

Del II Att hantera kärnavfallens
risker. En översikt över
metoder, problem och
möjligheter

3 Några geologiska, geodynamiska och geofysiska undersökningsmetoder vid lokalisering av underjordsanläggningar i hårt berg

3.1 Inledning

Syftet med föreliggande redovisning är att

- ge en överskådlig presentation av några viktiga geovetenskapliga undersökningsmetoder,
- genom en kritisk granskning visa om något eller några undersökningsmoment eller viktiga uppgifter saknas i samband med platsval samt om ytterligare undersökningsmetoder kan behöva utvecklas för det fortsatta lokaliseringsarbetet eller i det kommande detaljundersökningsskedet för ett slutförvar för använt kärnbränsle.

Genomgången koncentreras till geologiska, geodynamiska och geofysiska undersökningsmetoder som bedömts vara av särskilt intresse. Någon systematisk genomgång av utvärderingsmetodik och modellering ingår inte. Kvartärgeologiska undersökningsmetoder samt rent kemiska metoder har inte heller tagits med i denna genomgång.

Ett viktigt krav inom samhällsbyggnad idag och för framtiden är att lokalisering, projektering och konstruktion av anläggningar i berg, t.ex. för slutförvaring av använt kärnbränsle, kan göras på ett miljöriktigt och säkert sätt. För detta krävs en omfattande och noggrann information om bergets egenskaper. Kunskapen behövs också för att utformningen skall bli optimal och för att anläggningsarbetet skall kunna genomföras på ett tekniskt och

ekonomiskt bra sätt under beaktande av miljön och säkerheten. Anläggningen skall kunna uppfylla ställda krav under hela dess tänkta "livstid", dvs. ca 100 000 år för ett förvar för använt kärnbränsle.

Bergets främsta uppgift i ett slutförvar för radioaktivt avfall är att tillgodose stabila mekaniska, hydrauliska och kemiska förhållanden, som är gynnsamma för kapselns och lerbarriärens hållbarhet. Urlakning av bränslets radionuklider skall hindras och fördröjas i det längsta. Lokaliseringen av ett djupförvar till en lämplig berggrund som uppfyller dessa mekaniska och kemiska förhållanden är således avgörande. För att kunna utvärdera mekanisk stabilitet krävs kunskap om berggrunden och dess äldre och senaste geologiska historia. För att utvärdera den kemiska stabiliteten krävs kunskap om rådande naturliga förhållanden och om de ämnen i vattnet som påverkar buffertens och kapselns stabilitet. Vidare fordras kunskap om parametrar som inverkar på utvecklingen av vattenkemin, såsom olika grundvattentyper och deras ursprung samt viktiga reaktiva processer såväl i berggrunden som i ovanförliggande jordlager och biosfären. I syfte att lokalisera slutförvaret till en plats som uppfyller de ställda säkerhetsmässiga målen behövs således geologisk metodik i vid bemärkelse.

I rapporten *Undersökningsmetoder och generellt genomförandeprogram för platsundersökningar* (SKB 2001), anges tillvägagångssätt för att samla in uppgifter om geovetenskapliga förhållanden under olika steg i platsvalet. En översikt ges med flödesscheman för jordarter, bergartsfördelning, struktur, hydrologi, och geokemi.

Kartläggningen inbegriper direkta *geologiska undersökningsmetoder*, såsom observationer på berghällar, grävning och borrhning. Dessa metoder har en stark begränsning i vertikalled och undersökningsdjupet blir inte större än borrhjupet. Problem uppstår även i horisontalled då observationer från spridda borrhål måste sammanbindas. Sprickzoner är ofta förknippade med rörelser i jordskorpan. Dessa rörelsezoner har varit aktiva under olika geologiska perioder. Enstaka zoner kan antas vara

aktiva även idag. Ett kännetecken för rörelsezoner är de mönster som kan ses i olika typer av data och som har uppkommit vid intensiv och långvarig skjuvning mellan stora jordskorpeblock.

De direkta eller indirekta metoder som används för att beskriva geologin är *statiska* i den meningen att berggrundens tillstånd och egenskaper karakteriseras i nutid. Den dynamiska aspekten i geologin, dvs. utvecklingen med tiden, kräver *geodynamiska undersökningsmetoder* för observation av förändringar i specifika naturliga referensstrukturer eller i referenssystem som upprättas för ändamålet. Detta är särskilt av vikt i den svenska geologiska miljön med mycket unga sedimentära avlagringar (jordarterna), som bildats under och efter istiden, direkt ovanpå mycket gamla kristallina bergarter som bildats för över en miljard år sedan. Den geologiska utvecklingen, såsom den kan avläsas i jordarterna, omspanner därför ett mycket kort tidsintervall (några tiotusentals år som mest) medan utvecklingen, som kan avläsas i den kristallina berggrunden inträffade för oerhört länge sedan. Trots att jordlagerföljden bara innehåller spår från en kort geologisk tidsperiod så är den det enda mediet i vilken den geologiska utvecklingen i närtiden kan avläsas. För att kunna göra prognoser över den geologiska utvecklingen under livstiden hos ett planerat förvar för kärnavfall krävs att de geodynamiska undersökningarna sträcker sig över ett tillräckligt långt tidsavsnitt. För sådana studier finns idag fler hjälpmedel utvecklade än vad som fanns när frågan om kärnavfallens förvaring i berggrunden först diskuterades.

Sprickzoner är normalt svåråtkomliga för direkt observation på grund av erosion som gör att de återfinns i terrängens jordtäckta sänkor. De rörelseindikatorer som ibland kan observeras är dessutom ofta mycket gamla och vittnar om zonens egenskaper under helt andra förhållanden än dagens. Därför behöver också *indirekt* kartläggning utföras, såsom flygbildstolkning och med användande av *geofysiska undersökningsmetoder*. Dessa är känsliga för den kontrast i fysikaliska egenskaper, som dels karakteriserar övergången från jord till berg eller från ett bergparti till ett annat i t.ex. en sprickzon, dels betingas av olika

vattenhalt och vattenkemi. Under gynnsamma omständigheter ger de geofysiska metoderna en systematisk djupavkänning, ned till flera kilometer, som sträcker sig avsevärt längre än vad som vanligtvis kan åstadkommas med direkta observationer. De återspeglar dessutom egenskaper i ett av undersökningen ostört tillstånd. Till kartläggningsmetoderna för sprickzoner hör också analys av digitala höjddata och flygbilder. I sprickzonerna är berggrunden ofta lösgjord och kan därför vittra bort eller transporteras bort lättare (t.ex. med isflödet under istiden) än opåverkad berggrund. Sänkor i terrängen och topografiska kanter kan därför utgöra synliga spår av sprickzoner. De bör dock undersökas med geofysiska mätningar för att bekräfta att det också finns ett tillräckligt djupgående.

