kalcit	P, H
Dolomit	P, H, M
Gips	P, (H)

V = vittringsprodukt

H = hydrotermal bildning

M = i metamorfa formationer

P = utfällningsprodukt

Vanligast förekommande sprickmineral är kalcit som kan vara en ganska sen bildning (kvartär tid). I några lokaler är kalciten sannolikt av postglacialt ursprung, vilket gör det troligt att mineralbildning genom utfällning fortfarande pågår.

Andra dominerande sprickfyllnadsprodukter är klorit, prehnit, kvarts och laumontit, vilka bör betraktas som hydrotermala bildningar. I vissa områden är även kaolinit och smektit vanligt förekommande.

Mindre vanliga sprickmineral är som regel pyrit, epidot, dolomit, wairakit, analcim och illit m fl, samt de primära vittringsprodukterna kaolinit och montmorillonit (smektit).

7.3.2 Isotopdata

Fördelningen av stabila isotoper (t ex syre, ^{18}O - ^{16}O , och kol, ^{13}C - ^{12}C) i grundvattnet och i sprickfyllnadsmineralen kan ge information rörande vattnets ursprung och sprickfyllnadsprodukternas bildningsbetingelser och relativa ålder /7-1, 7-19/.

De uppmätta fördelningarna av de stabila syre- och kolisotoperna i sprickfyllnadskalcit från Finnsjön visar, att tre olika grupper av kalcit med olika ursprung kan urskiljas.

En kalcittyp har utfällts i en vattenmiljö som signifikant skiljer sig från nuvarande grundvatten.

De flesta proven från öppna sprickor representerar en kalcit, som utfällts under nu rådande betingelser. Huvudparten av sprickfyllnadskalciten i vattenförande sprickor kan alltså ha utfallit i en miljö snarlik den nuvarande, vilket gör det troligt, att kalcitutfällning är en alltjämt pågående process.

Andra kalciter, speciellt från slutna sprickor, har troligen ett hydrotermalt ursprung och är då sannolikt gamla bildningar (100 miljoner år eller äldre).

Undersökningar av vätskeinklusioner hos kalciten visar, att dessa bildats vid temperaturbetingelser som varierat mellan dagens förhållanden och 175°C /7-1/.

7.3.3 Förekomst av kemisorberande komponenter och högkapacitetsmineral

Av speciell betydelse för radionuklidernas transportförlopp utmed vattenexponerade sprickvägar är givetvis sprickmineralens sorptionsegenskaper (jfr kapitel 12). De flesta silikatmineralen bland sprickfyllnadsprodukterna i tabell 7-3 har högre katjonbyteskapacitet än underliggande moderberg, med undantag av prehnit och epidot, vars jonbytesegenskaper liknar fältspaternas, och

kvarts, som har mycket låg jonbyteskapacitet (mindre än 1 mekv/kg) /7-2/. Generellt erhålles en genomsnittlig jonbyteskapacitet per yt- eller viktenhet som är större än det vittrade moderbergets. Pyrit och kalcit har båda dåliga jonbytesegenskaper, men förefaller inte, åtminstone i fallet kalcit, bilda täta vittrings- eller utfällningshudar som skulle kunna förhindra en vatten- och radionuklidexponering av underliggande mineralfraktioner /7-23/. Bland potentiellt kemisorberande mineral (se kapitel 12) kan nämnas fluorit /7-24/.

7.4 PÅVERKAN AV YTTRE FAKTORER

7.4.1 Påverkan från förvaret

Transport av produkter från förvaret liksom störningar i det naturliga vattenflödet och uppkomsten av temperaturgradienter lokalt kan påverka de kemiska och mineralogiska betingelserna i förvarets närhet. Omfattningen av radiolysfrontens utbredning och därmed sammanhängande redoxförändringar, och pH-effekter till följd av närvaron av en buffertzona med montmorillonit diskuteras i kapitel 13.

Närvaron av betongkonstruktioner i förvaret kan leda till lokala pH-effekter vid kontaktytan mellan betong och bentonit. Porvattnet i färsk betong har ett pH av 13-14. I vattenmiljö sker en relativt snabb uttransport av vattenlöslig natrium- och kaliumhydroxid ur cementmatrisen, och porvattnets pH fixeras så småningom kring 12,6, motsvarande upplösningen av kalciumhydroxid. Vid den fortsatta degraderingen av cementen kommer pH hela tiden att överskrida 10 /7-25/. Radionuklidreaktioner vid pH över 10 diskuteras i kapitel 12.

Förändrade mätnads- och utfällningsbetingelser kan förväntas i grundvatten-spricksystemet, speciellt med avseende på kalcit, vars löslighet avtar med stigande temperatur. Små temperaturändringar, t ex av den storleksordning som kan åstadkommas vid placeringen av ett förvar i berget, leder dock inte till några fundamentala ändringar i de kemiska reaktionerna bakom utfällningsprocesserna.

7.4.2 Klimat effekter

Ändringar av ytliga grundvattens sammansättning i lokal eller global skala till följd av klimatändringar, försurad nederbörd, biologisk aktivitet, havsvatteninträngning etc kan inte uteslutas i det tidsperspektiv som är aktuellt för ett avfallsförvar. Variationerna i vattensammansättning som kan observeras är dock stora. Det förefaller osannolikt att framtida förändringar i

Tabell 7-4. Sannolik sammansättning av djupa icke-salina granitiska grundvatten (halter i mg/l).

	Förväntat intervall ^a	Simulerat grundvatten ^b
Ledningsförmåga, mS/m	22-30	
pH	7-9	8,2
Eh, V	0-(-0,45) >0,25 ^c	
HCO ₃ ⁻	90-275	123
SO ₄ ²⁻	0,5-15	9,6
HPO ₄ ²⁻	0,01-0,2	
NO ₃ ⁻	0,01-0,05	
F ⁻	0,5-5	
Cl ⁻	4-15	70
HS ⁻	0-0,5	
Ca ²⁺	10-40	18
Mg ²⁺	1-10	4,3
Na ⁺	10-100	65
K ⁺	1-5	3,9
Fe ²⁺	0,02-5	
Fe(tot)	1-5	
Mn ²⁺	0,01-0,5	
Al ³⁺	0-0,02	
NH ₄ ⁺	0,05-0,2	
SiO ₂ (tot)	3-14	11
TOC ^d	1-8	

a Troligt intervall för majoriteten av icke-salta vatten. Lokalt kan värden utanför intervallet påträffas. Sammansättningen av salta vatten ges i tabell 7-5.

b Artificiellt grundvatten som använts som referenssystem vid sorptions- och löslighetsmätningar etc.

c Luftade system.

d Totala halten organiskt kol.

Tabell 7-5. Sammansättning av salina djupa grundvatten (halter i mg/l).

	Max halter		Havsvatten
	Finnsjön-Forsmark	Övriga platser ^a	
HCO ₃ ⁻	400	300	140
SO ₄ ²⁻	370	38 ^b	2 710
F ⁻	5	7,5	1,4
Cl ⁻	6 300	330 ^c	19 350
Ca ²⁺	2 100	85 ^d	410
Mg ²⁺	210	18	1 290
Na ⁺	1 660	277	10 770
K ⁺	37	9	400
SiO ₂ (tot)	22	22	7

a Se tabell 7-2

b 120 mg/l på en mätplats i Karlshamn, 102 mg/l i Stripa

c 630 mg/l i Stripa

d 172 mg/l i Stripa

grundvattenkemin kommer att medföra kemiska betingelser helt utanför de förhållanden som betingas av nu observerade maximivärden och minimivärden, då systemet har en avsevärd tröghet och stor buffertkapacitet.

7.5 DATAUNDERLAG

7.5.1 Grundvattenkemiska data

I tabell 7-4 anges granitiska grundvattens sammansättning liksom observerade variationer i de olika kemiska parametrarna.

För laboratoriestudier av sorption, diffusion, lakning etc har som regel ett simulerat grundvatten använts enligt kolumn b.

Maximala halter i salta vatten, som påträffats vid provtagningsplatserna ges i tabell 7-5.

Höga salthalter har påträffats i Finnsjön och Forsmark, men endast undantagsvis i övriga områden.

Tabell 7-6. Mineralsammansättning i granitiskt berg.

Mineral	Katjonbytes- kapacitet mekv/kg ^a	Potientell kemisk betydelse
<u>Huvudmineral</u>		
Kvarts	<1	Koll ^b
Fältspater	3-10	Lättvittrade
Biotit	20	Lättvittrade
Hornblände	3	
Augit	9	
Olivin	<1	
<u>Accessoriska mineral och sprickfyllnads- produkter</u>		
Pyrit	2	Eh, pH, SO ₄ ²⁻
Magnetit	<1	Eh
Fluorit	<1	F ⁻
Apatit	<1	HPO ₄ ²⁻
Anhydrit, gips	<1	SO ₄ ²⁻
Kalcit, dolomit	<1	HCO ₃ ⁻ , pH
<u>Övriga sprickfyllnads- produkter</u>		
Limonit	7	Koll
Gibbsit	3	Koll
Epidot	6	
Prehnit	1	
Klorit	50	Jonbyte, koll, Eh
Kaolinit	30	Jonbyte, koll
Montmorillonit	900	Jonbyte, koll, pH
Laumontit	35	Jonbyte, koll
Stilbit	600	Jonbyte, koll, pH

a Vid pH 8,2. Stora variationer förekommer, beroende på vitt-ringsgrad, renhet etc. De angivna värdena är exempel på mätta kapaciteter för representativa mineralfraktioner.

b Kan bilda kolloidala partikelfraktioner.

7.5.2 Sprickmineraldata

I tabell 7-6 sammanfattas de viktigaste komponenterna i kristallina berg (huvudmineral, accessoriska mineral, sprickfyllnadsprodukter) samt egenskaper hos dessa av grundvattenkemiskt intresse.

7.6 REFERENSDATA

För de vattenkemiska parametrar som har speciell betydelse för radionuklidabsorption och migration har följande parametrar antagits (se även kapitel 12):

Redoxpotential:

$$E_h = 0,24 - 0,06\text{pH} \pm 0,06 \text{ V (reducerande system)}$$

$$E_h = 0,8 - 0,06\text{pH} \pm 0,1 \text{ V (oxiderande system)}$$

$$\text{pH: } 7 - 9$$

Karbonathalt:

$$\log[\text{CO}_3^{2-}] = 0,76\text{pH} - 10,83 \pm 0,08 \text{ (slutet system mättat med avseende på kalcit)}$$

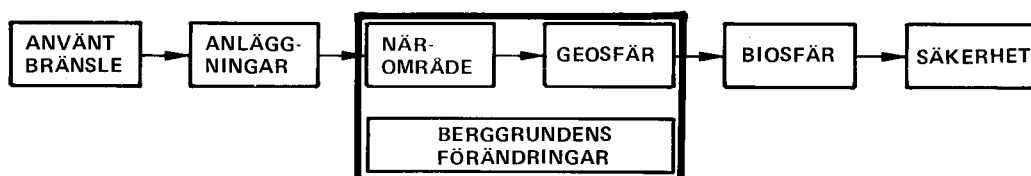
Organiska komponenter:

5 mg/l (innehåller 10% komplexbildande humus- och fulvosyror med en kapacitet av 6 mekv/g)

Fasta partiklar:

0,5 mg/l (silikatmaterial, diameter 2 μm).

8 BERGGRUNDENS NATURLIGA FÖRÄNDRINGAR



Detta kapitel behandlar berggrundens långsiktiga förändringar. Olika naturliga processers påverkan på berggrunden i det förgångna analyseras för att tillåta en bedömning av vad de kan medföra i framtiden under en miljon år, särskilt med hänsyn till berggrundsförhållandena i typområdena. Bland de behandlade skeendena märks bergskedjebildning, landhöjning, blockrörelser och vulkanism, jordskalv, förskjutningar inom bergblock, mineralisering och nedisning.

8.1 BAKGRUND OCH ÖVERSIKT

Undersökningarna i typområdena ger en bild av de nuvarande förhållandena i berggrunden. Dessa är resultatet av en lång och växlingsrik utveckling, som ännu pågår. Detta kapitel behandlar olika naturliga processer och företeelser, som kan tänkas förändra berggrundens egenskaper och därmed förutsättningarna för säkerheten hos ett slutförvar.

Först ges en kort översikt över den svenska berggrundens utveckling hittills och dess tidsramar. Den visar att den berggrund, som undersökts i typområdena genomgick den väsentligaste delen av sin utveckling för mer än 650 miljoner år sedan. Utvecklingen därefter kännetecknas av relativt obetydliga förändringar. Även under detta senare skede har emellertid perioder, kännetecknade av kraftiga berggrundsdeformationer och vulkanism förekommit, som markant skiljer sig från våra nuvarande mycket lugna förhållanden.

Därefter behandlas olika skeenden i denna utveckling var för sig. Deras påverkan på berggrundens beskaffenhet i allmänhet och i de undersökta typområdena sätts i förhållande till deras varaktighet, samt till var, hur och i vilka sammanhang de inträffat. Detta ger underlag för en på berggrundsundersökningarna grundad bedömning av hur liknande skeenden, om de inträffar i framtiden, kan komma att påverka berggrunden under en tid av en miljon år. Till jämförelse kan nämnas, att det radioaktiva sönderfallet i

det använda kärnbränslet oskadliggör dess halt av de viktigaste klyvningsprodukterna, strontium 90 och cesium 137, inom ett tusen år, och dess halt av plutonium inom en halv miljon år, se kapitel 3. Det är viktigt att klargöra, att det valda framställningssättet inte anger vad som kommer att inträffa i framtiden. Det skulle föra för långt att här söka närmare redogöra för jordskorpans mekanik och plattetektoniken, samt de utvecklingslinjer som förefaller sannolika mot denna bakgrund. Detta har inte gjorts, fast olika alternativ enligt detta synsätt skymtar i framställningen. Istället har strävan varit att ge ett empiriskt underlag för en värdering av hur berggrunden kan komma att förändras om olika tänkbara skeenden skulle inträffa inom en given tidsrymd.

8.2 BERGGRUNDSUTVECKLINGEN OCH DESS TIDSRAMAR

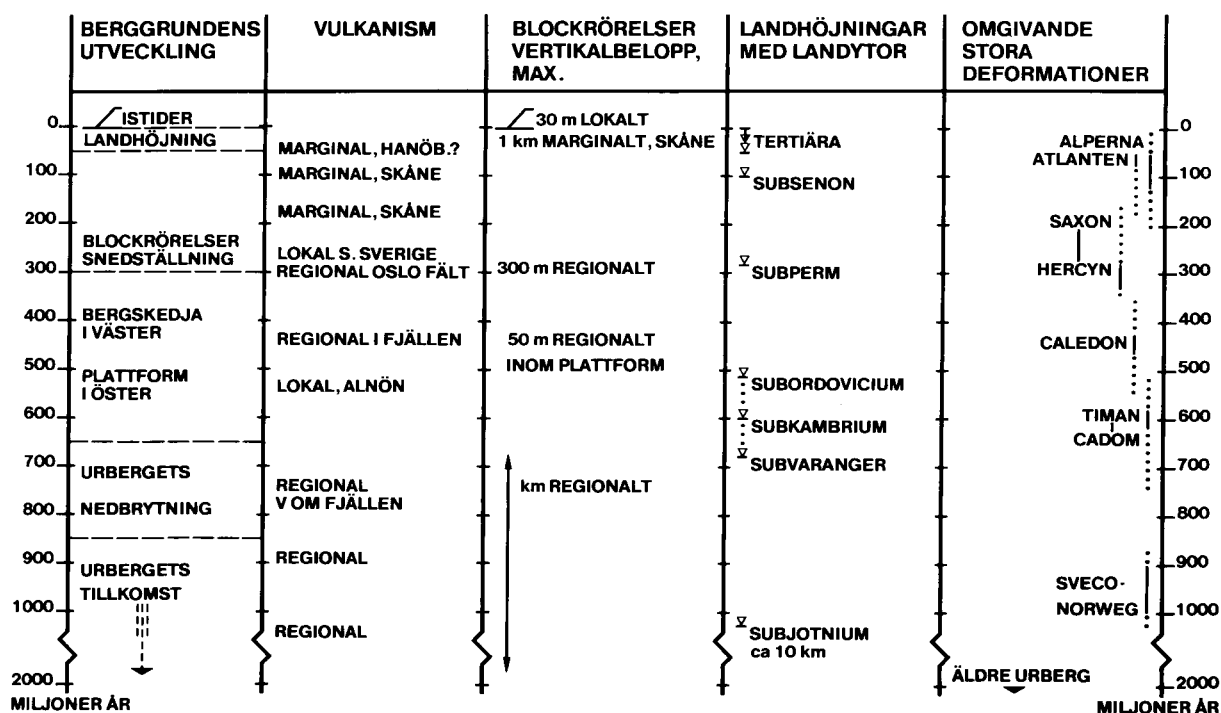
Berggrunden innehåller i allmänhet små mängder radioaktiva ämnen, som kännetecknas av sitt i tiden lagbundna sönderfall. I många fall kan detta utnyttjas till att mäta hur lång tid som gått sedan en viss bergart eller sprickfyllnad bildades eller omvandlades. Som resultat av ett stort internationellt forskningsarbete på detta område har man numera en god och reproducerbar tidsskala för olika faser i jordskorpans utveckling.

Sådana mätningar gör det möjligt att bestämma bergarters ålder och sätta in olika berggrundshändelser i ett större tidsmässigt och regionalt sammanhang. Man kan se vad som hände ungefär samtidigt på olika håll och vad som inträffade före och efter en bestämd händelse. Sammantaget får man på det sättet reda på hur lång tid det tar för ett förlopp i berggrunden att komma igång, nå sin höjdpunkt och slutligen avklinga. Man finner också att berggrundens utveckling på olika håll i världen uppvisar många gemensamma drag.

Åldersbestämningar på prov från Sveriges berggrund, utförda fram till 1979, har sammanställts /8-1/. Dessa data, något kompletterade, ger följande tidsramar för några viktiga skeden i berggrundens utveckling, se figur 8-1.

8.2.1 Urbergets tillkomst, ca 2000 till 850 miljoner år

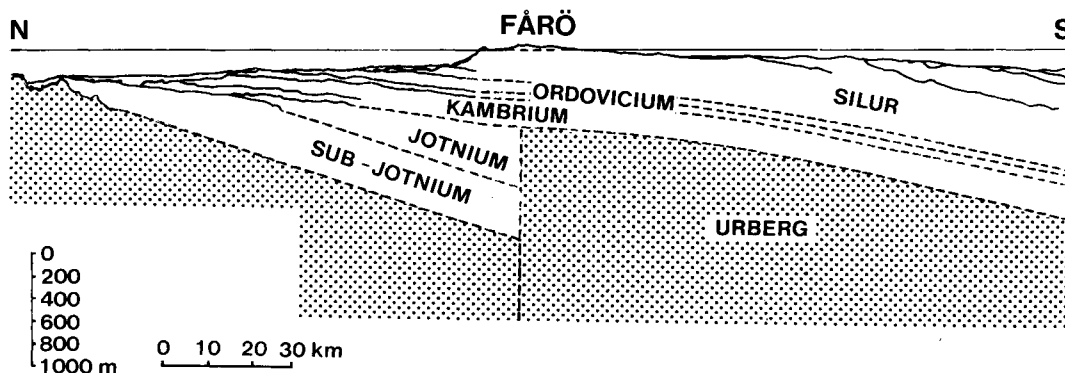
Huvuddelen av Sveriges berggrund öster om fjällen består av mer eller mindre deformerade, sprickiga och tydligt kristallina bergarter. Mot öster, från och med östra Småland, Öland, Gotland, Baltikum och ända bort till Uralbergen, täcks motsvarande kristallina bergarter av ett vittutbrett, sammanhängande täcke av nästan horisontellt skiktade bergarter. Den kristallina berggrunden har i Sverige sedan gammalt kallats för urberg, eftersom den



Figur 8-1. Tidsramar för berggrundens utveckling, samt för vulkanism, blockrörelser, landdytor och omgivande stora jordskorperörelser. Utvecklingen av landdytorna från och med subvaranger till subordovicium innebär endast mindre höjningar och sänkningar av jordskorpen. Den regionala utbredningen av de subpermiska och subseanoniska landdytorna är känd bara i delar av södra Fennoskandia. Av de tertiära landhöjningarna inträffade fem för mer än 23 miljoner år sedan, fyra mellan 23 och 6 miljoner år sedan, och fem mellan 6 och 3 miljoner år sedan [8-13]. Istiderna omfattar de senaste 3 miljoner åren och markeras i diagrammets tidskala enbart av strecket på vilket »ISTIDER» står.

utgör ett äldre underlag, på vilket de skiktade och i huvudsak odeformerade, täckbergarterna senare har avlagrats.