Det finns emellertid en skillnad i fråga om vad geofysik respektive geologi representerar. Båda angreppssätten betraktar samma material i samma tillstånd och vid samma tidpunkt. Varje undersökningsmetod är emellertid begränsad till vad som faktiskt kan mätas men detta är inte nödvändigtvis det som skulle behöva mätas. Mätningar kräver en analys varigenom mätvärdena överförs till modeller av verkligheten. Dessa modeller präglas av rådande uppfattningar, önskade resultat och framförallt av antaganden om det som *inte* har kunnat mätas.

3.2 Geologiska metoder

3.2.1 Strukturella och bergmekaniska studier

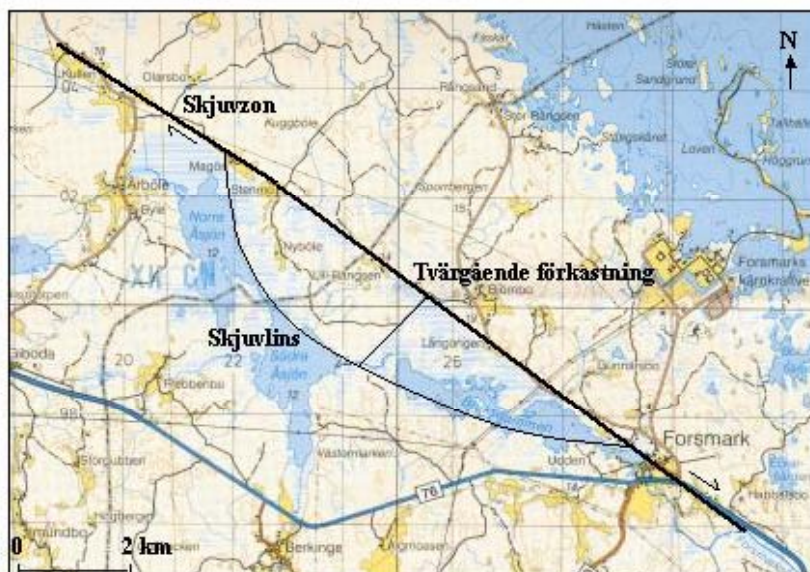
Bergarternas mekaniska stabilitet bestäms av de olika mineralkomponenterna och områdets strukturgeologiska historia. Bergarternas strukturer är dels plastiska (t.ex. veckning och förskiffring) och dels spröda (t.ex. sprickor, förkastningar och krosszoner) (Berglund och Stigh 1998). Dessa fenomen brukar rymmas inom begreppet *tektonik* och är ett resultat av berggrundens geologiska utveckling samt av det tektoniserade materialets ursprungliga sammansättning. Tektonisk påverkan spelar

således en stor roll i ett slutförvarsperspektiv och berggrundens sprickmönster bestämmer förvarets slutgiltiga utformning.

Studier av blocktektoniska mönster i urbergsområden visar att två typer av berggrundsblock är vanliga. *Skjuvlinser* är avgränsade av vindlande skjuvzoner och har formats i samband med horisontella djupgående blockrörelser. *Figur 3.1* och *3.2* visar exempel på linsformade bergblock. Typiskt är ett vindlande förlopp av enskilda zoner förenade i ett nät med mellanliggande *skjuvlinser*. Hela nätet kan vara 100-tals km långt och flera 10-tals km brett.

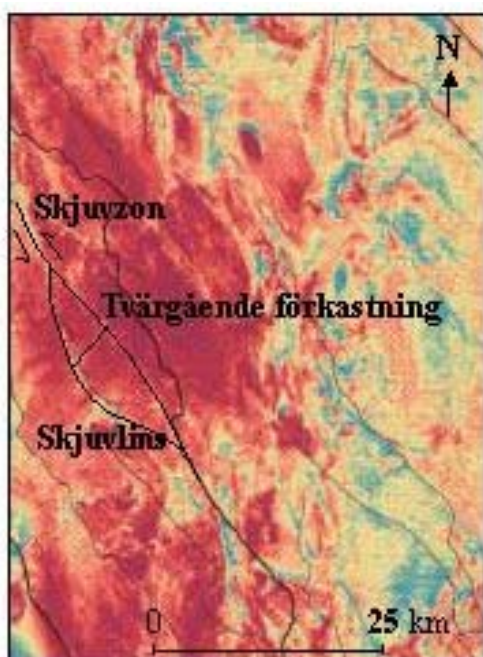
Till detta kommer det mera regelbundna blockmönster som uppstår i den allra översta delen av jordskorpan på grund av närheten till den fria markytan. *Plintar* är avgränsade av raka lineament och har formats genom uppsprickning och blockrörelse i den allra översta delen av jordskorpan (ett exempel på sådana block ges i *figur 3.4*). Analys av seismiska ytvågor visar att den kristallina jordskorpan översta 1–2 km har en lägre seismisk våghastighet, vilket kan förklaras med förekomsten av sprick- och krosszoner (Åström & Lund, 1994). Dessa mönster överpräglar ofta äldre deformationer (t.ex. förskifring och veckning). Överpräglingen kan vara diskordant (dvs. skärande äldre riktningar) men i större skjuvzoner följer de nya rörelserna gärna gamla svaghetsstrukturer i jordskorpan. Då uppkommer ett mycket komplicerat mönster som dessutom är svårt att iaktta i fält eftersom de mest uppkrossade delarna i zonerna är bort-eroderade.