Radiometriska mätningar på de äldsta svenska bergarterna ger i regel åldrar uppåt 2000 miljoner år, fast enstaka ännu högre åldrar uppmätts. Bohusgraniten på Västkusten representerar det svenska urbergets yngsta bildningar, och har en ålder på omkring 900 miljoner år. Under den mellanliggande tiden på mer än tusen miljoner år påverkades berggrunden på många sätt, bl a genom bergskedjebildning, blockrörelser, landhöjning, och vulkanisk verksamhet. (Blockrörelser innebär att angränsande partier av berggrunden förskjuts i förhållande till varandra.) Utbredd avlagring av sand och andra nedbrytningsprodukter förekom redan nu i vissa regioner.



Figur 8-2. Vertikalsnitt genom berggrunden efter en nord-sydlig linje i Östersjön kring Fårö, efter Flodén /8-4/. Figuren visar att kambrium och senare avlagringar i söder vilar på en jämn yta på urberget. Subjotniska och jotniska bergarter, som tidigare täckte urberget, hade redan före kambriums avlagring varit utsatta för snedställning och nedsänkning genom stora blockrörelser i profilens norra del.

8.2.2 Urbergets nedbrytning, 850-650 miljoner år

Efter Bohusgranitens bildning inträffade en ny period av allmän nedbrytning av berggrunden. Sand och andra nedbrytningsprodukter fördes bort från mer höglänta delar av berggrunden, och avlagrades i sänkor, som delvis uppkom i samband med blockrörelser i berggrunden. Dessa avlagringar finns numera i Vätternsänkan. (Visingsöserien, 710 miljoner år gammal) /8-2/, samt i fjällen och fjällranden (sparagmitserien). Moränliknande bildningar från denna tid påträffas här på flera håll.

Vulkaniska bergarter i samband med blockrörelserna, har endast påträffats i en del av fjällkedjan, som motsvarar ett läge långt väster om det svenska urberget (Ottfjällsdiabaserna, 740 miljoner år) /8-3/.

8.2.3 Lugna berggrundsförhållanden i öster, bergskedjebildning i väster, 650-300 miljoner år

I Östersjö-sänkans södra del täcks urberget och de tidigaste, blockförskjutna sandstensförekomsterna av en kilometertjock serie av nästan horisontella avlagringar, som ligger på ett mycket jämnt underlag /8-4/, se figur 8-2. Det visar att höjdskill-

naderna som uppkommit vid tidigare blockrörelser hade utjämnats innan avlagringen skedde. På fastlandet finns rester av seriens undre delar bevarade i mindre områden och i ett mer sammanhängande band längs fjällranden. Här, från sydöstra Norge och upp till Varangerfjorden, finns lokalt, nära seriens botten mot urberget, rester av förstenade moränavlagringar, som vittnar om en tidig, mycket utbredd istid. Dess ålder har bestämts till 670 miljoner år /8-5/.

Längre mot väster, inne i den skandinaviska fjällkedjan påträffas mycket tjockare avlagringar från samma tid infogade i en komplicerad bergskedjebyggnad. Den bildades under mycket starka berggrundsrorelser och deformationer, som kunnat uppdelas i åtminstone nio olika faser, daterade till mellan 540 och 410 miljoner år /8-6/. Några av dessa åtföljdes av omfattande vulkanism.

I urberget och Östersjö-sänkan märks nästan ingenting av dessa rörelser. En isolerad förekomst av en vulkans rotzon (550 miljoner år) finns vid Alnön /8-7/, och små och fåtaliga sprickrörelser har konstaterats i avlagringar från tiden för bergskedjans bildning /8-4/. I övrigt ligger de skiktade bergarterna, som avlagrades medan bergskedjebildningen pågick i väster, praktiskt taget ostörda. Ovanpå dem ligger dessutom senare avlagringar med i stort samma parallella lagerställning. Det visar att hela berggrunden, dvs både det djupast liggande urberget och de skiktade bergarterna ovanpå detta underlag, inte utsattes för större sprickrörelser eller ens någon märkbar snedställning, trots att intensiva berggrundsrorelser ägde rum i vad som nu är den skandinaviska fjällkedjan. Alltsedan fjällkedjans konsolidering för omkring 400 miljoner år sedan bildar den tillsammans med urberget i Sverige och Finland och de sedimenttäckta områdena fram till Ural, en sammanhängande berggrundsenshet, som kan kallas den Nordeuropeiska plattformen.

8.2.4 Snedställning, blockrörelser, spridd och marginal vulkanism, 300 - 50 miljoner år

De avlagringar som bildades för omkring 300 miljoner år sedan, och som numera finns bevarade i Östersjö-sänkan, bryter tydligt mot det tidigare mönstret. Deras underyta skär snett över lagringen i de föregående avlagringarna, och når ner i allt äldre bergartsled mot väster. På land, i södra Småland, har man t o m på själva urberget funnit rester av en erosionsyta /8-8/ som bör motsvara samma gränsyta. Förhållandena visar att jordskorpan i hela området vid denna tid var utsatt för en snedställning, så att de västra delarna höjdes och nöttes ned.

Ungefär samtidigt med denna snedställning bildades en rad långa, vulkanitfyllda berggrundssprickor i norra Skåne samt en stor brottzon i Oslo-trakten med mycket omfattande vulkanism. Sprickfyllande bergarter i samband med denna påträffas långt ned på

svenska Västkusten /8-9/. Vulkaniska bildningar av liknande ålder (runt 280 miljoner år) finns också söder om Väneren och vid Särna. Mindre blockrörelser på många andra håll i urberget inträffade sannolikt vid samma tid. Hit hör exempelvis den blockned-sänkning av överliggande alunskiffrar och kalkstenar, som konstaterats i Östergötland och Närke. Här har vertikala förskjutningar på upp till 300 m påvisats.

Förnyade jordskorperörelser markeras av senare, överskärande erosionsytor i Skåne och södra Östersjön, och av vulkanism i Skåne (170 och 110 miljoner år). Tecken på ännu senare vulkanism har påträffats i Hanöbukten /8-10/. Stora blockrörelser ägde rum i Skåne och Bornholm för mindre än 65 miljoner år sedan. Som jämförelse kan nämnas att man på flera håll utanför den norska kusten påträffat vulkaniska bildningar med åldern 55 miljoner år. Norra Skåne och den norska kusten markerar i detta sammanhang västranden av den nordeuropeiska plattformen. Både berggrundsörelser och vulkanism under de senaste 170 miljoner åren tycks därför i huvudsak vara bundna till denna randzon. Vulkaniska bildningar från de senaste 250 miljoner åren har däremot inte med säkerhet kunnat konstateras inom Sveriges urberg.

8.2.5 Regionala landhöjningar, 50 - 3 miljoner år

En omfattande analys av landformerna i Västerbottens inland visar att man här kan urskilja åtminstone 13 på varandra följande landhöjningar före istiden. Det sammanlagda höjningsbeloppet är omkring 1 250 m /8-11/. Mellan höjningarna fanns perioder av relativt stillastående, då vidsträckta utjämnade landytor bildades, som i stort är oberoende av bergartsgränser och sprickzoner i berget. De bildar liksom en trappa från fjällen ned mot kusten. Deras obetydliga lutning och stora utsträckning visar att endast små blockrörelser och snedställningar kan ha inträffat efter ytornas tillkomst. I en gränsszon mot kustens flacka lågland märks dock en svag snedställning, som tyder på mer lokala berggrundsörelser i just denna zon. Den kan följas ända till trakterna norr och väster om Väneren /8-8/. Rörelserna inom zonen tycks dock vara för små för att motsvara hela höjningsbeloppet. Det talar för att också områdena öster och sydöst om gränssonen har höjts, om än i mindre grad. Sådana jämförbara, fast mindre rörelser, har rapporterats från sydsvenska höglandet /8-12/. Det är t o m möjligt att liknande höjningsörelser omfattat hela Fennoskandia. I djupborrningar till havs utanför Trondheim har 14 skilda sandlager påträffats inom en serie leriga avlagringar, med en tjocklek på över 1 000 m. De avlagrades efter de vulkaniter, som bildades för 55 miljoner år sedan, men före de kvartära istiderna /8-13/. Sandlagren representerar grövre nedbrytningsprodukter, som svämmats ut från fastlandet i samband med höjningsrörelserna.

8.2.6 Istider, 3 miljoner år till nutid

Undersökningar av avlagringar på havsbotten visar att inlandsisar började bildas i Antarktis för 14 miljoner år sedan och i Arktis vid 3 miljoner år. På olika platser i randområdena för den europeiska inlandsisen har man kunnat urskilja mellan fyra och elva nedisningar och isotopstudier av klimatväxlingarna visar på ännu fler markerade köldperioder. Mellan köldperioderna inträffade varmare perioder, som ofta bara omfattar något tiotusentals år. Varje istid för sig varade betydligt längre, hundratusen år och mera.

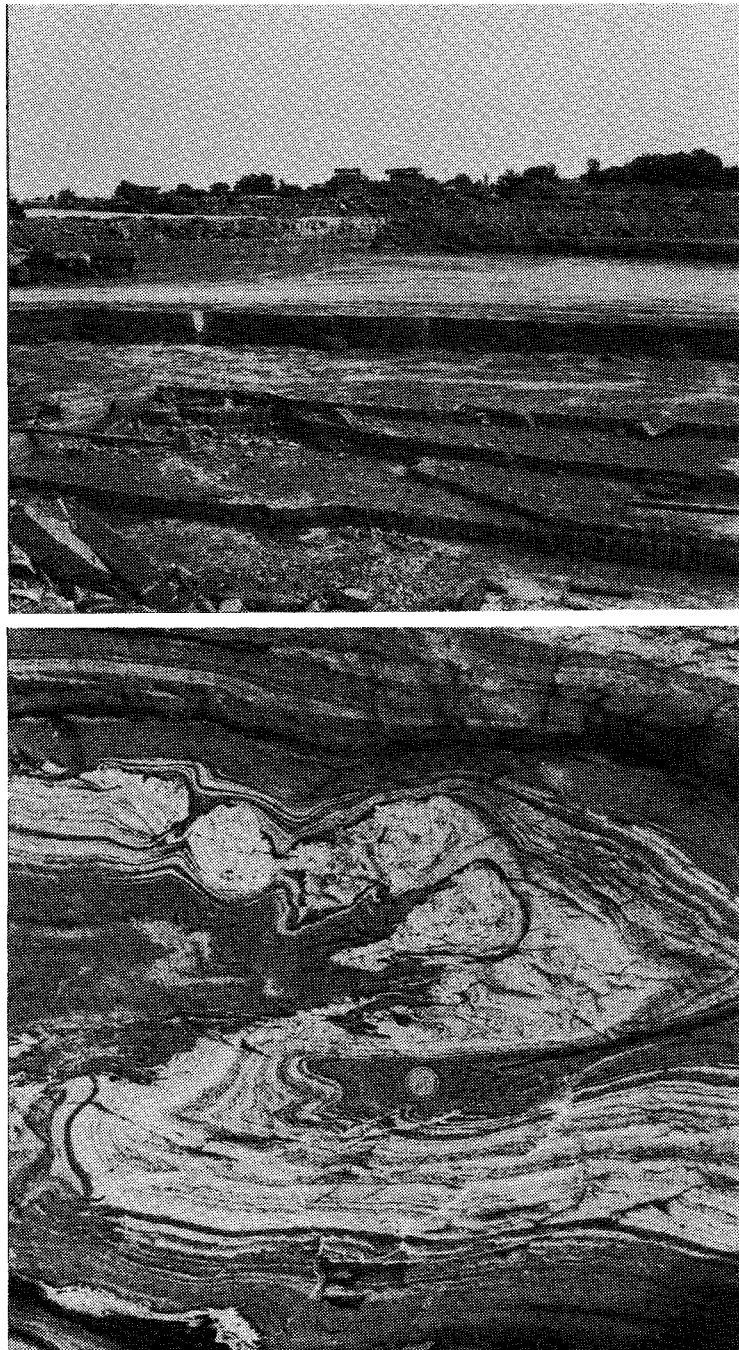
Den senaste inlandsisens tjocklek i Sverige beräknas ha varit mellan två och tre kilometer. Den var tunnast vid kanterna samt över fjällen, där de högsta topparna tycks ha stuckit fram genom isen under långa tider. Inlandsisens tyngd pressade ned jordskorpan ungefär en kilometer där belastningen var störst. Vid avsmältningen skedde en gradvis avlastning. Den avbröts upprepade gånger vid kortare klimatförsämringar, då isen kunde göra framstötter på någon mils längd. Isranden kunde på så sätt gå över samma plats flera gånger. Liknande förhållanden kan också ha rått när inlandsisen ryckte fram och byggdes upp. Berggrundsrörelserna under istiderna har därför i första hand omfattat upprepade, långvariga nedpressningar, avbrutna av kortare skeden med återhämtning när isen smälte och försvann. Mindre svängningar har förekommit inom dessa större.

Nedisningarna omfattade stora delar av norra Europa. Den senaste nedisningen har dock haft betydligt mindre utbredning än den närmast föregående. Den lämnade Stockholms-trakten för ca tiotusen år sedan. Återhämtningen efter den pågår ännu. Denna landhöjning berör hela Norden, se figur 8-4.

Därutöver har lokala blockrörelser, anknutna till isens avsmältning konstaterats i vissa trakter, särskilt i övre Norrbotten och angränsande delar av Finland. Nutida berggrundrörelser markeras av jordskalv.

8.2.7 Sammanfattning

Totalt omfattar den tidrymd man på detta sätt kan överblicka i fråga om den svenska berggrundens utveckling ungefär 2 000 miljoner år. Urberget fick sina huvuddrag, och genomgick sina väsentliga förändringar under de första tre fjärdedelarna av denna tid. Det var då det erhöll sina strukturdrag, det var då dess bergarter, som ursprungligen bildats på stort djup, lyftes upp till nuvarande ytnära läge. Det var också då, för mer än en halv miljard år sedan, som huvudparten av urbergets stora sprickzoner tillkom. Jämförelsevis små förändringar har inträffat i urberget under de senaste 650 miljoner åren, som väsentligen varit en period av lugn utveckling och små deformationer. Detta framgår



Figur 8-3. Den undre bilden visar den starka deformationen av ursprungligen horisontella skikt i urberget, medan den övre representerar den nästan ostörda plana skiktningen i täckbergarterna (ca 500 miljoner år gammal kalksten på Öland). Foto P H Lundegårdh.

klart av skillnaden mellan urbergets starkt störda strukturer och den lugna lagringen i de skiktade bergarterna som avlagrats ovanpå urberget, se figurerna 8-2 och 8-3. Bakgrunden till denna skillnad, och dess betydelse för bedömningen av den betydelse olika framtida skeenden kan ha för ett bergförvar behandlas i följande avsnitt.

8.3 BERGSKEDJEBILDNING

Berggrunden i Sverige har under sin utveckling varit utsatt för olika slags påverkan. Den mest genomgripande hör samman med långa perioder av bergskedjebildning. Strukturerna i urberget av-

viker i regel starkt från horisontalläget. Veck, avslitningar och andra deformationsstrukturer kan ses i olika skalor, från millimeter till mil, se t ex /8-14/. Sådana strukturer är typiska för byggnaden hos jordens bergskedjor. Bergskedjebildningen präglar också bergmassans inre byggnad, dess kornstruktur och kornfogar, och bestämmer därigenom dess benägenhet att spricka i bestämda riktningar. Härigenom påverkas bergmassan i sin helhet av bergskedjebildningen, även om påverkans styrka varierar både regionalt och lokalt.

Urbergets bergskedjebildningar har alla präglat berggrundsstrukturerna i sina respektive områden och gett upphov till regionalt utbredda gnejs- och granitterrängar. Som exempel kan nämnas den senaste bergskedjebildningen i det svenska urberget, den Sveconorwegiska som berörde den sydvästra delen av Sverige och angränsande delar av Norge. En tidig granit i detta område, Hästefjordgraniten, har åldersbestämts till 1 250 miljoner år och den senaste, Bohusgraniten, till 900 miljoner år. Tillsammans anger de sålunda ett tidsspänn på 350 miljoner år.

Närmast yngre bergskedjebildning i Skandinavien skedde väster om den Sveconorwegiska och gav upphov till berggrundsbyggnaden i den nuvarande skandinaviska fjällkedjan. Den bildades som nämnts i flera faser med åldrar mellan 540 och 400 miljoner år. Den föregicks emellertid av omfattande avlagring av urbergets nedbrytningsprodukter anknuten till sänkningsrörelser i jordskorpan samt till sprickvulkanism långt västerut (Ottfjällsdiabaserna, 740 miljoner år). I nordost, på Fiskarhalvön och i Timan kan man också urskilja bergskedjebildande faser kring 630 och 520 miljoner år, som kan vara fristående från, eller förelöpare till den skandinaviska fjällkedjan. Totalt markerar detta berggrunds-rörelser med vissa avbrott under en period på 350 miljoner år.

Under de senaste 400 miljoner åren har ingen ytterligare bergskedjebildning förekommit i Fennoskandia eller inom den nordeuropeiska plattformen. Söder härom inleddes däremot en förnyad bergskedjebildning, den hercyniska, i Europa norr om Alperna och på den Iberiska halvön, för omkring 350 miljoner år sedan. Den nådde sin höjdpunkt för mellan 330 och 280 miljoner år sedan. Den motsvaras tidsmässigt i Skandinavien av blockrörelser med regional vulkanism i Oslo-fältet och norra Skåne samt mera lokalt även utanför dessa områden.

Den senaste bergskedjebildningen i Europa representeras av Alperna och anslutna fjällkedjor i Medelhavsområdet. Deras bildning inleddes för omkring 200 miljoner år sedan och nådde sin kulmen för mellan 120 och 50 miljoner år sedan. Sedan dess har anslutande blockrörelser och vulkanism fortsatt norr om Alperna med i stort sett avtagande intensitet fram till våra dagar. De yttersta utlöparna är stora sprickrörelser genom Bornholm, Skåne och Hanöbukten. Norr om denna rörelsezona har inga liknande stora berggrunds-rörelser från samma tid konstaterats i Sverige.