Det är också svårt att borra genom dessa zoner och att få tillräckligt med borrhärlor för att detaljstudera rörelsemönstren eftersom uppkrossade delar av berget ofta ger upphov till borrhärlor. De bättre bevarade delarna i en skjuvzon är relativt äldre och de referensstrukturer som kan användas för att bestämma rörelsesättet är normalt mycket gamla.



Figur 3.1. Utsnitt av topografisk karta från nordöstra Uppland. Den topografiskt synliga Forsmarkslinsen är tolkad från höjddata. Linsen är nedsänkt i terrängen och sträcker sig diagonalt över kartutsnittet. Det tydliga tvärgående steget i terrängen i mitten på linsen är förmodligen en förkastning med det sydöstra blocket sänkt. Forsmarkslinsen är 10 km lång och 2 km bred (ur Terrängkarta © Lantmäteriet Gävle 2004, medgivande M 2004/3790).

Kartläggningen av större sprickzoner, skjuvzoner och blockformer görs framförallt genom tolkning av tyngdkrafts-, flygmagnetiska-, flygVLF- och digitala höjddata. Kartläggningen kan göras både i regional skala och lokalt. För mindre områden ökas upplösningen genom att mätningarna utförs i nät med 10 eller 20 m punktavstånd. Från sådana data går det i gynnsamma fall att beräkna stupningen för de enskilda zonerna och den med tiden ackumulerade förskjutningen samt riktningen för blockrörelsen.



Figur 3.2. Utsnitt av flygmagnetisk karta från det inre av Norrbotten. Skjuvzoner syns som lågmagnetiska (ljusa) stråk. Murjeklinsen i den västra kartkanten är tolkad från magnetdata. Den tvärgående lågmagnetiska zonen mitt i linsen är förmodligen en förkastning med det sydöstra blocket uppskjutet över det nordvästra. Murjeklinsen är ca 25 km lång och 7 km bred (flygmagnetisk mätning, data från Sveriges Geologiska Undersökning, SGU, medgivande 30-915/2004).

Faktaruta

Sprickzon – stråk (1 m–10 km) genom berggrunden med stor frekvens av sprickor (0,1 mm–0,1 m),

Krosszon – område med krossat berg orsakat av kraftig deformation,

Skjuvzon – berggrundsområde (1 m–20 km) med intensiv deformation orsakad av skjuvning,

Rörelsezon – stråk i berggrunden där berggrundblock har förskjutits (= förkastningszon),

Skjuvlins – berggrundblock som omsluts av skjuvzoner,

Plint – berggrundblock som omsluts av raka lineament.

Faktaruta

Rörelsezoner i berggrunden betecknas enligt följande, med hänsyn till den *relativa* rörelsen mellan de inblandade blocken i vertikalled och/eller horisontalled:

Normalförkastning – det ena blocket är sänkt,

Revers förkastning – det ena blocket är uppskjutet över det andra,

Överskjutning – revers förkastning med liten vinkel mot horisontalplanet,

Horisontalförkastning – det motstående blocket har rört sig åt *höger* (dextral), eller *vänster* (sinistral).

Deformationszoner runt en bergartskropp (en tektonisk lins) kan medföra att den tektoniska linsen är mindre deformerad än den omgivande berggrunden och att framtida deformation uppstår i dessa zoner. Detta förutsätter att det är stor skillnad i deformerbarhet (kompetens) på materialet i, respektive omkring linsen. I kristallin berggrund är det dock oftast ingen större skillnad i kompetens. Vid fortsatt deformation i de omgivande rörelsezonerna kan linsen tryckas ihop eller töjas isär med risk för att den bryts sönder. I *figur 3.1* och *3.2* visas exempel på linsar som tväras av förkastningszoner. Linsen kan i vissa fall vara gynnsam som lokaliseringsplats för ett slutförvar om den har tillräcklig utbredning såväl vertikalt som horisontellt. Bergspänningarna i en sådan tektonisk lins kan emellertid vara höga,

vilket är en nackdel ur lokaliseringssynpunkt. För att utröna dessa spänningar görs *bergsspänningsmätningar*. Med geodetiska observationsnät kan man avgöra på vilket sätt zonerna omkring linsen är aktiva.

Bergspänningens orientering i 3-dimensioner (dvs. *stressfältet*) kan beräknas från registreringar av större jordskalv och från mätningar av formen i djupa borrhål. Det är en avsevärd skillnad i djup mellan jordskalv (vanligen djupare än 10 km) och borrhålsdata (vanligen mindre än 2 km djupa). Resultaten från sådana undersökningar har sammanställts i en Neotektonisk karta över Norge och angränsande områden (Dehls *et al.* 2000). Stressfältet i Norge är olika orienterat i kustnära områden jämfört med inlandsområden. Block som har ett likartat stressfält har en sidlängd på ca 250 km. Denna segmentering följer dels kusten och dels den storskaliga morfologin och förlängningen mot nordväst av stora skjuvzoner som är orienterade sydost-nordväst. I Sverige dominerar en horisontal huvudspänning i orientering sydost-nordväst men lokala avvikelser förekommer både horisontellt och vertikalt (Amadei & Stephansson 1997). Denna orientering tillskrivs det tryck som utgår från den Mittatlantiska spridningszonen där den Nordamerikanska litosfärplattan separeras från den Eurasiska med ca 2 cm per år. Förmodligen finns en liknande segmentering i stora nutidstektoniska block i Sverige som i Norge. Det saknas dock data från större jordskalv för att kartlägga segmenteringen. Kunskapen om det naturliga stressfältets orientering är avgörande för prognoser över den tektoniska utvecklingen i ett undersökningsområde. Utöver det naturliga stressfältet uppkommer bergspänningar på grund av berganläggningen i sig och den värmeökning omkring anläggningen som det aktiva avfallet ger upphov till. De naturliga stressfältens långsiktiga effekt på de aktuella platsundersökningsområdena bör därför modelleras tillsammans med de inducerade stressfält som uppkommer till följd av anläggningen.

3.2.2 Borrmeter, borrhålmätningar och borrhärneanalys

Undersökning av bergets egenskaper görs genom studier av bergets tillgängliga överyta, med geofysiska undersökningar och genom borrhärning. För undersökningar i kristallin berggrund används normalt hammar- och kärnborrhärning. Hammarborrhärning görs med borrhärkronor som har en diameter från 45 till 86 mm. Det sönderborrhärade berget spolats upp ur borrhärlet med luft eller vatten. Borrhärförloppet protokollförs och ett diagram över borrhärsjunkningen upprättas. Diagrammet ger inget entydigt besked om bergkvaliteten, i synnerhet då bergarten är vittrad eller söndersprucken. Kärnborrhärningen görs med rotationsborrhärning och vattenspolning. Borrhärningen medger upptagning av utskurna cylindrar (kärnor) från berget. Mineralogiska och petrografiska undersökningar görs på platsen samt på prover och mikroskoppreparat (tunnslip) i laboratorium. Material från borrhärkärnorna ligger också till grund för mer detaljerade studier av isotoper, fysikaliska egenskaper och mineralsammansättning. För projekt i hårt berg på större djup än ett par hundra meter används kärnborrhärning som enda borrhärmetod. Från resultaten av borrhärkärnekartering kan berggrundens spricktäthet bedömas på flera olika sätt.

Borrhärlets väggar kan undersökas med en TV-kamera, som kan sänkas ner till stora djup i vattenfyllda hål. Flera metoder för mätning av olika förhållanden i borrhärlet görs med borrhärsloggning och har utvecklats av olika prospekteringsföretag.

3.2.3 Bergmekaniska tester och bergmaterialprovningar

Det är viktigt att skilja mellan bergarten på en viss plats eller i ett mindre område och den omkringliggande berggrunden i stort när man analyserar bergets hållfasthetsegenskaper. Dimensionerna på en provkropp eller ett mindre bergparti som undersöks har mycket stor inverkan. Hållfasthetsvärdena för ett större bergparti kan vara en hundradel eller mindre av motsvarande värde

hos en liten provkropp. Vid bestämning av hållfasthetsvärden måste hänsyn tas till rådande spänningar och fuktighetshalt, samt det för deformationer så viktiga tidsberoendet (Janelid 1965). Genom bergarbeten uppstår spänningsförändringar, som kan få avgörande betydelse för stabiliteten på både kort lång sikt. Spänningstillståndet i orört berg är av stor betydelse att känna till, bl.a för planeringsarbeten. För att uppnå stabilitet på sikt måste man även beakta de spänningsförändringar och deformationer som uppstår i samband med byggandet av slutförvaret. Om man känner de faktorer som ur bergmekaniskt hänseende inverkar på planeringen av bergarbeten måste man, genom mätningar och modellförsök, bestämma hur dessa faktorer inverkar. Bestämning av bergarters enaxliga hållfasthet kan testas i fält på borrhävar genom provning med punktbelastningstest där provet trycks mot en egg tills ett brott uppstår (Andersson, O *et al.* 1984). På laboratorier kan hållfastheten testas under olika belastningsförhållanden (1-, 2- eller 3-axligt), olika fuktighet och temperatur. Tidsfaktorn är betydelsefull eftersom bergets deformations- och krypningsegenskaper har en avgörande betydelse för långtidsstabiliteten. Berggrundens hållfasthetsegenskaper måste också undersökas i fält genom mätning av deformationer i ett statistiskt lämpligt urval. Spänningstillståndet i berggrunden kan fastställas genom analys av större jordskalv, deformationsmätningar i större bergpartier eller i borrhål. Här kan mätceller av olika utföranden användas från mjuka deformationsmätande till stela spänningsmätande celler. Modellförsök kan ge värdefull hjälp vid planeringsarbeten, till exempel genom spänningsoptiska undersökningar och belastningsprov på skalenliga modeller under kända eller antagna förhållanden.

En fältmetod för bestämning av spänningstillståndet i berggrunden är *hydraulisk spräckning* som baseras på mätning av det tryck som krävs för att skapa nya eller reaktivera befintliga sprickor. Stressfältets orientering erhålls från undersökning av orienteringen hos de sprickor som har aktiverats. I ett nyligen utförd spräckningstest i mycket sprucken kristallin berggrund på Björkö i Mälaren befanns det horisontella stressfältet vara

mindre än vad som tidigare var känt i urbergsområden i Sverige. Den största horisontala huvudspänningen var i nordväst-sydöstlig orientering, vilket överensstämmer med andra undersökningar (Ask 2003). Experiment visar att stressfältet har en lokal variation, något som också har konstaterats i samband med den indelning i tektoniska block, vilken baserats på analysen av jordskalv.

Berggrundens egenskaper är olika i olika riktningar. Berget är inhomogent och det förekommer avbrott i utbredningen. Det varierar från hårda massiva bergarter till sådana som försvagats genom olika geologiska processer men även av utförda sprängningsarbeten. Det finns bergmaterial vars egenskaper varierar från nästan elastiska till plastiska. Med hänsyn till detta måste man skaffa ett statistiskt material som är så representativt som möjligt. Den matematiska behandlingen av bergmekaniska problem omfattar inte bara statiska påkänningar och därmed sammanhängande hållfasthetsproblem utan även dynamiska påkänningar, som berget tar upp i samband med deformationer av olika slag (Janelid 1965). Om berget från början har otillräcklig hållfasthet och stabilitet kan en viss förbättring uppnås genom injektering, bergbultning och betongsprutning.