Det kan alltså visas att varje bergskedjebildning är en långvarig process, som tar något hundratal miljoner år för att nå full utveckling och fullbordan. Man ser också att det svenska urberget undgått bergskedjebildning under de senaste 900 miljoner åren och endast i underordnad grad påverkats av senare bergskedjebildningar i omgivande regioner. Vidare märks en utvecklingstendens, som innebär att nya bergskedjebildningar inträffar bortom närmast föregående och på allt större avstånd från den nordeuropeiska plattformen. De båda senaste bergskedjebildningarna har åtföljts av stora blockrörelser i Oslofältet respektive Rhensänkan och dess fortsättning mot söder. Även i detta sammanhang finner man den senare som tidsmässigt hör samman med Alperna, längre bort från plattformen än Oslofältet, som hör till det hercyniska skedet.

En motsvarande tendens märks också i andra områden på jorden. Plattformområden med nästan ostörda täckbergarter, som ligger på ett underlag av graniter och starkt deformerade gnejser, är ett återkommande drag i kontinenternas byggnad. Bergskedjorna utgör deformationszoner utanför eller mellan sådana plattformområden, och senare bergskedjor ligger utanför dem, som bildades i ett föregående skede. Ett studium av de enskilda bergskedjorna visar dessutom att de alla uppstått ur havsområden utanför eller mellan kontinentala plattformar. (T o m toppen på Mount Everest består av ursprungliga havsavlagringar!) Flera forskare anser därför, och med stöd av direkta iakttagelser, att en ny bergskedjebildning redan börjat i Medelhavsområdet. Tanken att en ny bergskedja kan börja bildas vid Skandinavien västkust på grund av en sammanskjutning i Nordatlanten, har också framförts.

Med hänsyn till att samtliga tidigare bergskedjebildningar för sin fulla utveckling krävt något hundratal miljoner år är det tydligt att nya bergskedjebildningar inte kan förväntas märkbart förändra de nuvarande förhållandena i det svenska urberget inom en tidsrymd av en miljon år. En bergskedjebildning i Medelhavsområdet kan exempelvis jämföras med Alpernas, fast den skulle ske på större avstånd. Alpernas bildning tog totalt ca 200 miljoner år, och inrymde minst tre större kulminationer. Trots detta kan dess påverkan på urberget i Fennoskandia innanför randområdena endast påvisas lokalt och i mycket begränsad omfattning. Härav följer att påverkan från en liknande utveckling i Medelhavet under en miljon år rimligtvis inte kan bli av jämförbar storlek.

Beträffande en bergskedjebildning vid Skandinavien Atlantkust bör först konstateras att Nordamerika och Eurasien fortfarande rör sig bort ifrån varandra, och att en omvändning i dessa massors rörelseriktning, som skulle leda till en sammanskjutning i Nordatlanten, måste ta betydande tid. Det är därför osannolikt att den alls hinner inträffa inom en miljon år. Dess påverkan på urberget skulle i så fall kunna jämföras med den som kan påvisas från den skandinaviska fjällkedjans bildning. Påverkan kan, under en miljon år, endast utgöra en försumbar bråkdel av denna.

Att en förnyad bergskedjebildning skulle kunna äga rum inom det nordeuropeiska plattformsområdet under en miljon år kan betraktas som uteslutet. Slutsatsen av denna genomgång är således att nu pågående och framtida bergskedjebildningar, trots processens avgörande betydelse under urbergets tillkomsttid, ej kommer att påverka säkerheten hos ett förvar i svenskt urberg.

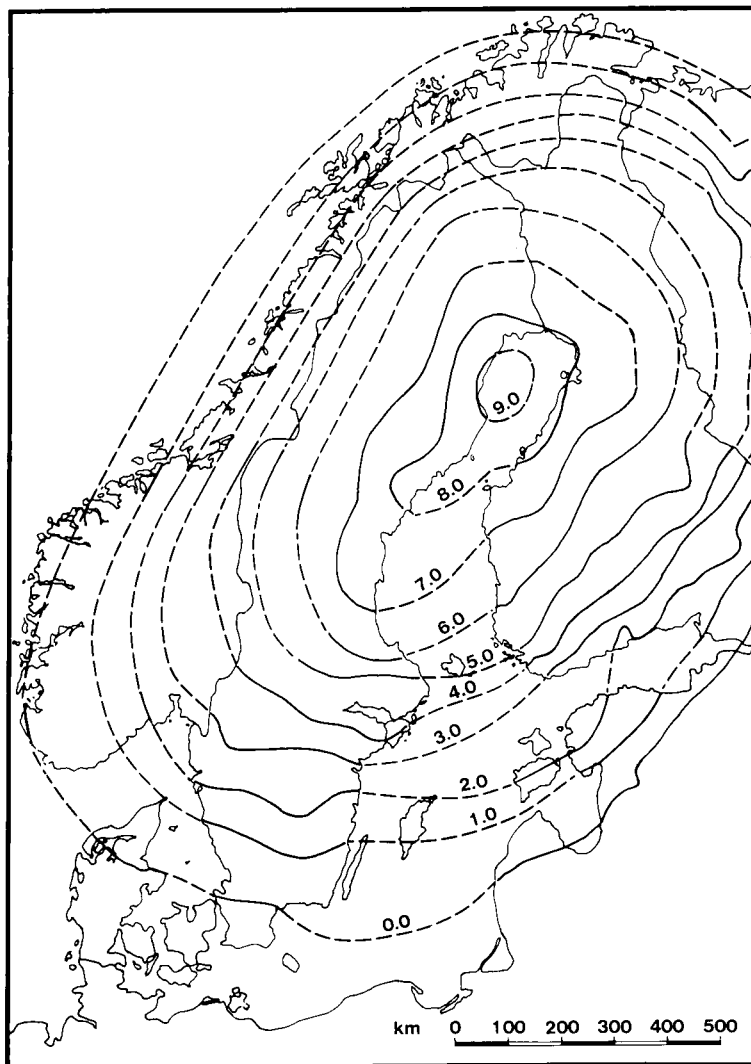
8.4 LANDHÖJNING

Urbergets bergarter och mineral visar att den kraftigaste bergartsdeformationen och den huvudsakliga mineralkristallisationen ägde rum på ett djup kring 10 km, och vid en temperatur kring 700°C /8-14/. När dessa bergarter nu påträffas i markytan innebär det sålunda en total landhöjning på ungefär 10 km och en avsvälning på nära 700°C. De äldsta täckbergarterna över det kristallina urberget, de s k Jotniska sandstenarna, innehåller vulkaniska enheter som är 1 250 miljoner år gamla. Det visar att landhöjningen upp till den markyta på vilken sandstenarna avlagrades, den subjotniska ytan, redan hade skett före denna tid. Andra iakttagelser /8-15/ visar att höjningen inom vissa delar av Fennoskandia fullbordats redan för mer än 1 600 miljoner år sedan.

Efter denna tidiga stora landhöjning, som i sig rymde flera skilda etapper, har flera sänkningar och höjningar av berggrunden ägt rum. I samband med avlagringen av de jotniska sandstenarna belastades jordskorpan i proportion till deras tjocklek, som i vissa områden uppgått till någon kilometer. En förnyad landhöjning, som medförde ett nedbrytande och bortförande av de jotniska avlagringarna och den yngre Visingsö-serien från stora områden, avslutades för omkring 650 miljoner år sedan. Landytan från denna tid, som var mycket flack och utjämnad, finns bevarad på många håll i dagens landskap och har fått ett särskilt namn, det subkambriska peneplanet.

Även efter denna tid har sänkningar och höjningar inträffat men amplituden tycks aldrig ha överstigit 1,5 km. Rörelserna har inte varit åtföljda av någon regional och betydande uppvärmning eller avsvälning.

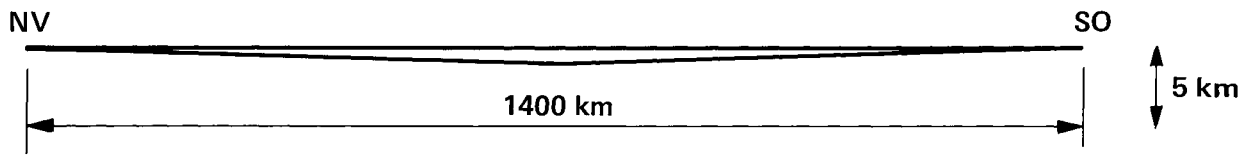
Den nuvarande landhöjningen i Fennoskandia förtjänar särskild uppmärksamhet. Dess hastighet i Sverige har kartlagts av Lantmäteriverket på grundval av landsomfattande precisionsavvägningar. Den har också sammanställts med motsvarande data från angränsande länder /8-16/, se figur 8-4. Geologiska studier visar att hastigheten var störst kort efter isens avsmältning och att den avtagit sedan dess. Den totala landhöjningen efter avsmältningen uppskattas till ca 850 m där den varit störst, vid Ångermanlands kust /8-17/. Den återstående, framtida höjningen kan beräknas ur höjningshastighetens ändring med tiden och ur tyngdkraftsfältet över Fennoskandia. Båda metoderna ger värden mellan något



Figur 8-4. Observerad landhöjningshastighet i Fennoskandia, millimeter per år, enligt Lantmäteriverket /8-16/.

tiotal och 200 m /8-18, 8-19, 8-20/. Detta stämmer väl med att man kunnat påvisa Lule älvs fåra, från tiden före den senaste nedisningen, ned till ca 100 m djup ute i Bottenviken /8-21/, vilket visar att ungefär 100 m återstår innan återhämtningen har fullbordats.

Anförda siffror anger att den återstående återhämtningen endast motsvarar ungefär en tiondel av den ursprungliga, totala nedpressningen av jordskorpan. Även denna maximala nedpressning under den senaste inlandsisen innebar för övrigt en ytterst ringa deformation. Enligt aktuella framställningar /8-17/ var deformationen i huvudsak begränsad till en svag omböjning i ett område beläget strax utanför Ångermanlands kust och i en smal zon mot NNE och SSW härifrån. Omgivande regioner av Fennoskandia var



Figur 8-5. Maximal nedböjning av jordskorpan i Fennoskandia under den senaste nedisningen, efter N A Mörner [8-17]. Nedböjningen visas i 20 gångers förstoring i förhållande till längdskalan, för att göras synbar.

endast utsatta för en minimal snedställning utan nämnvärd deformation. Snedställningen, där den var som störst, överskred inte 0,1 grad. Svagare omböjningar förekom dessutom i det nedpressade områdets randzoner. Ett vertikalsnitt med 20 gånger överdriven nedböjning ges i figur 8-5.

En analys av hur en landhöjning påverkar berggrunden har givits av [8-22/]. De urskiljer tre olika moment:

- När den högre delen av berggrunden bortförs eller en inlandsis avsmälter sker en avlastning. Detta ger en elastisk utvidgning av den underliggande berggrunden.
- Höjningen innebär en förflyttning utåt i radiell led från jordens centrum, vilket ger utrymme för en utvidgning.
- Höjningen innebär att berggrunden flyttas mot lägre temperaturer i det geotermiska fältet. Avsvalningen medför termisk sammandragning.

Beräkningarna visar att de båda senare punkterna överväger, så att den termiska sammandragningen och den radiella förflyttningen ger större utrymme än den elastiska utvidgningen tar i anspråk, vilket kan leda till sprickbildning.

Med hänsyn till de bergmekaniska effekterna bör man tydligen skilja mellan effektiva landhöjningar, som verkligen för upp berggrunden i ett högre läge, och återställande höjningar, som endast återför jordskorpan till ett tidigare höjdläge. De senare kan exempelvis äga rum i samband med att bergarter, som ursprungligen avlagrats på en landyta åter eroderas bort eller inlandsisar smälter. Detta kan självfallet aktivera de sprickor, som bildades när jordskorpan först intog det tidigare höjdläget, men

bergmekaniska förutsättningar för en omfattande nybildning av sprickor skapas inte.

Mot denna bakgrund kan landhöjningarna i Sverige grupperas på följande sätt:

- Landhöjningarna under tiden för urbergets tillkomst och nedbrytning för mer än 650 miljoner år sedan. Sammanlagt höjningsbelopp ungefär 10 km, temperaturfall ca 700°C.
- En rad senare landhöjningar, som också givit upphov till nya landytor på urberget, bl a för ungefär 300 och 110 miljoner år sedan samt i flera steg under en period, som inföll före istiderna men sannolikt började för mindre än 55 miljoner år sedan. Höjningsbeloppen är svåra att uppskatta men kan sammanlagt uppgå till högst två eller tre kilometer. Temperaturfallen var obetydliga. Landhöjningarna för 110 miljoner år sedan och fram till istiden står i samband med Alpernas och Nordatlantens bildning.
- En rad återställande landhöjningar, som inte medfört någon egentlig ny höjning eller avsvälning. Av dessa ligger de som inträffat efter inlandsisarnas avsmältning närmast i tiden, och den senaste pågår ännu.

Den pågående landhöjningen har av naturliga skäl tilldragit sig stort intresse. Geometriskt, bergmekaniskt och geodynamiskt är det emellertid fråga om en återställande landhöjning. Den kan uppenbart endast ha haft en obetydlig inverkan på berggrunden, i synnerhet som denna redan upprepade gånger gått igenom likartade rörelser i samband med tidigare nedisningar. Den nutida landhöjningens ringa betydelse för berggrundens beskaffenhet bekräftas av en jämförelse mellan de olika typområdena. Området vid Sternö kännetecknas av obetydlig landhöjning, medan Gideå ligger nära den Fennoskandiska landhöjningens absoluta maximum och Kamlunge ligger nära området för den snabbaste nutida landhöjningen. Dessa skillnader i landhöjning kan inte spåras i bergets beskaffenhet.

Av storleken på höjningsbeloppen och temperaturändringarna framgår att det i stället är den sammansatta landhöjningen för mer än 650 miljoner år sedan, som haft en helt dominerande inverkan på berggrunden. Senare effektiva landhöjningar kan av samma skäl i underordnad grad ha bidragit till berggrundens sprickighet. De nya landytor som bildades i samband med dessa höjningar svarar i allmänhet mot en ytterligare nedbrytning av urberget på några få hundra meter. Också våra dagars landyta ligger fortfarande ganska nära den subjotniska. I stora områden i västra Dalarna och i Östersjö-sänkan, där berggrunden överst består av jotnisk sandsten, har berggrunden trots alla landhöjningar ännu inte nått upp till det höjdläge den hade vid tiden för den subjotniska landytans bildning. I urbergsområden, där den subkambriska landytan

är bevarad, har de senaste 600 år miljonerna på sin höjd inneburit att en ca 1 km tjock serie täckbergarter hunnit avlagras och åter bortföras. Allt det här visar att både höjnings- och sänkingsrörelserna varit små och erosionen mycket liten, i genomsnitt mindre än 3 m per miljon år. Sammantaget markerar detta att Fennoskandias urberg i ungefär 650 miljoner år befunnit sig nära ett höjdmässigt jämviktstillstånd.

Den stora höjningen fram till den subkambriska landytans bildning svarar mot utjämnningen av urbergets tidigare bergskedjor. De mindre höjningarna därefter utgör däremot störningar i berggrundens jämviktstillstånd, som inträffar samtidigt med bergskedjebildningar och sammanhängande jordskorperörelser i omgivande regioner och Nordatlanten. Anknypningen till bergskedjebildningarna och deras tidsramar leder till slutsatsen att inte heller denna typ av landhöjningar kommer att nämnvärt förändra förutsättningarna för säkerheten hos ett förvar i svenskt urberg. Vad gäller en förnyad landhöjning efter en kommande nedisning och dess nedpressning av jordskorpan kan konstateras att den skulle innebära en endast obetydlig deformation och väsentligen ytterligare en upprepning av rörelser, som redan upprepats flera gånger i samband med föregående nedisningar. Tidigare rörelsezoner i berggrunden skulle aktiveras en gång till, men någon stor förändring av berggrundens egenskaper kan inte förväntas.

8.5 BLOCKRÖRELSER OCH VULKANISM

Ett karaktäristiskt drag i urberget är att det genomkorsas av talrika sprickzoner i olika riktningar. På många håll framträder de största zonerna som tydliga, ganska smala, men långa och nästan raka dalgångar. I en klassisk studie av dessa förhållanden i Östergötland /8-23/ visades att sprickdalarna i området uppträder i fyra distinkta riktningar, nämligen nordost, ostväst, sydost och sydsydost till syd. Sprickfyllande vulkaniska bergarter, diabaser, uppträder också i just dessa riktningar. Det visar att sprickorna i vissa fall gick så djupt att de nådde ned till smältflytande bergartsmaterial, som kunde tränga upp och stelna i sprickorna. Det finns sålunda ett nära samband mellan den regionala uppsprickningen och vulkanisk aktivitet, där diabaserna fortfarande vittnar om hur intensiv och djupgående sprickbildningen har varit. Samma samband finns också i jordens nutida vulkanområden, som på liknande sätt kännetecknas av stora och återkommande jordbävningar och andra tecken på intensiva sprickrörelser i berggrunden.

Diabaser och närstående vulkaniska bildningar uppträder allmänt i urberget åtminstone från västra Blekinge och upp till norra Västerbotten. Åldersbestämningar anger minst fyra skilda perioder med vulkanism av denna typ med åldrar kring 1 550, 1 250, 1 150 och 880 miljoner år.

Aktiviteten för 1 250 miljoner år sedan är av särskilt intresse. Redan dess stora omfattning gör den till en av de märkligaste i sitt slag i Europa. Dessutom kan visas att den regionalt och till tiden hör nära samman med de jotniska sandstenarnas avlagring på ett plattformsområde öster om den Sveconorwegiska bergskedjebildningen, ungefär samtidigt med Håstefjordgranitens tillkomst /8-24/.

Diabaserna som bildades för omkring 880 miljoner år sedan är på liknande sätt samtida med Bohusgraniten i väster. Det ligger därför nära till hands att sätta dem i samband med de stora blockrörelser, som sänkte ned de bevarade områdena med jotnisk sandsten inom främst Östersjö-området och Bottenviken, genom vertikallrörelser på någon kilometer. Senare blockrörelser av liknande typ och storlek, för omkring 700 miljoner år sedan, markeras av Visingsö-seriens bevarande i Vätternsänkan /8-25/.

Liknande stora, regionala och genomgripande blockrörelser från senare skeden har inte konstaterats i urberget, bortsett från dess randområden, och detsamma gäller den anslutna vulkanismen. Tvärtom kan konstateras att de stora höjdskillnader, som uppkommit vid tidigare blockrörelser, var helt utjämnade till det subkambriska peneplanet /8-4, 8-25/ för omkring 650 miljoner år sedan, se figur 8-2. Både blockrörelser och vulkanism har sedan dess varit jämförelsevis begränsade, få och endast av lokal betydelse. Följande episoder kan urskiljas:

- Alkali-vulkanisk aktivitet vid Alnön, utanför Sundsvall, för omkring 550 miljoner år sedan. Anslutna blockrörelser markeras av tjockleksvariationer i kambrisk sandsten utanför kusten /8-4/. Vertikallrörelser uppgick maximalt till något hundratal meter.
- Mindre blockrörelser, vertikalt på något tiotal meter, och aktivering av äldre blockgränser, vid tiden för den skandinaviska fjällkedjans bildning /8-4/.
- Stora blockrörelser och omfattande vulkanism i Oslofältet och norra Skåne för omkring 280 miljoner år sedan. Utanför dessa stråk förekom lokala blockrörelser på vertikalt några hundratal meter samt vulkanisk aktivitet söder om Vänern och vid Särna.
- Vulkanism och blockrörelser i Skåne för 170 och 110 miljoner år sedan. Mindre blockrörelser lokalt inom det svenska urbergsområdet.
- Blockrörelser i Skåne och tecken på vulkanism i Hanöbukten /8-10/, sannolikt med kulmen för omkring 55 miljoner år sedan i anslutning till vulkanism av denna ålder utanför norska kusten. Troligen upprepade rörelser i anslutning till höjningen av den skandinaviska fjällkedjan och Norrlandsterrängen.