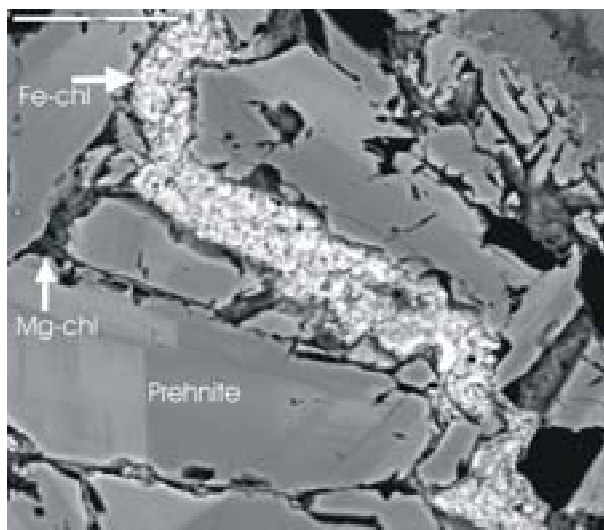
3.2.4 Daterings- och utvecklingshistoriska studier

Modern dateringsteknik gör det möjligt att datera viktiga geologiska händelser. Magmatiska bergarters kristallisationsåldrar liksom åldern på metamorfa händelser kan bestämmas genom mätning av isotoper från radioaktiva sönderfallskedjor, t.ex. uran-bly. Zirkon är ett för åldersbestämning lämpligt mineral, som ofta har en kärna (vilken representerar kristallisationsåldern) och en påväxningszon runt denna kärna (vilken representerar den metamorfa åldern).

Genom att studera sprickmineralens inbördes bildningsföljd kan en relativ åldersfördelning upprättas (*figur 3.3*). Det är även möjligt att bestämma den absoluta åldern på vissa sprickmineral

med hjälp av radioaktiva isotoper och därigenom öka förståelsen för områdets tektoniska utveckling. Det finns också möjlighet att härleda vid vilka tryck- och temperaturförhållanden som sprickmineralen kristalliserade.

De daterbara mineralen är ofta betydligt äldre än den tidsperiod som förvarets livslängd utgör. Processer som har inträffat de senaste 100 000 åren avsätter inga tydligt mätbara spår i de material som kan undersökas. Detta förhållande understryker vikten av att använda geofysiska och geodynamiska observationsnät i samband med platsval och att uppmärksamheten mera riktas mot de allra yngsta geologiska bildningarna.



Figur 3.3. Exempel på relativ ålder mellan sprickläkningar (mikroskopisk bild). I tunnslipet ser man att tre olika sprickmineral förekommer och den första generationen (prehnite) är sönderbruten och att de nya sprickorna har fyllts med mineralet magnesiumklorit (Mg-chl). Den yngsta generationen sprickor med järnklorit (Fe-chl) som sprickmineral skär över det tidigare mönstret.

3.3 Geodynamiska metoder

Geodynamiska processer avspeglas i förändringar av den storskaliga topografien, förekomsten av landhöjning, jordskalv och förkastningszoner. Kartläggningen av utbredningen och intensiteten hos geodynamiska processer kräver observationer av deformationer i referensstrukturer eller i punktnät över en längre tidsperiod. Det finns dock för närvarande inga mätdata som kan fastställa förändringarna i den storskaliga topografien. För att erhålla sådana krävs observationer av landytans och havsbottens förändring under långa tidsperioder, troligen under 10-tals år. Sådana observationer görs i *geodetiska nät* som är landstäckande och där man använder sig av kontinuerlig mätning mot de satelliter, som ingår i det globala positionsbestämningssystemet GPS. Även uppgifter om landhöjningen erhålls numera med samma mätsystem. Topografien i mindre skala (t.ex. upphöjda eller nedsänkta skjuvlinser) kan vara indikatorer på geodynamiska processer. För att studera sådana ändringar krävs att man upprättar lokala geodetiska GPS-nät.

Den spröda översta delen av jordskorpan är genomdragen av rörelsezoner. När angränsande berggrundsblock har förskjutits kallas detta för en *förkastning* (se Berglund & Stigh 1998). Några av dessa zoner har varit aktiva strax efter isavsmältningen. Det krävs emellertid att rörelsen har förskjutit någon daterbar geologisk struktur, t.ex. en rullstensås eller en moränrygg, ett mätbart avstånd för att det skall gå att observera rörelsen.

De stora deformationszonerna kännetecknas av avvikande topografi, avvikande landhöjning, förekomst av jordskalv och systematiska förskjutningar av stora block av litosfären. Dessa olika kännetecken samt hur de kan studeras, behandlas lite mera utförligt i *appendix* om *geodynamiska processer*.

3.3.1 Mätning av tyngdkraftens förändring

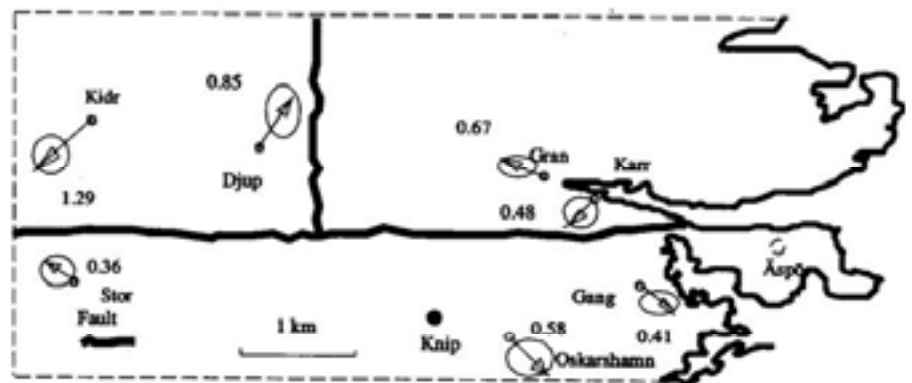
Tyngdkraften kan mätas med mycket hög noggrannhet. Med upprepade mätningar på samma platser kan man studera hur tyngdkraften långsamt förändras med tiden. De geodetiska undersökningarna i Norge, Sverige och Finland samarbetar med mätningar som följer 63:e breddgraden. (Ekman & Mäkinen 1996). Tyngdkraftens förändring orsakas av höjningen av landytan och av den omfördelning av massor som samtidigt sker i litosfären. Detta massflöde styrs av de processer som är verk-samma och en mätning av både landhöjningen och tyngdkraftens förändring är ett exempel på hur man med flera av varandra oberoende metoder får bättre kunskaper om geodynamiska för-hållanden.