- Lokala blockrörelser på något tiotal meter vertikalt, i anslutning till den senaste nedisningen.

Av dessa är Alnö-aktiviteten närmast en isolerad och lokal företeelse, medan de vulkaniska bildningarna och blockrörelserna för 280 miljoner år sedan trots den tydligt lokala karaktären visar på en spridd aktivitet i urberget i samband med den hercyniska bergskedjebildningen i Europa. Senare episoder berör framför allt den Nordeuropeiska plattformens randområden. Deras motsvarigheter inom urbergsområdet är svåra att påvisa och det är omstritt om någon verklig vulkanisk aktivitet över huvud förekommit här under de senaste 250 miljoner åren.

Särskilt intresse har under senare år ägnats åt de blockrörelser, som inträffat efter den senaste nedisningen, postglacialt. En översiktlig granskning omfattande större delen av landet /8-26, 8-27/ tyder på att sådana sena rörelser är mest frekventa i övre Norrland och norra Finland. Mera ingående lokala studier har genomförts på ett par platser i Norrland, Västergötland och Blekinge. Fortsatta studier kommer sannolikt att påvisa liknande rörelser på flera platser i landet.

Studierna i västra Blekinge /8-28/ gäller ett område endast 8 km från KBS tidigare borrhningar på Sternö. Där har påvisats en rörelse, som inträffade för ca 10 900 år sedan, ungefär 1 500 år efter inlandsisens avsmältning i trakten. Rörelsen innebar att terrängen öster om Mörrumsåns dalgång höjdes drygt 5 m i förhållande till den västra. Rörelsezonen antas ligga i själva dalen och fortsätta på ungefär 500 m djup under markytan på Sternö.

På norra Sternö finns inalles fem djupborrhål, varav fyra når vertikalt djupare än 500 m. Samtliga slutar i bra berg efter 128 till 579 m långa sektioner med mycket låg hydraulisk konduktivitet. Det innebär att den förmodade rörelsezonen inte mätbart påverkat berget i området. Det förefaller därför sannolikt att rörelsen i stället följt den av ett dalstråk markerade zonen ut till kusten söder om Karlshamn strax öster om Sternö. Samma zon kan spåras mer än 40 km in i landet och hör till en serie skjuvzoner i berggrunden, som enligt tektoniska studier /8-29/ är mer än 880 miljoner år gamla. Västra Blekinge ger ett bra exempel på en sen blockrörelse i en utpräglad sprickdal, som utgör en äldre rörelsezon, och av detta skäl à priori undviks vid placeringen av ett bergförvar. Samtidigt visar borrhningarna på Sternö att berget i berggrundsblock i omedelbar närhet av rörelsezonen inte märkbart påverkats av den postglaciala rörelsen. Även typområdet vid Kamlunge, i närheten av regionen med postglaciala rörelser i övre Norrland, kännetecknas av mycket god bergkvalitet.

Mera omfattande undersökningar av de sena blockrörelserna har utförts i Norrbotten /8-30, 8-31/. Bergrörelserna där har också i regel inträffat i anslutning till det lokala isavsmältningsskedet. Sprickzonerna i fråga har i huvudsak nordnordostlig rikt-

ning med brant eller medelbrant östlig stupning. I många fall har berggrunden öster om rörelsezonen höjts och skjutits upp mot väster, vilket tyder på en hoptryckning. Zonernas riktning sammanfaller med ett av de viktigaste äldre spricksystemen i Norrbotten. Den största påträffade vertikalförskjutningen i övre Norrland uppgår till ca 30 m.

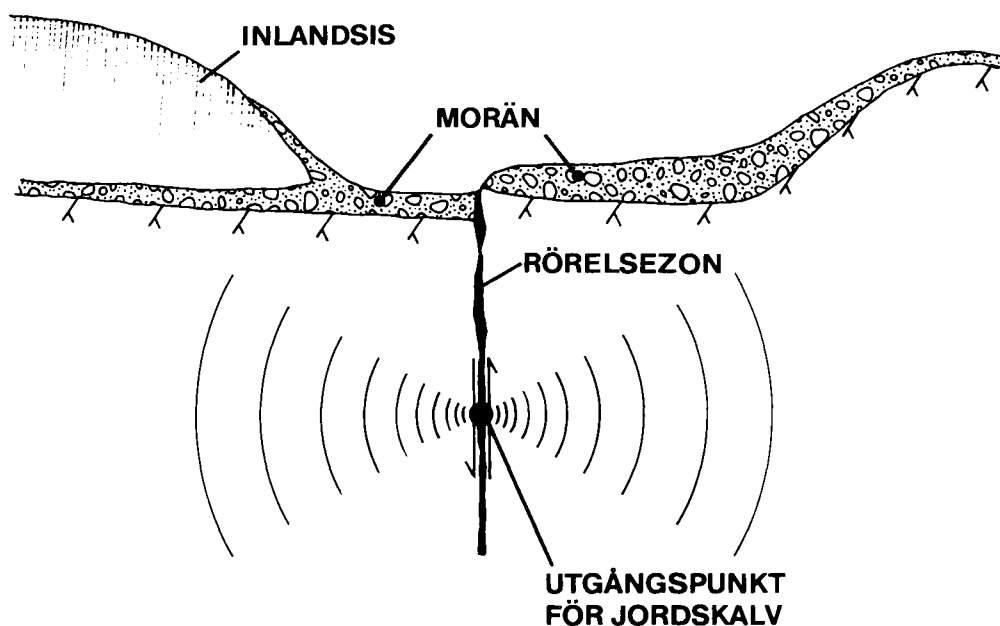
Den största av dessa rörelsezoner i Fennoskandia är Pärviezonen, som börjar strax söder om Lule älv och sedan sträcker sig 150 km i nordnordostlig riktning längs med fjällranden upp mot Råstojaure. Pärviezonen svarar ensam för hälften av längden på alla sådana kända rörelsezoner i Norrbotten, och åtföljs av flera kortare paralleller på sin östsida. På flera platser fördelade efter dess längd har man funnit bergsprickorna fyllda av mineral som aktinolit, epidot och zoisit. Dessa mineral bildas vid tryck och temperaturer, som visar att sprickzonerna här måste ha anlagts för mer än 850 miljoner år sedan. Uppsprickning i såvitt man kan se helt friskt berg förekommer på flera platser utefter denna zon. En geofysisk studie i mätområdet Tjärrojåkka visar emellertid att rörelsen även här har skett i en äldre rörelsezon.

Nordväst om Kärkejaure har en postglacial rörelsezon påträffats, vars olika grenar tillsammans är 15 km långa. Den följer helt en mycket äldre storregional rörelsezon i nordnordostlig riktning, som är över 125 km lång och upp till 3 km bred. Parallellt med zonen förekommer en 25 km bred svärm av diabasfyllda sprickor, vilka kan nå uppemot 10 km i längd.

Omfattande undersökningar har gjorts i Lansjärvstrakten. Berggrundsstrukturerna där har utretts med ingående tolkningar av i huvudsak regionala geofysiska mätningar. De anger ett nätverk av äldre sprickzoner. Medelavståndet mellan dessa i stråket kring de postglaciala rörelserna är omkring 2 km. En jämförelse med förhållandena i områden med väl blottad berggrund, samt i borrhål, där avståndet mellan större sprickzoner i regel är 0,4 km eller mindre, visar att det geofysiskt påvisade spricknätet kan motsvara 10-20 procent av det verkliga. Trots denna begränsning finner man att de postglaciala rörelserna med nordnordostlig riktning helt följer geofysiskt påvisbara storregionala rörelsezoner, eller sådana systems sekundära sprickor. Mera nordostligt orienterade rörelser har däremot åtminstone till en del gått genom områden, där äldre sprickzoner inte kunnat påvisas med nu tillämpade geofysiska metoder.

En förklaring till dessa sena rörelser i urberget omfattar rimligtvis ett samspel av flera olika faktorer. Följande kan nämnas vid nuvarande kunskapsläge:

- Rörelsernas anknytning till tiden för isavsmältningar pekar på den särskilda belastningssituation, som råder invid randen till en tjock inlandsis. Dess bergmekaniska betydelse har be-



Figur 8-6. Skiss till förklaring av postglaciala blockrörelser, efter Lagerbäck /8-30/. Inlandsisen har smält bort i högra delen av bilden, så att jordskorpan här har avlastats /8-32/.

lysts av Pusch /8-32/. Liknande situationer kan också ha funnits under inlandsisens framryckning.

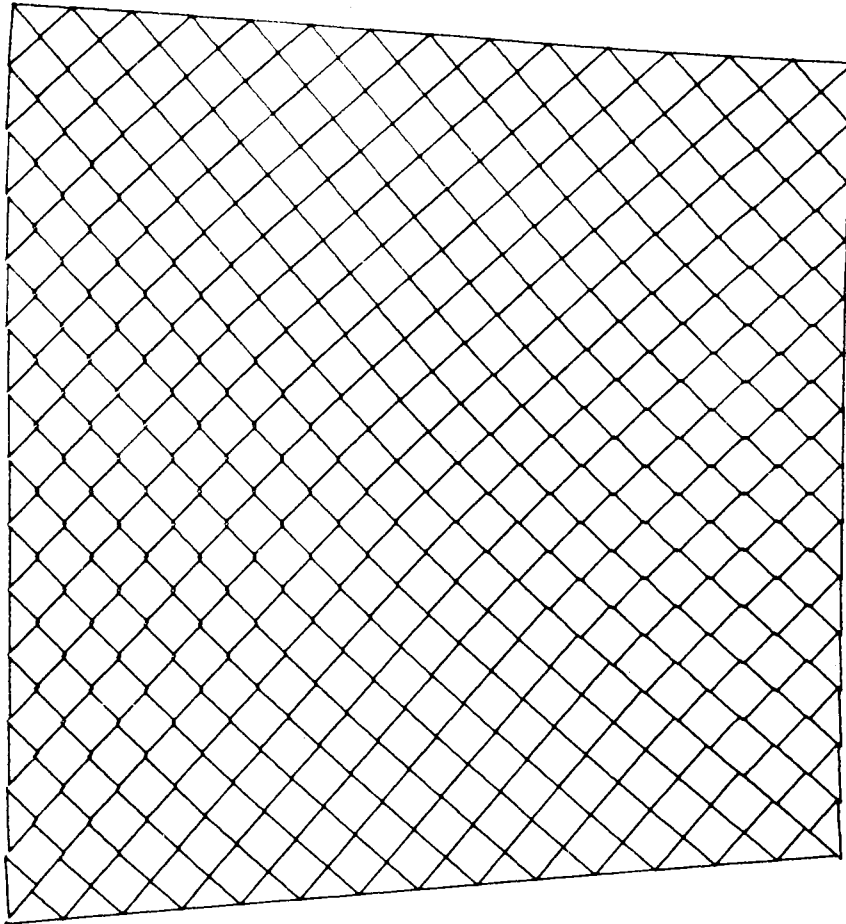
- Den förhärskande höjningen av blocken öster om rörelsezonerna i Norrbotten ser också ut att sammanhånga med belastningssituationen vid isavsmältningen. Före denna var isen regionalt sett tjockare i öster, men vid avsmältningen avlastades dessa tidigare mer nedpressade delar före de västra, som innefattade de avgjort senare framsmälta fjälltrakterna, figur 8-6. Den dominerande Pärvie-zonens läge öster om och parallellt med de norra fjälltrakterna pekar på samma förhållanden: I dessa trakter var tjockleksvariationen i istället mot högfjällen i väster den största och avsmältningen i väster också den senaste.
- Hoptryckningen vid rörelsezonerna svarar mot de nutida bergspänningarna, som bör ha förelegat åtminstone under de senaste 55 miljoner åren. De har på senare tid givits en platttektonisk förklaring /8-33/.
- Rörelsernas ökade förekomst i övre Norrland och norra Finland kan kanske stå i samband med det sena avsmältningförloppet i dessa trakter. En anknytning kan också finnas till det faktum att den svenska jordskalvszonen slutar här och delas upp i en nordlig och ostnordostlig gren.

Förnyade berggrunds rörelser i befintliga sprickzoner är i själva verket ett vanligt fenomen. De har rapporterats av flera forskare, från många olika håll i landet, och de har också påträffats i KBS typområden /8-34/. De flesta av dessa rörelser inträffade långt före istiderna. Ett fall där rörelsetillfällena ovanligt väl kunnat placeras i tiden har beskrivits /8-35/.

Att rörelserna verkligen koncentreras till de befintliga svaghetszonerna medan intilliggande berggrundsblock förblir så gott som opåverkade exemplifierades ovan med resultaten från Sternö. Detta är en naturlig följd av berggrundens blockstruktur. Detta bekräftas av motsvarande observationer i KBS andra undersökningsområden, och i bergrum, tunnlar och gruvor från alla delar av urberget. Överallt, och särskilt på större djup, finner man att inflödet av grundvatten sker i enstaka smala zoner, medan stora mellanliggande partier av berggrunden ger ytterst små bidrag. Som exempel kan nämnas att 80 procent av inläckaget till tunnel-systemet vid Juktan, med en total längd av 25 km, kommer från sju huvudzoner, som tillsammans endast har en bredd av 0,7 km i tunnarna. Också resterande inflöden kan hänföras till andra, mindre sprickzoner och enstaka sprickor i en i övrigt till synes tät bergmassa /8-36/. En kompletterande detaljstudie av läckagezoner i en tunnel ges i /8-37/.

Ytterligare illustrationer av hur befintliga sprickzoner styr senare rörelser ges av impaktbildningarna i urberget. Dessa har uppkommit genom stora meteoritnedslag och liknande händelser vid olika tillfällen efter den subjotniska landytans bildning. En översikt över de svenska förekomsterna har nyligen lämnats /8-38/. I flera fall, t ex vid Mien, Hummeln och Dellen, har dessa senare bildningar inte synbart förändrat den omgivande regionens blockstruktur. Tvärtom finner man att de större sprickzonerna i respektive område går igenom impaktbildningarna, vilket väsentligt försvårat deras tolkning. Särskilda mätningar visar följande att rörelser vid sådana sprickzoner fortfarande äger rum /8-39/.

En förklaring till att de sena rörelserna i så hög grad sker i äldre rörelsezoner och i så ringa grad påverkar berggrunden i intilliggande berggrundsblock sammanhänger både med blockstrukturens uppkomst och dess bergmekaniska egenskaper. Stora blockrörelser inträffade redan under urbergets bergskedjebildningar och många regionala rörelsezoner i berggrunden kan härledas till sena faser av detta skede. Den huvudsakliga blockindelningen kan dock, som redovisats ovan, hänföras till ett följande skede, när jordskorpan väsentligen reagerade som en stel och spröd platta, i vilken förskjutningar av km-mått ägde rum åtföljd av regional vulkanism. Från och med detta skede, som avslutades för ca 650 miljoner år sedan, kan jordskorpan röra sig som en uppsättning mindre block, begränsade av större och mindre sprickzoner. Förnyade berggrunds rörelser, för omkring 280 miljoner år sedan, var ungefär tio gånger svagare än de föregående, och åtföljdes bara lokalt av vulkanisk aktivitet. De postglaciala blockrörelserna,



Figur 8-7. Deformationsstruktur i en blockstrukturerad bergmassa, efter modellberäkningar enligt Stephansson m fl /8-40/.

utan vulkanism, var ytterligare tio gånger mindre. Det är då naturligt att dessa senare deformationer, som är små både i förhållande till de föregående och till jordskorpanns tjocklek på ca 40 km, inte bryter sönder denna på nytt utan i allt väsentligt ger förskjutningar i redan befintliga svaghetszoner. Mindre blockeringar, som berggrundshomogeniseringen vid de nämnda impaktbildningarna, tycks däremot inte utgöra något hinder för de äldre sprickzonernas förnyade propagering.

En fråga i detta sammanhang rör de berggrundsdeformerande krafternas orientering i förhållande till befintliga sprickzoner. Nya krafter i ogynnsam riktning skulle kunna tänkas ge en förnyad sprickbildning. Utförda modellberäkningar /8-40/ visar emellertid att en rätvinkligt blockindelad bergmassa följsamt kan anpassa sig till skjuvkrafter som verkar i 45° vinkel mot sprickorna, se figur 8-7. I urberget, som normalt uppvisar flera olika sprickriktningar, blir vinkeln mot en godtycklig skjuvkraft alltid mindre än så. Dessutom visar en rad storstrukturer, som Hyperitzonen, Vaggerydsyenitzonen, Koster-Orust-Göteborgsgångarna, Karlshamnsgångarna, Vättern- och Östersjösänkorna, Oslofältet och den nutida norska kusten mot Nordatlanten, att de huvudsakliga tensionskrafterna under de senaste 1 550 miljoner åren endast roterat ca 30° från riktningen ostväst till västnordväst i Skandinavien. De sveconorwegiska kompressionsstrukturer

rernas riktning, liksom den skandinaviska fjällkedjan och de nutida bergsspänningarna kompletterar denna bild och anger skeden med krafter av motsatt verkan (kompression) men med liknande orientering. Detaljerade analyser av Fennoskandias struktur återfinns bl a i följande referenser /8-41/ - /8-44/. Redan av de anförda huvuddragen framgår emellertid att de deformerande krafternas orientering i urberget varit etablerad sedan mycket lång tid. Den sammanhänger ytterst med omkringliggande bergskedjors och havsområdets läge, liksom med den nordeuropeiska plattformens egna begränsningslinjer. Det kan betraktas som uteslutet att väsentliga ändringar i dessa storstrukturer skulle inträffa under en period av en miljon år.

Slutligen återstår frågan om förvaret självt kan ändra förutsättningarna för den nuvarande blockstrukturen och dess fortbestånd. De enskilda tunnlarna i förvaret är emellertid så små, att de är försumbara i förhållande till storleken på de berggrundsblock som kan bli aktuella för ett slutförvar. Elasticitetsteoretiska beräkningar, liksom bergmekaniska spänningsmätningar i tunnlar och gruvor, visar att spänningssituationen i berget på avstånd större än tre tunnelradier utanför en cirkulär tunnel i ett spänningfält i det närmaste motsvarar den som råder i det ostörda berget /8-45/. I tunnelradien skall då inräknas tjockleken hos den uppluckringszon, som uppkommer vid håltagningen. Detta innebär att tunnlarna i ett förvar på relativt kort avstånd är omgivna av berg med en av håltagningen praktiskt taget ostörd spänningssituation. Deras betydelse för blockstrukturens fortbestånd ur denna synvinkel är därför försumbar.

Det använda bränslet i depositionshålen under tunnlarna avger värme. Förvaret är så utformat att temperaturen i bergmassan inte når 80°C. Praktisk erfarenhet av liknande uppvärmning finns från tjockoljelagring i bergrum, och har inte vållat några allvarliga problem i de betydligt större bergrum det då är fråga om. Man har däremot observerat att vatteninläckningen minskar till omkring hälften i samband med uppvärmningen. Det anger att bergets värmeutvidgning minskar de vattenförande sprickornas vidd, men att de ej sluts fullständigt. Noggrant instrumenterade värmeförsök i Stripa gruva har därutöver visat att värmespridningen i berget kan förutsägas med god tillförlitlighet, men att bergspänningarna närmast värmning ökade mindre än man beräknat /8-46/. Detta, liksom den minskade vatteninläckningen, beror i grunden på det faktum att berget ursprungligen kristalliserat vid omkring 700°C. Den förnyade lindriga uppvärmningen utnyttjar därför endast en del av den kontraktionsvolym, som svarar mot en tidigare avsvälning. Den kvarstående vatteninläckningen antyder att en del av kontraktionsvolymen finns kvar även efter senare mineralbildning och efter det att värmeförmedlingen medfört en förnyad utvidgning av berget.