3.3.2 Geodetiska nät

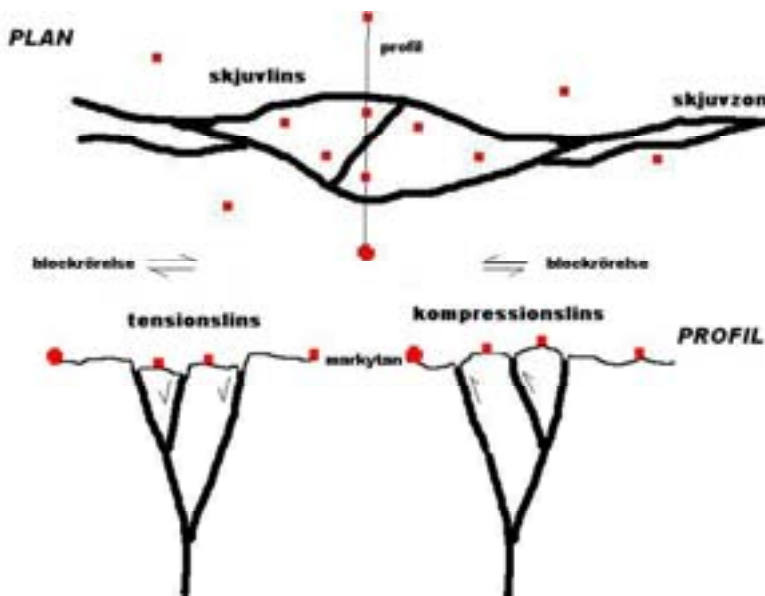
Med det globala positionbestämningssystemet GPS går det att erhålla noggranna lägesbestämningar i tre dimensioner. Systemet används därför i nät med GPS-stationer som registrerar kon-tinuerligt. Om detta görs över lång tid går det att härleda hur platsen där stationen befinner sig har förflyttats (relativt en referenspunkt) på grund av olika geodynamiska processer. När hela litosfärplattans rörelse borträknas från en sådan datamängd kan de differentiella rörelser som orsakas av mera lokala för-skjutningar studeras. I Sverige opererar ett sådant GPS-nät med 25 stationer sedan 1993. Mätdata sammanställs på Onsala rymd-observatorium. Samarbete med angränsande norska och finska nät sker också. Stationerna är lokaliserade med hänsyn till den lantmäteritekniska användningen. En komplettering kan vara lämplig i vissa områden (t.ex. i Vänernsänkan och i Kvarken) för att också tillgodose dessa datas geologiska användningsområden.

GPS-nät kan också byggas upp för lokala undersökningar för att bevaka rörelser hos misstänkta förkastningszoner eller för att studera hur enskilda tektoniska block rör sig i tre dimensioner i

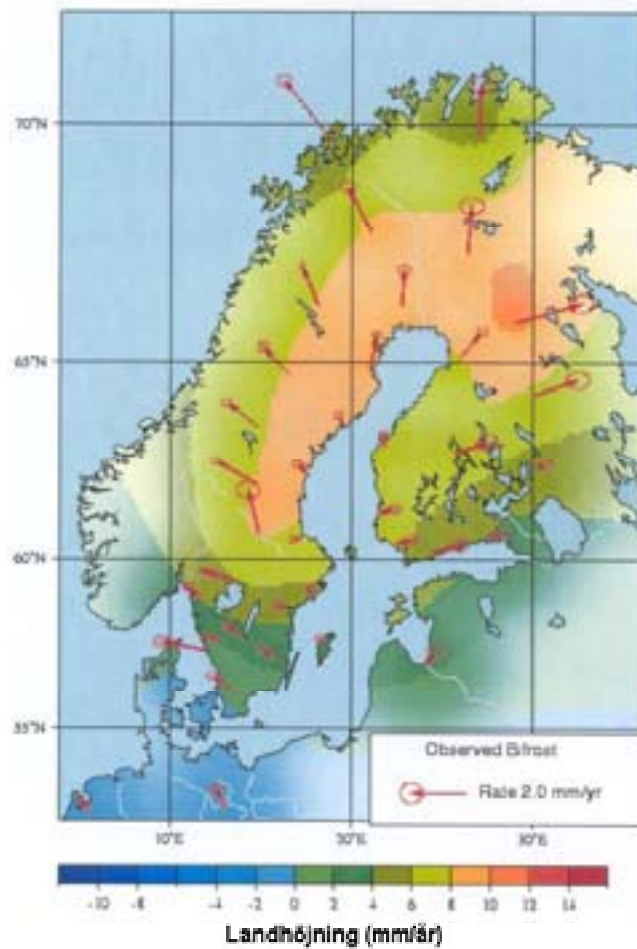
t.ex. Oskarshamnstrakten (*figur 3.4*). Mätpunkterna måste då placeras på berghällar med ledning av en tektonisk analys av området. De måste vidare utformas så att antennerna kan placeras på punkten på ett unikt sätt (i höjd- och sidled) och så att en stor del av horisonten är synlig. Registreringar görs över ca 24 timmar. Sådana lokala nät finns i Skåne (ca 50 km mellan punkterna), Norrbotten (över ett antal skjuvzoner med avstånd på några km mellan punkterna) och i Stockholmstrakten (med 3 punkter i ett antal väldefinierade tektoniska block). De mäts av personal från KTH med några års mellanrum. Ännu föreligger bara preliminära sammanställningar av resultaten. De stora datamängderna gör att analysen kräver speciella program och blir kostsam. Det är angeläget att näten underhålls och mäts över så långa tidsperioder som möjligt för att säkerställa tydliga resultat. I *figur 3.5* visas hur ett lokalt GPS nät kan utformas. I *figur 3.6* visas det nationella GPS-nätet SWEPOS och landytans förändring över Skandinavien.



Figur 3.4. Det detaljerade GPS nätet i Oskarshamnstrakten för bestämning av blockrörelser. Stationerna har förkortade platsnamn. Förkastningszonerna är markerade med en grov linje. Pilarna anger hastigheten i förskjutningen i mm per år som har inträffat under observationsperioden (från Sjöberg et al. 2002).