Sammanfattningsvis kan sägas, att ett nytt skede med stora blockrörelser och regional vulkanism, av den typ som ursprungligen

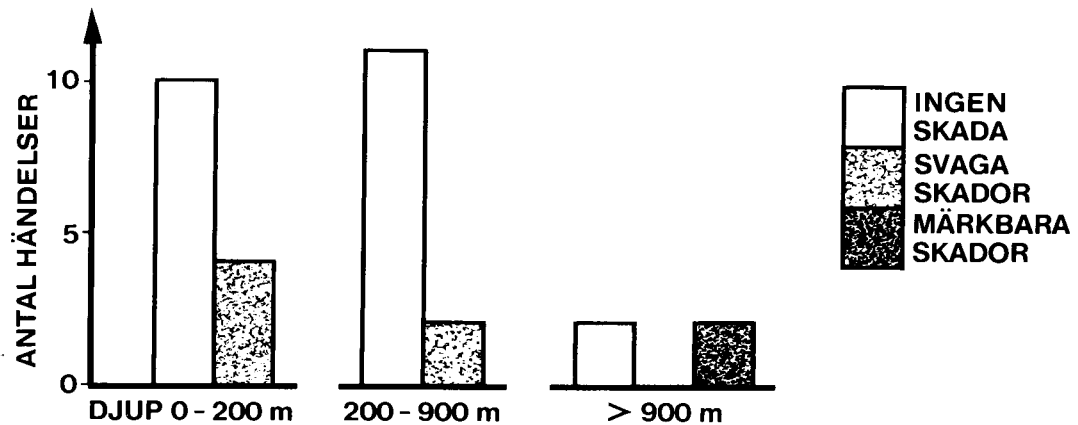
gav upphov till blockstrukturen i det svenska urberget, förutsätter en anknytning till närbelägna bergskedjebildningar, som inte kan förväntas inträffa inom en miljon år. De mindre, men lokalt betydelsefulla blockrörelser av den typ, som ägde rum i samband med lokal vulkanism inom det svenska urbergsområdet i samband med den hercyniska bergskedjebildningens kulmination för omkring 280 miljoner år sedan, kan inte heller förväntas. Ej heller blockrörelser, anslutna till vulkanism i urbergets randzoner och en förnyad öppning av ett hav väster om Skandinavien, kan göras sannolika. Därför har särskilt utrymme ägnats åt de postglaciala blockrörelserna. De ligger oss nära i tiden och kan också förväntas inträffa i samband med en förnyad nedisning. I fråga om antal, storlek och berggrundspåverkan är de emellertid utan praktisk betydelse. De stora äldre sprickzoner, där de företrädesvis uppträder, undviks redan vid det inledande valet av undersökningsområden. Mindre sprickzoner inom ett förvaringsområde, där framtida blockrörelser av detta slag åtminstone teoretiskt kan tänkas komma att inträffa, undviks såvitt möjligt redan vid tunneldragningen, och i varje fall vid den efterföljande utplaceringen av förvaringshål i ett förvar.

8.6 JORDSKALV

Kännbara jordskalv i Sverige är ovanliga, och där de inträffar väcker de allmänt intresse. Större jordskalv, som medför skadeverkningar på byggnadsverk på marken är sällsynta, och anteckningar om sådana, som inträffat i befolkade bygder, finns ända från slutet av medeltiden. Jordbävningsskatastrofer har inte i historisk tid inträffat i Sverige. Uppgifter om skadeverkningar under jord, i gruvor och tunnlar har inte påträffats, trots att gruvsdrift förekommit i landet i många hundra år.

I vissa andra länder, särskilt sådana som påverkas av sentida bergskedjebildningar eller vulkanism, är starka jordbävningar relativt vanliga, och omfattande jordbävningsskatastrofer förekommer. Från sådana länder finns spridda uppgifter om jordbävningars verkan på tunnlar och gruvor. På senare tid har också mätdata om hur bergrum påverkas av stora sprängningar och underjordiska kärnvapenprov tillkommit. Dessa uppgifter har nyligen sammanställts och analyserats /8-47, 8-48/.

Materialet omfattar totalt ett sjuttiototal stora jordbävningar och ett åttiotal underjordsanläggningar. Där ingår exempelvis 1960 års jordbävning i Chile, en av de starkaste som över huvud registrerats, och som vid markytan vållade många tusen människors död. Gruvarbetare, som under skalvet arbetade i närbelägna kolgruvor, vilka sträcker sig ut under havet, noterade ovanliga ljud, men kände ingenting av skalvet. 1964 års jordbävning i Alaska (Anchorage) som vållade extrem skada vid markytan, och var en av de största under 1900-talet, vållade ingen signifikant



Figur 8-8. Stapeldiagram över observerade skador vid stora jordbävningar i Nord- och Sydamerika, Japan, Indien och Medelhavsområdet i 30 öppna bergrum i kristallin berggrund och kalksten, fördelade på tre olika djupzoner, efter data från [8-48].

skada på järnvägs- och kraftverkstunnlar samt gruvor i det drabbade området. Liknande resultat rapporteras för 1970 års stora jordbävning i Peru, och vid katastrofen i Friuli 1976. I andra fall noteras lindriga skador, främst i tunnlar i lösa avlagringar, särskilt vid mynningen eller vid befintliga sprickzoner. Skador har dessutom inträffat i kolgruvor och djupa guldgruvor, vilka ofta har stabilitetsproblem på grund av att stora bergvolymer tas ut och omgivande berg har dålig hållfasthet eller mycket höga bergspänningar. Flera fall visar emellertid att skadeverkningsarna även vid sådana ogynnsamma förhållanden är små. Ett diagram över skadeverkningsarna i oåterfyllda gruvor och tunnlar i kristallin berggrund och kalksten, och deras fördelning på djup, visas i figur 8-8. Den visar att mer märkbara skador företrädesvis uppträder på djup större än 900 m, medan lindriga skador är något vanligare på ringa djup än på djup mellan 200 och 900 m.

Sammanfattningsvis kan sägas att små bergrum som järnvägs- och kraftverkstunnlar i fast berg redan på måttliga djup ger ett gott skydd även vid de starkaste jordbävningar som observerats i jordens mest jordbävningsbenägna områden. Stora berguttag, extrema djup och komplicerade bergförhållanden kan i olika grad nedsätta bergrummens stabilitet. De största påkänningarna härvidlag inträffar emellertid i regel i samband med sprängningsarbetet och inte med jordbävningarna. Bergrummens stabilitet är en fråga

som i huvudsak berör arbetsmiljön i förvaret, men inte dess funktion. Arbetsmiljön är i detta avseende i princip bättre i ett förvar än i en motsvarande gruva, eftersom inget uttag av malm sker och berggrundens beskaffenhet varit en styrande faktor redan vid platsvalet. Berggrundens beskaffenhet, så som man finner den vid platsundersökningarna, återspeglar, trots viss mineralnybildning, många årmiljoners samlade påverkan. Den visar effekten, med hänsyn till det lokala läget och berggrundsförhållandena, av otaliga jordbävningar, helt utanför ramen för all mänsklig jordbävningssstatistik. Även en förhöjd jordbävningssaktivitet i samband med de upprepade nedisningarna ingår självfallet i denna påverkan.

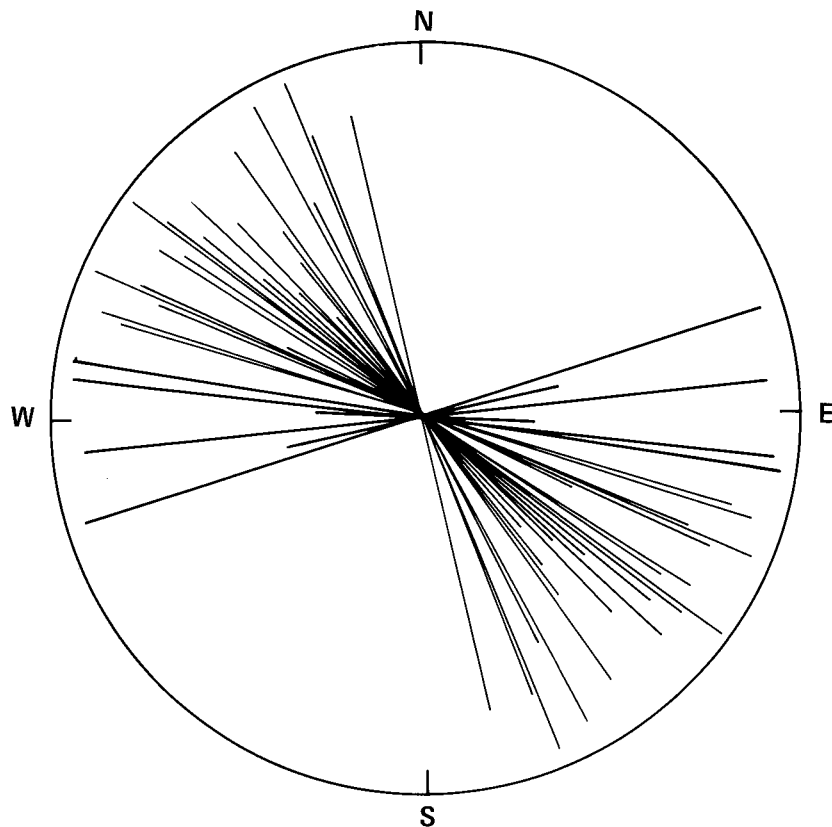
Mot denna bakgrund är det tydligt att de små jordskalven i Sverige inte kan förväntas skada funktionen hos ett återfyllt förvar av smala tunnlar i bra berg, även om också mer sällsynta större skalv skulle inträffa. Bergets beskaffenhet i de undersökta typområdena visar inte något samband med dagens regionala fördelning av skalven. Områden som Fjällveden, Kråkemåla och Sternö ligger i regioner med låg, och Gideå och Kamlunge i regioner med för svenska förhållanden hög nutida skalvaktivitet, men växlingarna i bergkvalitet områdena emellan återspeglar ingenting av detta. Den övergripande slutsatsen blir därför att jordskalven inte kan ha någon direkt betydelse för säkerheten hos ett bergförvar. De är emellertid av intresse i föreliggande sammanhang för den inblick de ger i nu pågående berggrunds rörelser och i jorskorpan djupare byggnad. En kort redogörelse för deras uppträdande kan därför vara motiverad.

Samtliga, huvudsakligen instrumentellt registrerade jordskalv i Sverige under åren 1951-1976 omfattar något över 200 skalv med regionala magnituder M_L mellan 1,5 och 3,8 /8-49/. Skalven inträffar oftast på djup kring 15 km, mindre ofta kring 25 km, och avtar i antal både uppåt och nedåt från dessa båda maxima /8-50/.

I ett förtätat nät av instrumentpunkter i södra och mellersta Sverige har under tiden december 1979 till december 1981 53 skalv registrerats med regionala magnituder 0,4 - 3,2. De har i stort samma fördelning geografiskt och i avseende på djup, som tidigare registrerade skalv.

En ingående analys av de 53 skalven visar bl a följande /8-51a, 8-51b/:

- En tolkning av skalven anger bergrörelser, som svarar mot riktningen på de bergspänningar, som råder i Sverige (och övriga Europa norr om Alperna), se figur 8-9.
- Rörelserna kan, med angivna förutsättningar, beräknas innebära förskjutningar i berget på upp till 10 cm efter spricky-



Figur 8-9. Tolkning av svenska jordskalv. Varje linje anger riktningen för den horisontella deviatorspänningen för ett enskilt skalv, efter Slunga [8-51 a, b].

tor med radier mellan 30 och 150 m på det djup, där respektive skalv inträffat.

- Vid den fria bergytan ovanför skalvhärden kan rörelseamplituden maximalt uppgå till någon tiondels mm.

Vidare konstateras, att rörelserna vanligen skett efter branta sprickplan och i ungefär hälften av fallen väsentligen utgjort horisontella förskjutningar utmed sprickriktningen. De övriga har i huvudsak inneburit rörelser utmed sprickytornas lutning. Vid hälften av dessa fall har bergblocket över sprickplanet skjutits uppåt och i övriga nedåt (normala förkastningar). I flera fall kan skalven sättas i samband med spricklinjer som också syns i terrängen.

Skalven i Skåne (4 st) skiljer sig från övriga genom att de alla är övervägande normala förkastningar, som kan lokaliseras till större förkastningslinjer i berggrunden, där de givit mindre spänningsfall än övriga skalv.

De svenska jordskalven uppträder tydligt samlade till ett nästan rätlinjigt bälte mellan Göteborg och Luleå, se figur 8-10. Väster om bältets mellersta del inträffar mycket få skalv, öster om det avtar skalvens antal mera gradvist. Mot norr delas bältet i en

nordlig gren, som ungefär följer Kalix- och Torne älvdalar och en ostnordostlig gren, som sträcker sig genom Finland. I ett större sammanhang /8-52/ framträder ett område med ytterst få skalv centralt i Skandinavien, omgivet av seismiskt mer aktiva zoner, som förutom det nämnda bältet omfattar Kattégatt, Skagerak, Oslofältet samt delar av Norges kust och Norska havet.

Inom bältet tycks skalven i viss mån vara koncentrerade till trakten kring Vänern, Skellefteå och Luleå. 95% av skalven i Sverige mellan 1951 och 1976 har kunnat fördelas dels på Vänerområdet och dels på 26 linjära sprickzoner, som ofta markeras av älvdalar /8-53/, se figur 8-11.

Flera faktorer har nämnts som förklaring till jordskalvens uppkomst och geografiska fördelning i Sverige. Hit hör den pågående landhöjningen, vars upplagrade deformationsenergi visats motsvara den energimängd, som frigörs vid skalven /8-54/. Jordskalvsbältet följer dessutom den zon, där jordskorpan skall ha varit mest deformerad av inlandsisen /8-17/, och där kurvorna för den nuvarande landhöjningshastigheten visar den största krökningen. /8-16/ Samma zon utgör emellertid också en brytningslinje i landformerna /8-11/, som på ungefär 100-150 m höjd skiljer den höglänta västra delen av Skandinavien med fjällen och Norrlandsterängen från det flacka låglandet och Östersjö-sänkan i öster. Denna linje aktiverades i samband med landhöjningen före istiderna, och går tillbaka på rörelsezoner av urbergsålder. Höjdförhållandena inom området har också inneburit att inlandsisarnas tjocklek väster om denna linje och upp mot fjällkedjans högsta delar avtagit med ungefär en kilometer. Samma linje markerar slutligen en gräns i de tydligt höjdberoende tyngdkraftsförhållandena. Ett tyngdkraftöverskott (free air) i väster övergår vid denna linje i ett underskott över Östersjö-Mälar-Vänersänkan /8-18/.

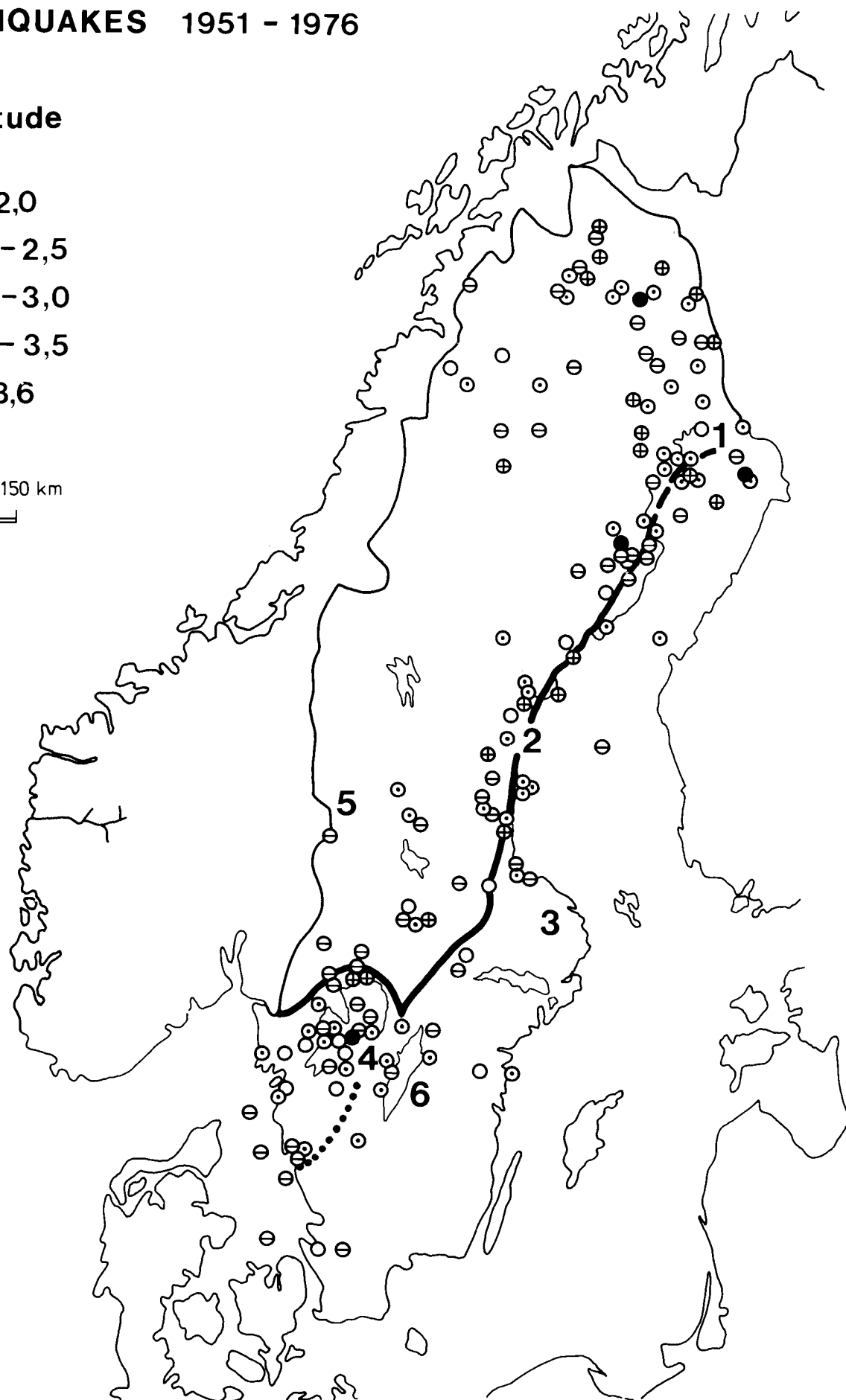
Tidigare uppgifter om att det svenska jordskalvsbältet svarar mot en förtunning av jordskorpan har inte bekräftats av senare bestämmningar /8-55, 8-56/. Däremot tycks det finnas ett geografiskt samband med förekomsten av alkalina bergartskroppar i Sverige, fast dessa är av vitt skiftande ålder. Bältets norra ände markeras av de 1 150 miljoner år gamla "Kalix-kimberliterna", och deras orientering mot norr överensstämmer med bältets nordliga förgrening. Denna förekomst, tillsammans med övriga alkalina kroppar och den yngre vulkanism (280 miljoner år) söder om Vänern markerar de nutida gränserna för det svenska skalvbältet, som i sin orientering dessutom pekar hän mot liknande förekomster på Kola-halvön. Slutligen kan noteras att det skandinaviska jordskalvsbältets läge innanför och parallellt med den skandinaviska fjällkedjan påminner om ett jordskalvsbälte i USA vid New Madrid, med motsvarande läge innanför Appalacherna på andra sidan Atlanten.

EARTHQUAKES 1951 - 1976

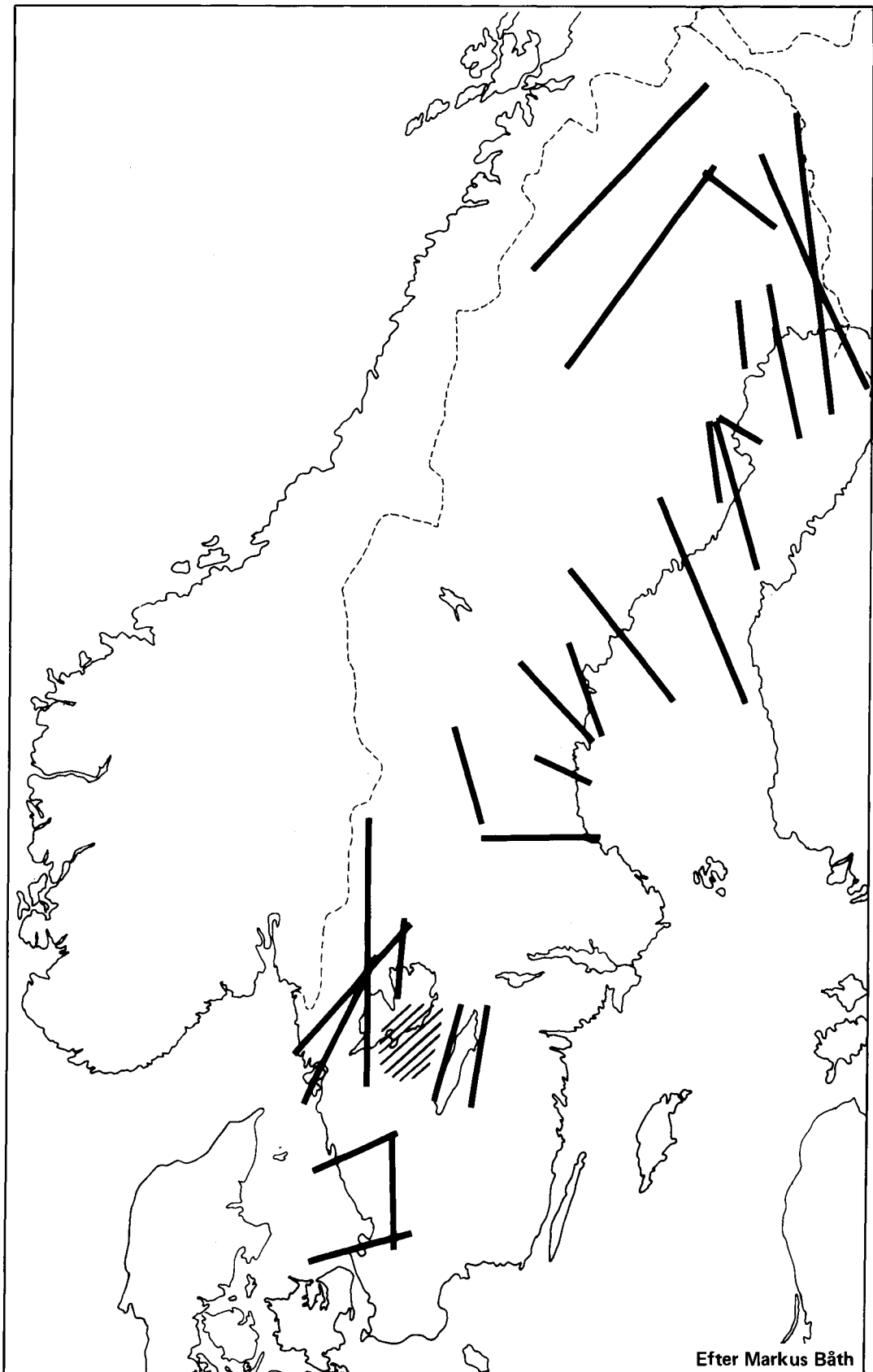
magnitude

- $\leq 2,0$
- ⊙ 2,1 - 2,5
- ⊖ 2,6 - 3,0
- ⊕ 3,1 - 3,5
- $\geq 3,6$

0 150 km

Figur 8-10. Den geografiska fördelningen av svenska jordskalv under perioden 1951-1976 enligt Båth [8-49]. På kartan visas västgränsen för det subkambriska peneplanets förekomst, heldragen linje, samt för de subpermiska till subsenoniska landytorna, prickad linje. Siffrorna 1-6 anger läget för »vulkaniska» bildningar i Kalix, Alnön, Almunge, Västgötabergen, Särna samt Norra Kärr.



Figur 8-11. 95 % av alla jordskalv, som registrerades i Sverige under perioden 1951–1976, kan fördelas på de 26 linjära zonerna samt den streckade ytan invid Vänern [8-53].

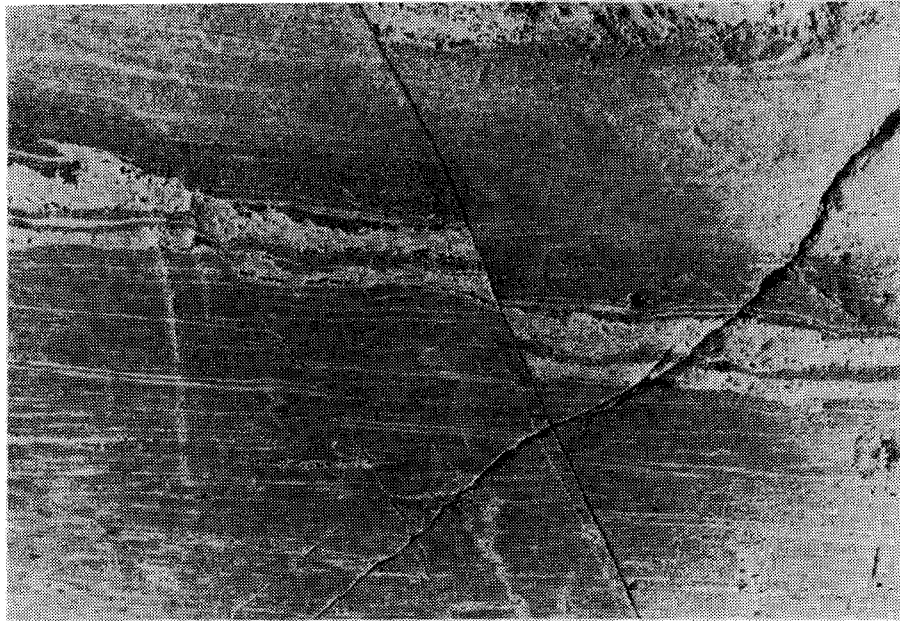
Sammanfattningsvis kan sägas att jordskalven i Sverige tycks svara mot nutida bergspänningar och landhöjning, men att de styrs av strukturer i berggrunden som anlades redan under urbergets bildningstid, och som aktiverats flera gånger sedan dess.

8.7 FÖRSKJUTNINGAR INOM BERGBLOCKEN

Kapslarna i ett bergförvar omges av en bentonitmassa, som reagerar plastiskt på mekaniska påkänningar. Därigenom skyddas kapslarna mot skador på grund av mindre förskjutningar. Förskjutningar efter horisontella eller flacka sprickplan, som överstiger någon centimeter i längd skulle dock medföra risk för kapselskador. För att belysa detta problem har iakttagbara förskjutningar studerats på väl blottade, rensköljda strandhällar på nio platser utefter kusten mellan Öregrund och Sternö, se figur 8-12, 8-13.

Förskjutningar utmed sprickor har uppmätts där de överstigit 1 mm. Sammanlagt 1 385 sprickor med längder mellan 2 och 60 m ingår i materialet. Ingen av dessa visade någon förskjutning av isräfflor. Totalt 67 äldre förskjutningar har iakttagits. Horisontalrörelsens storlek inom alla områden, utom ett, kan approximativt betecknas som en lognormalt fördelad population med ett frekvensmaximum mellan 30 och 65 mm, se figur 8-14. Medelavståndet mellan förskjutningarna överstiger 50 m. De iakttagna deformationsmönstren visar en växling i rörelsetendens mellan de olika områdena, vilket inte överensstämmer med dagens enhetliga bergspänningssituation och det rörelsemönster som påvisats för jordskalv. Flera av sprickorna med förskjutning i varje område innehåller nybildningar av mineral, som anger att de är äldre än 650 miljoner år. I området vid Lönö kan förskjutningarna sättas i samband med diabaser, som sannolikt har en ålder av ungefär 1 500 miljoner år, och vid Flatvarp är förskjutningarna ännu äldre, se figur 8-12. Fältiakttagelserna anger sålunda att flertalet förskjutningar inom berggrundsblocken, och möjligen alla, inträffat under tiden för urbergets tillkomst och nedbrytning. I så fall kan inga förskjutningar väntas under den närmast kommande årmiljonen.

Åldern på varje enskild förskjutning har emellertid inte kunnat bestämmas. Det kan därför vara av intresse att undersöka konsekvenserna av ett ogynnsamt, helt hypotetiskt fall, där samtliga iakttagna förskjutningar skulle ha inträffat under de senaste 650 miljoner åren med en slumpmässig fördelning i tiden. Vidare antas att frekvens och storlek av förskjutningen i horisontalplanet och vertikalplanet är desamma. Sannolikheten (P) för att en 5 m lång kapsel skall träffas av en förskjutning större än 1 mm under en miljon år om förskjutningarnas medelavstånd är 50 m, kan då beräknas med hjälp av Poisson-fördelningen, som ger



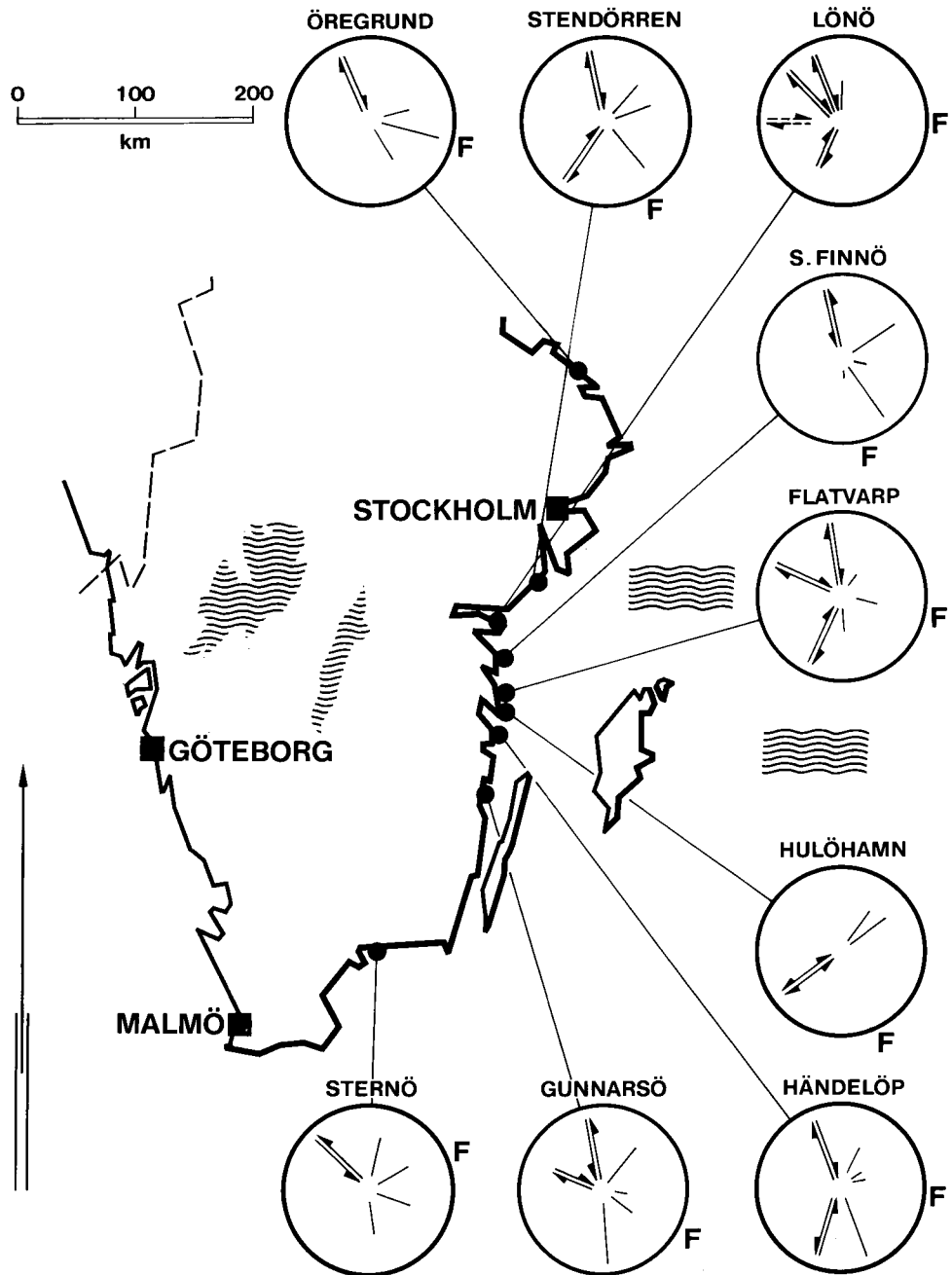
Figur 8-12. Förskjutningar i berget inom berggrundsblocken. Den undre bilden visar att de ljusa banden i berget ännu kunde plastiskt anpassa sig till deformationen och delvis även tränga in i de nybildade sprickorna. Detta anger en ålder på förskjutningen uppemot 1600 miljoner år. Flatvarp, foto C G Rydén.

$$P = 1 - 1 : e^{5 : (50 \times 650)} = 1,5 \times 10^{-4}$$

Denna sannolikhet innebär att två av ca 5 000 kapslar i ett slutförvar kan förväntas bli berörda av en förskjutning större än 1 mm under en miljon år.

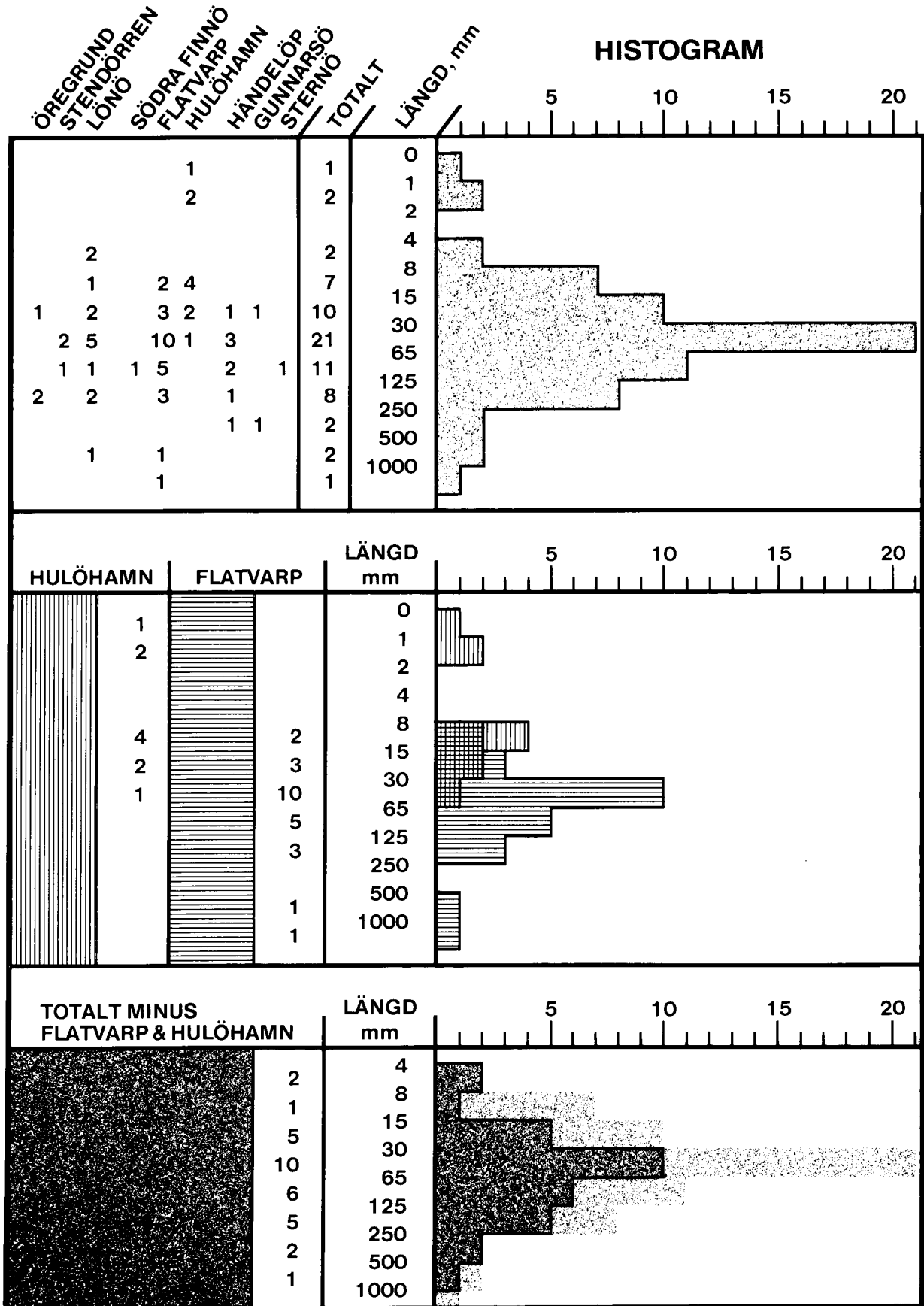
Ett antal omständigheter talar för att ovan angivna sannolikhets-tal är för högt. Sålunda visar utförda undersökningar i samband med jordskalvsstudier att av 53 förskjutningsplan var inget flackare än 30° från horisontalplanet, medan 46 angav vertikal till medelbrant orientering.

Ovan genomförda räkneexempel gör inte anspråk på att vara en strikt riskbedömning. Den illustrerar dock numeriskt den praktis-



Figur 8-13. Översikt över undersökningsområdena rörande förskjutningar samt resultaten. Vänstra delen av cirkeldiagrammen ger de förhärskande förskjutningsriktningarna och högra delen de förhärskande sprickriktningarna. Sprickriktningsstreckens längd är proportionell mot inverterade värdet av medelavståndet i m, en hel radie svarar mot medelavståndet 1 m, en tiondels radie mot medelavståndet 10 m. F anger förhärskande foliationsriktning.

ka betydelsen av berggrundens blockstruktur. Den karaktäristiska kontrasten mellan berggrundsblocken och mellanliggande smala sprickzoner, som bäst framgår av deras olika grundvattenföring, visar att berggrundsförskjutningarna sedan blockstrukturens etablering, i huvudsak kunnat utlösas efter befintliga sprickzoner. Mineralfyllnader av den typ som visas i figur 8-12 anger att förskjutningarna inom berggrundsblocken främst inträffade nära slutet av urbergets tillkomsttid i området.



Figur 8-14. Fördelning av observerade förskjutningslängden, antal observationer mot längdklasser i mm.

8.8 MINERALISERING

Utöver de mekaniska påfrestningar som urberget varit utsatt för har kemiska förändringar också påverkat dess mineralsammansättning. Volymsmässigt är denna påverkan obetydlig. De nya mineralen har främst bildats i bergets korngränser, porer och sprickor. Därigenom påverkas bergets vattengenomsläpplighet, porositet och hållfasthet, se kapitel 6. Då de i hög grad ingår i bergets kontaktyta med grundvattnet påverkas dess kemiska sammansättning liksom de reaktioner som kan ske mellan berget och radioaktiva ämnen i vattnet, se kapitel 7. Av dessa skäl har sprickmineralen redan från början studerats vid KBS platsundersökningar och i Stripa. I litteraturen finns många viktiga uppgifter från andra håll liksom beträffande de mineralogiska förändringarnas bakgrund och tidssammanhang. Följande punkter är betydelsefulla för en bedömning av berggrundens fortsatta utveckling.