Figur 3.5. Blockrörelser utmed en skjuvzon resulterar i bildningen av skjuvlins. Vid kompression (när det övre blocket förskjuts åt vänster) höjs den fria markytan och vid tension (när det övre blocket förskjuts åt höger) sänks den. Den diagonala sprickan är en normalförkastning vid tension och en revers förkastning vid kompression. Skissen visar också hur ett lokalt GPS-nät kan placeras över en skjuvzon och en skjuvlins. Med tre stationer (små fyrkanter) i varje tektonisk enhet kan enhetens rotation och förskjutning i tre dimensioner beräknas. Med en station i varje enhet kan endast dess horisontella rörelse relativt en yttre punkt (t.ex. den med kors markerade) bestämmas.

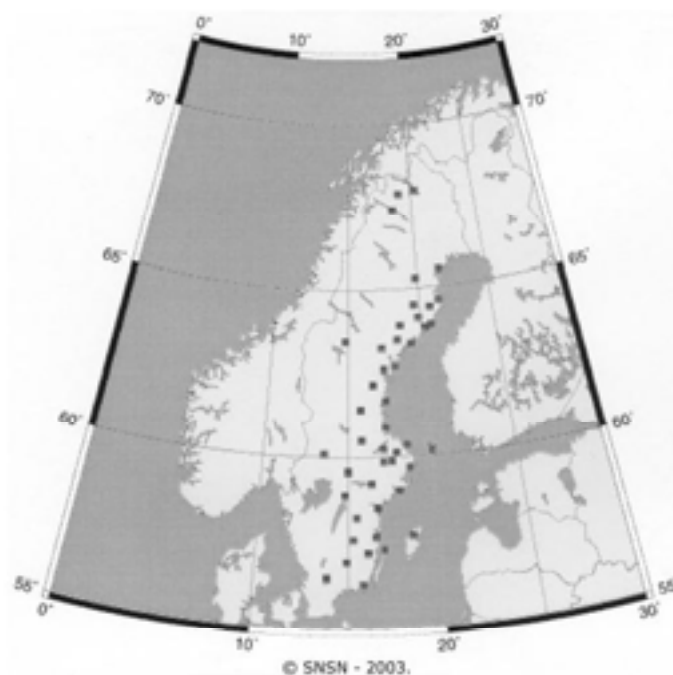


Figur 3.6. Landytans förändring härledd från GPS-nätverket SWEPOS i Sverige och Finland. Kartan visar landhöjningen med färgade ytor. De olika GPS-stationernas horisontella rörelseriktning och hastighet anges med pilar. (Ellipserna anger osäkerhetsintervallet). Med längre observationstid fås en allt noggrannare bestämning av rörelsemönstret (Scherneck et al. 2002).

3.3.3 Seismiska nät

Jordskalv uppkommer när jordskorpan bryts sönder på grund av att spänningar, som byggts upp under en längre tidsperiod, plötsligt utlöses. Sådana spänningar ackumuleras på grund av differentiell rörelse mellan jordskorpeblock utmed skjuvzoner. Jordskalven registreras i nationella nät med seismografstationer.

I Sverige har det funnits ett glest nät med seismografstationer under lång tid. Dessa har mest använts för att registrera och analysera stora jordskalv som inträffat på avlägsna platser. Samtidigt har också de avsevärt mindre jordskalven i Skandinavien registrerats. Den långa observationsperioden gör att det finns en omfattande katalog på svenska jordskalv att analysera. Vidare finns äldre observationer sammanställda ur historiska källor. Av detta material framgår att jordskalven i Sverige fördelar sig i två avgränsade områden: *Vänernområdet*, och utmed *Bottenhavets- och Bottenvikskusten* (speciellt kring Luleå). Under några tidsperioder har seismografnät upprättats i mindre regioner och för närvarande opererar ett nät i Norrlands kustområde. Från dessa olika registreringar har viktiga upplysningar erhållits om skalvens läge i jordskorpan och för de större skalven, även rörelseytans och stressfältets orientering samt förskjutningens storlek och riktning. Seismiska observationsnät kan, liksom GPS-nät, utformas i ännu mera lokal skala för att bevaka rörelser i berggrunden. Ett nytt seismiskt nät har etablerats under år 2000 med tyngdpunkt utmed Bottenhavskusten, SNSN (2003), *figur 3.7*. Hittills har över 1 000 skalv hunnit registreras i detta nät. Omkring den seismiskt aktiva Vänernsänkan fanns tidigare ett seismiskt observationsnät. Det är angeläget att det seismiska observationsnätet görs heltäckande och att samarbetet mellan angränsande länder utvecklas vidare. Tillsammans med GPS-nät är seismiska nät det enda redskapet för att mäta effekterna av de pågående geodynamiska processerna.



Figur 3.7. Svenska Nationella Seismiska Nätet (SNSN). Fyrkanterna markerar geofonstationer. (SNSN, Uppsala universitet, Institutionen för geovetenskaper).

3.4 Geofysiska metoder

3.4.1 Problem och syfte

För att lösa ett geologiskt undersökningsproblem behövs kunskaper om förhållanden på djupet utan att behöva schakta eller borra sig ner till intresseområdet. Detta kan man få genom användning av geofysiska metoder som indirekt kan ge sådana kunskaper. Syftet med geofysiska undersökningsmetoder är sålunda att utföra systematiska mätningar av förhållanden som

inte kan observeras direkt, att presentera resultaten på ett informativt sätt, och att med ledning av mätresultaten ta fram modeller av de geologiska förhållandena. Geofysiska mätningar har mycket hög noggrannhet. Mätresultaten har dock inte alltid en unik geologisk orsak vilket leder till osäkerhet vid tolkning och modellering. För att en beräknad modell skall kunna spegla verkligheten krävs oftast att flera oberoende mätdata kan förenas i samma modell. Av detta följer att flera geofysiska metoder bör kombineras vid en undersökning för att begränsa tolkningsalternativen. Dessutom bör geomaterialens fysikaliska egenskaper mätas och användas som randvillkor vid modellering. Borrhål och borrhålsundersökningar bör planeras så att de kan användas för kalibrering och kontroll av uppställda modeller. I rapporten SKB (2001) har användningen av geofysiska metoder för platsundersökningar markerats i de olika flödesdiagrammen. Under momentet *analys* ingår både en kvalitativ och en kvantitativ bestämning av olika strukturer. En kvantitativ bestämning bör innehålla mått på en strukturs utbredning i plan och vertikalt.