- De metamorfa sprickmineralen, se avsnitt 7.3.1, bildades i samband med urbergets avsvälning från ca 700°C och dess samtidiga förflyttning från omkring 10 km djup till ett ytnära läge, motsvarande dagens (retrograd metamorfos). Denna utveckling avslutades i stora delar av Sverige före den subjotniska landytans bildning för ungefär 1 300 miljoner år sedan och för övriga urbergsområden utanför fjällkedjans influensområde för mer än 650 miljoner år sedan. Denna typ av mineralnybildning är därför utan betydelse för en prognosperiod på en miljon år.
- Hydrotermala mineralbildningar har inträffat upprepade gånger. Betydande mineraliseringar med kvarts, kalkspat, flusspat (CaF_2), baryt (BaSO_4), och sulfider, främst blyglans (PbS) i sydöstra Skåne kan strukturellt och geografiskt anknytas till diabaser, som är omkring 280 miljoner år gamla. Liknande mineraliseringar förekommer spridda i urbergets täckbergarter i Östersjö-området, vid Siljan och i fjällranden samt som sprickfyllnader i urberget. Flera av dem kan vara av liknande ålder medan andra kan vara äldre. Några motsvarande senare bildningar är däremot inte kända. De speciella förutsättningar för hydrotermal mineralbildning, med omfattande blockrörelser och lokal vulkanism, som då rådde, har sedan dess inte funnits inom urbergsområdet och kan inte heller förväntas inom en miljon år.
- Vittring och mineralutfällning pågår däremot fortfarande och kräver en närmare analys.

Kemiskt innebär vittring att vattnet i marken med sin halt av syre och koldioxid, angriper befintliga mineral. Dessa kan helt gå i lösning eller delvis stanna kvar i form av nya, mer stabila, faser. Biologisk aktivitet, särskilt i växternas rotzon, samt temperaturspänningar, frostsprängning och andra ytnära företeelser anses bidra till vittringens förlopp. Mineralutfällning

sker när vattnet med sin halt av lösta ämnen på sin vidare väg blir mättat eller övermättat i avseende på nya faser. Jämviktsvillkor och stabila mineralkombinationer för aktuella system kan beräknas på termodynamisk och lösningskemisk grund för både vittring och utfällning.

Den huvudsakliga vittringen sedan istiden markeras av ett centimetertjockt urlakningsskikt (A_2) i jordtäckets. Utfällning, främst av järn- och aluminiumföreningar och vissa organiska ämnen, sker i en några dm tjock zon under urlakningsskiktet, den s k rostjorden (B). Jordlagren därunder (C) är däremot närmast opåverkade av den nutida vittringen. En viss urlakning av kalcit förekommer. Den motsvaras av en återutfällning på större djup i berggrunden, vilket anges både av åldersbestämningar på sprickfyllnader av kalcit och en viss övermättnad i djupa grundvatten /8-34/. C-lagret innehåller i regel varken kaolin eller smektit, som utgör typiska vittringsprodukter. Lermineralet illit påträffas däremot ofta här, tillsammans med de ovittrade bergartsmineralen, som utgör huvuddelen av jordtäckets. Mineralsammansättningen här visar sålunda att sjunkvattnet i marken förlorat största delen av sin förmåga att oxidera bergartsmineralen och att omvandla dem till kaolin eller smektit på mindre än en meters djup under markytan.

Berggrunden under jordtäckets är därför väsentligen opåverkad av nutida vittring, och har legat skyddad alltsedan istiden. Den visar i regel en isslipad yta med bevarade räfflor. På utsatta hållar, utan jord och särskilt över marina gränsen, har ytans nedbrytning däremot ofta nått några centimeters djup och avlägsnat alla spår av isräfflorna. Vittringsprodukterna har i dessa fall helt sköljts bort.

Vid anläggningsarbeten i berg, liksom vid KBS undersökningar, påträffas såväl oxiderade, rödfärgade, som leromvandlade kaolin- och smektitförande zoner och lerslag i urberget i snart sagt hela landet. Det kan som ovan visats ej i någon större utsträckning ej vara fråga om nutida bildningar. Flera skeden före istiden kan däremot ha bidragit till dessa förändringar i berggrunden. Rödfärgningen kan t ex tänkas stå i samband med en djup, oxiderande grundvattencirkulation ned under den subjotniska landytan för ungefär 1 300 miljoner år sedan. En subkambrisk till kambrisk (650-600 miljoner år) kaolinbildning har påvisats på flera platser och en senare intensiv kaolinvittring drabbade i varje fall delar av Sveriges urberg för mer än 100 miljoner år sedan. Dess uppträdande har nyligen diskuterats /8-12/. Bl a anföras data från borrhningar i Kristianstadsområdet, som visar att kaolinhalten avtar med ökat djup medan smektithalten ökar. De båda mineralens förekomst i olika områden bör därför sannolikt ses mot bakgrund av bl a områdenas erosionsnivå och tidpunkten för täckbergarternas avlägsnande. Nämnas kan också att många grundvattenprov från större djup i berggrunden har en kemisk sammansättning som faller nära jämviktsläget för samexisterande kaolin

och smektit /8-57, 8-34/. Ännu senare lervittring i berggrunden har också diskuterats /8-58/.

Samtliga dessa spår av djupgående kemiska förändringar i berggrunden svarar mot långvariga skeden, långt före istiden, med starkt utjämnade landytor, djup grundvattencirkulation och mot nutiden starkt avvikande klimatförhållanden. Fysikaliskt-kemiskt avviker denna djupvittring också starkt från den man ser i jordtäcket. Där svarar vittringen mot ett allsidigt angrepp på friliggande mineralkorn under bortförsl av reaktionsprodukterna, vilket leder till en snabb nedbrytning till en renodlad slutprodukt - urlakningsskiktet, som huvudsakligen består av kvarts. På större djup i urberget sker vittringen i stället som en långsam utbredning av en reaktionsfront. Den innebär en materialtransport i två riktningar över en gränsyta som utgörs av den vattenförande sprickans väggar. Vatten tillförs till berget och binds i vattenhaltiga alumosilikat, lermineral, medan katjoner lakas ut eller i viss utsträckning hålls kvar i de nybildade mineralen. Nettoeffekten är en volymökning som till slut kan leda till att grundvattenflödet i sprickan helt avstannar. Lerslag och lerzoner under jord är därför ofta helt torra när de först påträffas och innan håltagningen medför förnyad vattentillförsel. Både fältiakttagelser och termodynamisk analys /8-59/ visar att slutprodukten i dessa fall är en kombination av ett fåtal mineralfaser i lokal jämvikt eller en serie monominerala mineralzoner. Den lokala jämviktsmekanismen ger en förklaring till varför berggrunden vid sidan om vittringszonerna är opåverkad och varför den kemiska sammansättningen hos grundvattnet i granitisk berggrund inte står i jämvikt med dess huvudmineral, fältspater och kvarts.

Fastän den nutida vittringen i huvudsak sker i den översta metern i jordtäcket och dess vidare förlopp i hög grad är beroende av en okänd klimatutveckling, kan en framtida vittringspåverkan på berggrunden sålunda förutses tack vare studiet av äldre vittringsperioder och underliggande kemiska principer. Nu pågående processer leder till att urlakningsskiktet i marken långsamt tillväxer mot djupet tills nuvarande jordlager "förbrukats". Under tiden kan den djupare berggrundens hydrauliska konduktivitet avta ytterligare på grund av kalcitutfällning. Därefter angriper vittringen kalcitfyllda sprickor och kornförbanden i berggrundens övre del, vilket följs av en begynnande kaolinbildning. De högre berggrundsytorerna i Västerbotten, se avsnitt 8.3, som bildades för minst något tiotal miljoner år sedan, visar att denna utveckling där på sin höjd nått något tiotal meter ned i berggrunden och helt kunnat avlägsnas vid de efterföljande nedsinningarna. Det kan därför ej betraktas som rimligt att en ännu mer omfattande kaolinbildning, motsvarande den djupare berggrundens nuvarande, i och för sig obetydliga lerzoner, skulle kunna inträffa inom en miljon år.

8.9 NEDISNING

Det finns ingen anledning att räkna med att den senaste nedisningen skulle vara den sista. En ny nedisning skulle medföra att berggrunden åter belastas med ett istäcke som kan nå upp till ett par km i tjocklek. Människor, djur och växter skulle trängas undan till isfria trakter. Nederbörden skulle bindas i ismassan och istäcket, som i sitt inre är plastiskt och ogenomträngligt för vatten, vilket skulle förhindra smältvatten att nå ned till marken över hela istäckets område, utom i randzonerna.

Istäcket förhindrar således infiltration i berggrunden och grundvattenomsättningen blir då mindre om ens någon. Varaktigheten kan, med ledning av vad man vet om tidigare nedisningar, uppskattas till flera tiotusentals och upp till något hundratusental år.

Inlandsisens effekter på grundvattnet i berggrunden och dess inverkan på ett förvar är svåra att i detalj överblicka. En huvudeffekt av den långvariga avskärmningen måste vara att de hydrauliska gradienterna går mot noll och att de djupa grundvattenrörelserna avstannar. Detta medför att kemiska omsättningar och transportförlopp i berggrunden avstannar. Därmed fördröjs korrosionen av kopparkapslarna i förvaret och deras livslängd ökar.

Under perioder av avsmältning rör sig smältvattnet ovanpå isen ut till dess förtunnade randområden, där det kan söka sig ned genom sprickor och smälthål, för att slutligen strömma ut i korta istunnlar invid och under isranden. Våra åsar, liksom studier av nutida jökeltunnlar, ger en god bild av dessa förlopp. Storleken på rullstenarna i vissa åslager vittnar om kortvariga tillfällen med mycket högt vattentryck och stor transportkapacitet i istunnlarna. Eftersom åsarna till stor del följer landskapets sprickdalar, dvs grundvattnets normala utströmningszoner, kan man tänka sig att lokalt höga vattentryck kan medföra situationer med "omvänd" grundvattenströmning, dvs inströmning i dessa zoner. Vid sådana tillfällen råder stark avsmältning och då blir även israndens förskjutning snabb. Effekterna blir därför relativt sett kortvariga och lokala. Under avsmältningsskedet ökar ytvattenomsättningen och man erhåller högre utspädnings effekter på eventuella grundvattenutträden än under nutida förhållanden. I ännu högre grad gäller detta de delar av landet som efter avsmältningen täcks av havet eller stora issjöar. Dessa effekter saknar emellertid betydelse så länge kapslarna är intakta.

Jordskorpans nedpressning under inlandsisen, liksom dess höjning i samband med avsmältningen samt de blockrörelser som kan uppträda i detta sammanhang, har behandlats tidigare. I anslutning till isens framryckning och dess avsmältning kan man räkna med både blockrörelser och en förhöjd jordbävningsaktivitet. Den ökade belastningen av isen bör minska berggrundens hydrauliska

konduktivitet och porvolym, vilket man räknar med leder till minskade grundvattenrörelser under nedisningen.

En inlandsis påverkar också berggrunden mekaniskt. Resultatet av tidigare nedisningar präglar detaljformerna i vårt nutida landskap men ytgestaltningen i stort är från tidigare skeden. I den typ av flack terräng, som kännetecknar huvuddelen av vårt land, har inlandsisarnas sammanlagda erosion normalt varit begränsad till några tiotals meter. Ett totalt avlägsnande av yngre täckbergarter och blottläggning av urberget kan ha förekommit i vissa områden. Där täckbergarterna varit borta redan tidigare har isarna, med sällsynta och lokala undantag, avlägsnat urbergets översta vittrade partier. Om en förnyad vittring äger rum före en ny istid, kommer de vittrade delarna sannolikt att återigen avlägsnas.

I samtliga typområden har en förhöjd hydraulisk konduktivitet observerats i berggrundens övre del. Den anses i huvudsak bero på det ytnära avtagandet av belastningen i samverkan med bergets horisontalspänningar. I någon mån kan också isens mekaniska bearbetning under tidigare nedisningar av berggrunden ha bidragit till denna effekt. I så fall skulle en viss ytterligare ökning av de ytnära konduktivitetsvärdena och en viss fördjupning av den uppluckrade zonen kunna uppstå. Eftersom ytbergets nuvarande beskaffenhet och tjocklek representerar den sammanlagda effekten av flera tidigare nedisningar och den uppluckrade zonen skyddar djupare nivåer, bör dessa effekter av ytterligare mekanisk bearbetning vara marginella. Man bör i sammanhanget komma ihåg att huvudparten av landets berganläggningar ligger i vad som här betecknats som ytberg och att bergkvalitén i dessa är god i jämförelse med motsvarande lägen i områden som inte varit nedisade. Istidernas och vittringens påverkan hydrologiskt behandlas i kapitel 6.

Sammanfattningsvis kan konstateras att en förnyad nedisning skulle tillskapa en extra barriär med en livslängd på många tusen år. Grundvattenrörelserna skulle avstanna och anknutna korrosions- och transportförlopp fördröjas. Förhållandena vid slutet av och omedelbart efter istiden är lokalt starkt växlande och svåra att närmare överblicka. Grundvattenrecipienterna under avsmältningstiden skulle i allmänhet vara betydligt större än nu och kännetecknas av större vattenomsättning. Mindre blockrörelser kan förekomma men de allmänna landformerna, liksom bergbeskaffenheten ändras obetydligt. Av berggrundens nuvarande beskaffenhet framgår, att påverkan av upprepade nedisningar främst inskränker sig till dess övre del, medan berggrunden på några hundra meters djup förblir praktiskt taget oförändrad.

REFERENSER

KAPITEL 5

- 5-1 AHLBOM K, CARLSSON L, CARLSTEN L-E, DURAN O, LARSSON N-Å, OLSSON O
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological Conditions at Fjällveden.
Swedish Geological
KBS TR 83-52, May 1983.
- 5-2 AHLBOM K, ALBINO B, CARLSSON L, NILSSON G, OLSSON O, STENBERG L, TIMJE H
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological Conditions at Gideå.
Swedish Geological
KBS TR 83-53, May 1983
- 5-3 AHLBOM K, ALBINO B, CARLSSON L, DANIELSSON J, NILSSON G, OLSSON O, SEHLSTEDT S, STEJSKAL V, STENBERG L
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological Conditions at Kamlunge.
Swedish Geological
KBS TR 83-54, May 1983
- 5-4 AHLBOM K, CARLSSON L, GENTZSCHEIN B, JÄMTLID A, OLSSON O, TIRÉN S
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological Conditions at Svartboberget.
Swedish Geological
KBS TR 83-55, May 1983
- 5-5 SCHERMAN S
Förarbeten för platsval, berggrundsundersökningar.
KLOCKARS C-E, PERSSON O
Berggrundvattenförhållanden i Finnsjöområdets nordöstra del.
Sveriges Geologiska Undersökning.
KBS TR 60, Januari 1978

HULT A, GIDLUND G, THOREGREN U
Permeabilitetsbestämningar.
MAGNUSSON K-Å, DURAN O
Geofysisk borrhålmätning.
Sveriges Geologiska Undersökning
KBS TR 61, Januari 1978

ALMÉN K-E, EKMAN L, OLKIEWICZ A
Försöksområdet vid Finnsjön. Beskrivning till berggrunds- och
jordartskartor.
Sveriges Geologiska Undersökning.
KBS TR 79-02, November 1978.

OLKIEWICZ A, SCHERMAN S, KORNFÄLT K-A
Kompletterande berggrundsundersökningar inom Finnsjö och Karls-
hamnsområdena.
Sveriges Geologiska Undersökning.
KBS TR 79-05, 1979-02-02.

AHLBOM K, CARLSSON L, GIDLUND G, KLOCKARS C-E, SCHERMAN S, THO-
REGREN U
Utvärdering av de hydrogeologiska och berggrundsgeologiska för-
hållandena på Sternö.
Sveriges Geologiska Undersökning, Berggrundsbyrån
KBS TR 79-09, Februari 1979

AXELSSON C-L, CARLSSON L
Model calculations of groundwater conditions on Sternö peninsu-
la.
Geological Survey of Sweden.
KBS TR 79-10, September 1979

DURAN O, MAGNUSSON K-Å
Geofysisk borrhålmätning
Sveriges Geologiska Undersökning
KBS TR 79-12, Februari 1979

5-6 CARLSSON L, GIDLUND G, HESSELSTRÖM B
I: Evaluation of the Hydrogeological Conditions at Finnsjön.
II: Supplementary Geophysical Investigations of the Sternö Peninsula
Swedish Geological
KBS TR 83-56, May 1983

5-7 THOREGREN U
Final Disposal of Spent Nuclear Fuel - Standard Programme for
Site Investigations.
Swedish Geological
KBS TR 83-31, April 1983

- 5-8 AHLBOM K, CARLSSON L, OLSSON O
Final Disposal of Spent Nuclear Fuel - Geological, Hydrogeological and Geophysical Methods for Site Characterization.
Swedish Geological
KBS TR 83-43, May 1983
- 5-9 ALMÉN K, HANSSON K, JOHANSSON B-E, NILSSON G, ANDERSSON O, WIKBERG P, ÅHAGEN H
Final disposal of Spent Nuclear Fuel - Equipment for Site Characterization
Swedish Geological, IPA-Konsult AB, Royal Institute of Technology, SKBF/KBS
KBS TR 83-44, May 1983

KAPITEL 6

- 6-1 DE WIEST R J M
Geohydrology
John Wiley & Sons Inc, New York 1967, second printing.
- 6-2 NORTON D, KNAPP R
Transport phenomena in hydrothermal systems: The nature of porosity.
Am Journal of Science, Vol 277, sid 913-936, okt 1977.
- 6-3 ÖQUIST U
Measurements of Electrical Properties of Rock and its Application to Geophysical Investigation of Ores and Waste Disposals.
Doctoral Thesis, Royal Institute of Technology, 1981.
- 6-4 CARLSSON L, GIDLUND G, HESSELSTRÖM B
I: Evaluation of the Hydrogeological Conditions at Finnsjön.
II: Supplementary Geophysical Investigations of the Sternö Peninsula.
Swedish Geological
KBS TR 83-56, May 1983
- 6-5 GUSTAFSSON E, KLOCKARS C-E
Studies on Groundwater Transport in Fractured Crystalline Rock under Controlled Conditions using Nonradioactive Tracers.
Geological Survey of Sweden
KBS TR 81-07, April 1981
- 6-6 CARLSSON L, GIDLUND G, HANSSON K, KLOCKARS C-E
Estimation of Hydraulic Conductivity in Swedish Precambrian Crystalline Rock.
Proc Workshop on Low Flow Permeability Measurements in Largely Impermeable Rocks, OECD Paris Mars 19-21 1979, sid 97-115.

R:4

- 6-7 KLOCKARS C-E, PERSSON O, LANDSTRÖM O
The Hydraulic Properties of Fracture Zones and Tracer Tests with
Nonreactive elements in Studsvik.
Geological Survey of Sweden, Studsvik Energiteknik AB
KBS TR 82-10, April 1982
- 6-8 LUNDSTRÖM L, STILLE H
Large Scale Permeability Test of the Granite in the Stripa Mine
and Thermal Conductivity Test.
Swedish-American Cooperative Program on Radioactive Waste Storage
in Mined Caverns in Crystalline Rock.
SAC-02, 1978
- 6-9 AHLBOM K, CARLSSON L, GENTZSCHEIN B, JÄMTLID A, OLSSON O, TIREN S
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological
Conditions at Svartboberget.
Swedish Geological
KBS TR 83-55, May 1983
- 6-10 CARLSSON L, WINBERG A, GRUNDFELT B
Model Calculations of the Groundwater Flow at Finnsjön, Fjällve-
den, Gideå and Kamlunge.
Swedish Geological, Kemakta Konsult AB
KBS TR 83-45, May 1983
- 6-11 FREEZE A R
A Stochastic-Conceptual Analysis of One-Dimensional Groundwater
Flow in Nonuniform Homogeneous Media.
Water Resources Research, Vol 11, nr 5, October 1975, sid 725-
741.
- 6-12 WARREN J E, PRICE H S
Flow in Heterogeneous Porous Media.
Soc of Petroleum Engineers Jour, Sept 1961, sid 153-169.
- 6-13 DAGAN G
Models of Groundwater Flow in Statistically Homogenous Porous
Formations.
Water Resources Research Vol 15, nr 1. February 1979, sid 47-63.
- 6-14 DAGAN G
Analysis of Flow Through Heterogeneous Random Aquifer by Method
on Embedding Matrix 1. Steady Flow Water Resources Research, Vol
17, No 1, sid 107-121, Feb 1981.
- 6-15 CARLSSON A, OLSSON T
Hydraulic Properties of Swedish Crystalline Rocks. Hydraulic Con-
ductivity and its Relation to Depth.
Bull Inst Univ Uppsala. N S Vol 7, Uppsala 1977.

- 6-16 WALSH J B, GROSENBAUGH M A
A New Model for Analyzing the Effect of Fractures on Compressibility.
Journal of Geophysical Research, 84, sid 3532-3536, 1979.
- 6-17 WALSH J B
Effect of Pore Pressure and Confining Pressure on Fracture permeability.
Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr, Vol 18, sid 429-435, 1981.
- 6-18 AHLBOM K, ALBINO B, CARLSSON L, DANIELSSON J, NILSSON G, OLSSON O, SEHLSTEDT S, STEJSKAL V, STENBERG L
Evaluation of the Geological, Geophysical and Hydrogeological Conditions at Kamlunge.
Swedish Geological
KBS TR 83-54, May 1983
- 6-19 AHLMÉN K, HANSSON K, JOHANSSON B-E, NILSSON G, ANDERSSON O, WIKBERG P, ÅHAGEN H
Final Disposal of Spent Nuclear Fuel - Equipment for Site Characterization.
Swedish Geological, IPA-Konsult AB, Royal Institute of Technology, SKBF/KBS
KBS TR 83-44, May 1983
- 6-20 EARLOUGHER R C JR
Advances in Well Test Analysis
Soc Pet Eng Monograph Series Vol 5
Dallas 1977
- 6-21 THUNVIK R, BRAESTER C
Hydrothermal Conditions around a Radioactive Waste Repository.
Royal Institute of Technology, Stockholm
Institute of Technology, Haifa, Israel
KBS TR 80-19, December 1980
- 6-22 STOTTLEMYRE J A, WALLACE R W, BENSON G L, ZELLMER J T
Perspectives on the Geological and Hydrological Aspects of Long-Term Release Scenario Analyses.
Battelle Pacific Northwest Laboratory PNL-2928, June 1980.

KAPITEL 7

- 7-1 TULLBORG E-L, LARSON S Å
Fissure Fillings from Finnsjön and Studsvik Sweden. Identification, Chemistry and Dating.
Swedish Geological
KBS TR 82-20, December 1982

R:6

- 7-2 ALLARD B, TULLBORG E-L, LARSON S Å, KARLSSON M
Ion Exchange Capacities and Surface Areas of Some Major Components and Common Fracture Filling Materials of Igneous Rocks.
Chalmers University of Technology, Swedish Geological
KBS TR 83-64, May 1983
- 7-3 JACKS G
Groundwater Chemistry at Depth in Granites and Gneisses
Royal Institute of Technology
KBS TR 78, April 1978
- 7-4 ALLARD B, LARSON S Å, TULLBORG E-L, WIKBERG P
Chemistry of Deep Groundwaters from Granitic Bedrock
Chalmers University of Technology, Swedish Geological, Royal Institute of Technology
KBS TR 83-59, May 1983
- 7-5 WIKBERG P, GRENTHE I, AXELSEN K
Redox Conditions in Groundwaters from Svartboberget, Gideå, Fjällveden and Kamlunge.
Royal Institute of Technology
KBS TR 83-40, April 1983
- 7-6 ALLARD B
On the pH-Buffering Effects of the $\text{CO}_2\text{-CO}_3^{2-}$ System in Deep Groundwaters.
Chalmers University of Technology
KBS TR 82-25, 1982-12-10
- 7-7 RENNERFELT J
Sammansättning av grundvatten på större djup i granitisk berggrund.
Orrje & Co
KBS TR 36, 1977-11-07
- 7-8 JACKS G
Kemi hos berggrundvatten i Blekinge.
Kgl Tekniska Högskolan
KBS TR 79-07, februari 1979
- 7-9 LAURENT S
Analysis of Groundwater from Deep Boreholes in Kråkemåla, Sternö and Finnsjön.
Swedish Environmental Research Institute
KBS TR 82-23, 1982-12-22
- 7-10 LAURENT S
Analysis of Groundwater from Deep Boreholes in Gideå.
Swedish Environmental Research Institute
KBS TR 83-17, 1983-03-29

- 7-11 LAURENT S
Analysis of Groundwater from Deep Boreholes in Fjällveden.
Swedish Environmental Research Institute
KBS TR 83-19, 1983-03-29
- 7-12 LAURENT S
Analysis of Groundwater from Deep Boreholes in Svartboberget.
Swedish Environmental Research Institute
KBS TR 83-41, April 1983
- 7-13 LAURENT S
Analysis of Groundwater from Deep Boreholes in Kamlunge.
Swedish Environmental Research Institute
KBS TR 83-70, May 1983
- 7-14 HULTBERG B, LARSON S Å, TULLBORG E-L
Grundvatten i kristallin berggrund.
Sveriges Geologiska Undersökning
SGU Dnr 41.41.-81-H206U, Uppsala 1981
- 7-15 ALLARD B
Actinide Solution Equilibria and Solubilities in Geochemical Systems.
Chalmers University of Technology
KBS TR 83-35, April 1983
- 7-16 TORSTENFELT B, ALLARD B, JOHANSSON W, ITTNER T
Iron Content and Reducing Capacity of Granite and Bentonite.
Chalmers University of Technology
KBS TR 83-36, April 1983
- 7-17 MEANS J
The Organic Geochemistry of Deep Groundwaters.
Battelle Columbus Ohio
ONWI-268, 1982
- 7-18 NORDSTROM D K
Preliminary Data on the Geochemical Characteristics of Groundwater at Stripa.
OECD-NEA Symposium on Geological Disposal of Radioactive Waste.
In Situ Experiments in Granite
Stockholm 25-27 October 1982
- 7-19 FRITZ P, BARKER J F, GALE J E, ANDREWS J N, KAY R L F, LEE D J, COWART J B, OSMOND J K, PAYNE B R, WITHERSPOON P K
Geochemical and Isotopic Investigations at the Stripa Test Site (Sweden)
IAEA-SM-243/6
International Symposium on the Underground Disposal of Radioactive Waste, Otaniemi, Finland, July 1979

R:8

- 7-20 JOHANSSON B
Groundwater Dating by Means of Isotopes. A Brief Review of
Methods for Dating Old Groundwater by Means of Isotopes. A Com-
puting Model for Carbon-14 Ages in Groundwater.
University of Uppsala
KBS TR 80-08, August 1980
- 7-21 ALLARD B, TORSTENFELT B, ANDERSSON K
Sorption Studies of $H^{14}CO_3^-$ on Some Geological Media and Concrete
3rd International Symposium on the Scientific Basis for Nuclear
Waste Management, Boston, November 1980.
Proceedings Plenum 1981 p 465.
- 7-22 NERETNIEKS I
Age Dating of Grundwater in Fissured Rock: Influence of Water Vo-
lume in Micropores.
Water Resources Research 17, 2 (1981) 421
- 7-23 TORSTENFELT B, ITTNER T, ALLARD B, ANDERSSON K, OLOFSSON U
Mobilities of Radionuclides in Fresh and Fractured Crystalline
Rock.
Chalmers University of Technology
KBS TR 82-26, 1982-12-20
- 7-24 ALLARD B
Sorption of Actinides in Granitic Rock
Chalmers University of Technology
KBS TR 82-21, 1982-11-20
- 7-25 ANDERSSON K, TORSTENFELT B, ALLARD B
Sorption and Diffusion Studies of Cs and I in Concrete.
Chalmers University of Technology
KBS TR 83-13, 1983-01-15

KAPITEL 8

- 8-1 WELIN E
Tabulation of Recalculated Radiometric Ages Published 1960-1979
for Rocks and Minerals in Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh 100, 309 (1980).
- 8-2 KNOLL A H, VIDAL G
Late Proterozoic Vase-shaped Microfossils from the Visingsö
Beds, Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh 102, 207 (1980).
- 8-3 KRILL A G
Tectonics of the Oppdal Area, Central Norway.
Geol Fören Stockholm Förh 102, 523 (1980).

- 8-4 FLODÉN T
Seismic Stratigraphy and Bedrock Geology of the Central Baltic.
Stockholm Contr Geol 35, 240 p (1980).
- 8-5 PRINGLE I R
Rb/Sr Age Determinations on Shales Associated with the Varanger
Ice Age.
Geol Mag, 109, 6 (1972)
- 8-6 KVALE A
Major Features of the European Caledonides and Their Develop-
ment. In Ager, D V and Brooks, M: Europe from crust to core, 81.
J Wiley & Sons, London (1977) 202 p.
- 8-7 KRESTEN P, PRINTZLAU I, REX D, VARTIANEN H, WOOLLEY A
New Ages of Carbonatitic and Alkaline Ultramafic Rocks from Swe-
den and Finland.
Geol Fören Stockholm Förh 99, 62 (1977).
- 8-8 RUDBERG S
Geomorfologi i Atlas över Sverige.
Sv Sällskap Antropol Geogr Generalstabens, Stockholm (1970).
- 8-9 KRESTEN P, SAMUELSSON L, REX D
Ultramafic Dykes on the Northern Skagerrak Coast of Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh 103, 285 (1981).
- 8-10 KUMPAS M G
Mesozoic Development of the Hanö Bay Basin, Southern Baltic.
Geol Fören Stockholm Förh 101, 359 (1980).
- 8-11 RUDBERG S
Västerbottens berggrundsmorfologi.
Geographica, 25 (1954) 457 p.
- 8-12 LIDMAR-BERGSTRÖM K
Pre-quaternal Geomorphological Evolution in Southern Fennoscand-
ia.
Sveriges Geol Unders Ser C, 785 (1982) 202 p.
- 8-13 HOLLANDER N
Oral communication (August 1982).
- 8-14 STÅLHÖS G
A Tectonic Model for the Sveco-Karelian Folding in East Central
Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh, 103, 33 (1981).
- 8-15 LINDQUIST K, LAITAKARI I
Glass and Amygdules in Precambrian Diabases from Orivesi; South-
ern Finland.
Bull Geol Soc Finland, 52:2, 1 (1980).

R:10

- 8-16 EKMAN M, ELIASSON L, PETERSSON L, SJÖBERG L
Bestämning av landhöjningen i Sverige ur upprepade precisionsav-
vägningar.
Landhöjning och Kustbygdsförändring. Symposium, 1, 26, Högskolan
i Luleå (1982), 282 p.
- 8-17 MÖRNER N A
The Fennoscandian Uplift in Earth Rheology, Isostasy and Eusta-
sy.
N A Mörner ed J Wiley & Sons, New York (1980), 251.
- 8-18 BALLING N
The Land Uplift in Fennoscandia.
Ibid p 297 (1980).
- 8-19 BJERHAMMAR A
Postglacial Uplifts and Geopotentials in Fennoscandia.
Ibid, p 323.
- 8-20 BERGQVIST E
Postglacial Land Uplift in Northern Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh 99, 347 (1977).
- 8-21 TULKKI P
The Bottom of the Bothnian Bay, Geomorphology and Sediments.
Havsforsk nst (Finland) skr 241, 5 (1977).
- 8-22 HAXBY W F, TURCOTTE D L
Stresses Induced by the Addition or Removal of Overburden and As-
sociated Thermal Effects.
Geology, 4, 181 (1976).
- 8-23 ASKLUND B
Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland.
Geol Fören Stockholm Förh, 45, 249 (1923).
- 8-24 GORBATSCHEV R, SOLYOM L, JOHANSSON I
The Central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, Central Swe-
den.
Geol Fören Stockholm Förh 101, 177 (1977).
- 8-25 AXBERG S, WADSTEIN P
Distribution of the Sedimentary Bedrock in Lake Vättern, South-
ern Sweden.
Stockholm Contr Geol 34(2), 15 (1980).
- 8-26 RÖSHOFF K, LAGERLUND E
Tektonisk analys av södra Sverige, Vättern - N Skåne.
University of Lund, University of Luleå
KBS TR 20, September, 1977
Röshoff K: The tectonic fracture pattern in Southern Sweden.
Geol Fören Stockholm Förh 100, 255 (1978).

- 8-27 LAGERBÄCK R, HENKEL H
Studies of Neotectonic Activity in Central and Northern Sweden.
Geological Survey of Sweden
KBS TR 19, September, 1977
- 8-28 BJÖRKMAN H, TRÄDGÅRDH J
Differential uplift in Blekinge indicating late-glacial neotectonics.
Geol Fören Stockholm Förh 104, 75 (1982).
- 8-29 LARSSON I, LUNDGREN T, WIKLANDER U
Blekinge kustgnejs, geologi och hydrologi.
Geological Survey of Sweden
KBS TR 25, August, 1977.
- 8-30 LAGERBÄCK R, WITSCHARD F
Neotectonics in Northern Sweden - Geological Investigations.
Geological Survey of Sweden.
KBS TR 83-58, May 1983.
- 8-31 ERIKSSON L, HENKEL H, HULT K, JOHANSSON L
Neotectonics in Northern Sweden - Geophysical Investigations.
Geological Survey of Sweden, Swedish Geological
KBS TR 83-57, May 1983.
- 8-32 PUSCH R
Inverkan av glaciation på en deponeringsanläggning belägen i urberg 500 m under markytan.
University of Luleå
KBS TR 89, 1978-03-16
- 8-33 RICKARDSON R M, SOLOMON S C, SLEEP N H
Intraplate stress as an indicator of plate tectonic forces.
J Geophys Res 81, 1847 (1976).
- 8-34 ALLARD B, LARSON S Å, TULLBORG E-L, WIKBERG P
Chemistry of Deep Groundwaters from Granitic Bedrock
Chalmers University of Technology, Swedish Geological, Royal Institute of Technology
KBS TR 83-59, May 1982.
- 8-35 SAMUELSSON L
Palaeozoic Fissure-fillings and Tectonism of the Gothenburg Area, Southwestern Sweden.
Sveriges Geol Unders Ser C 711 (1975) 43 p.
- 8-36 OLSSON T
Hydraulic Properties and Groundwater Balance in a Soil-rock Aquifer System in the Juktan Area, Northern Sweden.
Striae 12, 1 (1979).

R:12

- 8-37 CARLSSON A, OLSSON T
Water Leakage in the Forsmark Tunnel, Uppland, Sweden.
Sveriges Geol Unders Ser C 734, (1977) 45 p.
- 8-38 BERGSTRÖM J, BRUUN Å, EK J, GOLD T H, GRANAR L, HENKEL H, KRESTEN P, LARSSON K, LINDÉN A, LUND C-E, OLSSON T
Deep Earth Gas in Sweden. Statens Vattenfallsverk, Stockholm, 1983.
- 8-39 VERIÖ A
På jakt efter den obekanta mekanismen i landhöjningen.
Landhöjning och Kustbygdsförändring.
Symposium, 1, 79, Högskolan i Luleå (1982) 282 p.
- 8-40 STEPHANSSON O, BÄCKBLOM G, GROTH T, JONASSON P
Deformation of a jointed rock mass.
Geol Fören Stockholm Förh 100, 287 (1978).
- 8-41 BERTHELSEN A
Towards a Palinspastic Tectonic Analysis of the Baltic Shield.
Publ of the 26th Intern Geol Congress, Colloque C G, Geology of Europe, Villeneuve D'Ascq (1980).
- 8-42 STRÖMBERG A G B
A Pattern of Tectonic Zones in the Western Part of the East European Platform.
Geol Fören Stockholm Förh 98, 227 (1976).
- 8-43 TALVITIE J
Seismo-tectonics in Finland.
Geol Fören Stockholm Förh 100, 247 (1978).
- 8-44 GORBATSCHEV R
The Precambrian Development of Southern Sweden.
Ibid, 102, 129 (1980).
- 8-45 PUSCH R
Bergmekanik.
Almqvist & Wiksell, Stockholm (1974).
- 8-46 WITHERSPOON P A, COOK NGW, GALE J E
Geologic Storage of Radioactive Waste: Field Studies in Sweden.
Science, 211, 894, 1981.
- 8-47 PRATT H R
Earthquake Damage to Underground Facilities and Earthquake Related Displacement Fields In Proc Workshop on seismic performance of underground facilities, ed Marine, I W, du Pont de Nemours & Co, BP 1623, Savannah River Lab, Aiken, SC, 43, (1981), 370 p.

- 8-48 McCLURE, C R
Damage to Underground Structures During Earthquakes.
Ibid, p 74.
- 8-49 BÅTH M
Earthquakes in Sweden 1951-1976.
Sveriges Geol Unders Ser C, 750 (1979) 79 p.
- 8-50 BÅTH M
Focal Depth Distribution of Swedish Earthquakes. Tectonophysics
53, T 29 (1979).
- 8-51a SLUNGA R
Research on Swedish Earthquakes 1980-1981.
FOA Rapport C 20477-T1, Försvarets Forskningsanstalt, Stockholm
(1982), 189 p.
- 8-51b SLUNGA R
Fault Mechanisms of Fennoscandian Earthquakes and Regional Crus-
tal Stresses.
Geol Fören Stockholm Förh 103, 27 (1981).
- 8-52 BUNGUM H, FYEN J
Hypocentral Distribution, Focal Mechanisms and Tectonic Implica-
tions of Fennoscandian Earthquakes 1954-1978.
Geol Fören Stockholm Förh 101, p 261 (1980).
- 8-53 BÅTH M
Deep-seated Fracturezones in the Swedish Crust.
Tectonophysics 51(3/4), T47 (1978).
- 8-54 BÅTH M
Zum Studium der Seismizität von Fennoscandia.
Gerlands Beitr Geophys 81(3/5), 213 (1972).
- 8-55 LUND C-E
Crustal Structure Along the Blue Road Profile in Northern Scandi-
navia.
Geol Fören Stockholm Förh 101, 191 (1979).
- 8-56 HUSEBYE E S, BUNGUM H
New Crustal-thickness Results for Fennoscandia.
Ibid, 103, 1(1981).
- 8-57 GARRELS R M
Genesis of Some Ground Waters from Igneous Rocks. In Researches
in Geochemistry, 2, 405, Abelson, Ph ed, J Wiley, New York,
1967.
- 8-58 GEIJER P, MAGNUSSON N H
Mullmalmer i svenska järngruvor.
Sveriges Geol Unders ser C, 338, 1926.

R:14

8-59

THOMPSON J B Jr

Local Equilibrium in Metasomatic Processes In Researches in Geo-chemistry, 427 Abelson, Ph ed, J Wiley, New York 1959.