3.4.2 Bearbetning och presentation av geofysiska data

Under det senaste decenniet har det skett en stark utveckling inom geofysik, främst med avseende på databehandling och presentation. Mätdata från de olika metoderna behandlas med olika former av modelleringsteknik. Ofta används invers modellering, vilket innebär att man teoretiskt varierar markens uppbyggnad och egenskaper tills en samstämmighet erhålls mot uppmätta data. En mängd datorprogram har utvecklats för dessa ändamål. Inom markradartekniken nyttjas avancerad signalprocessering. Även om data från flera olika metoder idag ofta sammanläggs, saknas en utvecklad teknik för verklig samprocessering. I vissa fall har metoder med *neurala nätverk* testats för detta ändamål.

Geografisk informationsteknik (GIT) har utvecklats snabbt och är nu ett standardhjälpmedel för analys av komplexa geovetenskapliga data. Flera geografiska informationssystem (GIS)

finns på marknaden och de kan numera köras på PC-datorer, likaså 3D-presentationsprogram såsom CAD-program. Det stora genombrottet beror på utvecklingen av datorkapacitet, avancerad visualiseringsteknik och en mångfald hjälpmedel för kombination av data, beräkningar, och analyser, liksom metoder för beslutsstöd. Stora datamängder kan lagras på CD/DVD skivor. Den ökade 3D-kapaciteten gör att data från t.ex. borrhålsundersökningar kan åskådliggöras i tre dimensioner. Av stort intresse är att presentera upprepade eller kontinuerliga geofysiska mätningar och beakta tidsfaktorn. Sådan 4D-bearbetning och presentation kan användas i övervakningsprogram under bygg- och driftskedet, för studier av grundvattenförhållanden och värmeflöden, men också under förundersökningsskedet, t.ex. för studier av grundvattenförändringar i heterogena miljöer vid hydrauliska tester eller för analys av spårämnesförsök.

För modellberäkningen krävs kunskaper om de geologiska materialens (mineral, jordarter och bergarter) fysikaliska egenskaper, dvs. om *petrofysik*. Betydelsen av kunskaper i petrofysik framgår av följande förenklade formel för sambandet mellan mätning (anomali A), orsak (volym och orientering V, O), avstånd (d) samt kontrasten i den petrofysiska egenskapen (K):

$$A = (1 / d) K f(V, O)$$

Mätningen A bestäms genom traditionell geofysik och beskrivningen av volym och orientering genom traditionell geologi. I sambandet ingår också en avståndsberoende faktor (1/d) som visar ett annat typiskt förhållande i geofysik, nämligen anomalins eller signalens avtagande med ökat avstånd. Av sambandet framgår att om avståndet är stort och volymen liten så blir anomalin snabbt så liten att den inte går att mäta längre. I sambandet ingår vidare kontrasten K i den petrofysiska egenskapen som en faktor av stor betydelse. Funktionen f av volym och orientering är inte analytisk och måste därför approximeras med matematiska metoder.

Faktaruta

Samband mellan geofysisk metod och karakteristisk egenskap i kristallin berggrund:

Tyngdkraft – densitet – varierar från 2,5 till 3,3 Mgm^{-3} ,

Magnetfält – magnetisk susceptibilitet – varierar från 10^{-6} till 10 SI,

Seismik – ljudvågshastighet – varierar från 5 till 8 kms^{-1} ,

Radar – dielektrisk egenskap – varierar från 1 till 80,

Gamma strålning – radioaktivt sönderfall av uran, kalium eller torium,

VES, VLF, slingram, MT, VLF-R – elektrisk resistivitet – varierar från 10 till $10^5 \Omega\text{m}$,

IP – laddningsförmåga varierar från 0 till 20 %.

3.4.3 Mätningar av berg- och jordmaterialens fysikaliska egenskaper

De fysikaliska egenskaperna hos geologiska material behöver vara kända för att det ska vara möjligt att tolka geofysiska mätningar. Mätningarna kan göras på plats direkt på jordarten eller bergarten, men i många fall baseras de på prover som tas från det geologiska materialet. En sådan provtagning måste baseras på statistiska principer, som innebär att antalet prover står i relation till variansen i egenskapen. Det räcker inte med ett enda representativt prov. Provtagning av berggrunden görs bäst på bergskärningar eller borrhälar för att undvika vittringseffekter som påverkar egenskaperna i ytnära lägen. Vilka egenskaper som är av intresse att studera beror den geofysiska metod som skall användas. Metodvalet i sin tur beror den geologiska frågeställningen. Här följer en kort beskrivning av några viktiga s.k. petrofysiska parametrar, i vilka enheter de uttrycks och hur de kan bestämmas.

Densiteten hos geologiska material beror på mineralsammansättning och porositet. Densiteten hos ett sammansatt geologiskt material är summan av de ingående komponenternas densitet i proportion till den mängd som de förekommer med.

Densiteten bestäms genom vägning och volymsbestämning på prover av materialet eller indirekt t.ex. med loggning i borrhål. Beräkning av geologiska modeller som baseras på tyngdkraftsmätningar kräver kunskap om de ingående materialens densitet. Enheten för densitet är Mgm^{-3} .

Magnetiseringen hos geologiska material är summan av *inducerad magnetisering* och materialets *egenmagnetisering*. Vidare beror den på förekomsten av starkt magnetiska mineral. I svensk kristallin berggrund är detta mineral vanligen *magnetit* och i vissa områden *magnetkis*. Den inducerade magnetiseringen beror på geomaterialens *magnetiserbarhet* och det lokala geomagnetiska fältets *intensitet*. Magnetiserbarheten kan mätas direkt i fält på de geologiska materialen medan bestämningen av egenmagnetiseringen kräver provtagning i fält och mätningar i laboratoriet. Beräkning av geologiska modeller som baseras på magnetiska mätningar kräver kunskap om de ingående materialens sammanlagda magnetisering. Magnetiserbarhet är en dimensionslös egenskap och kan anges som μSI .

Den elektriska ledningsförmågan (eller dess invers – den elektriska resistiviteten) hos geomaterial beror på förekomsten av elektriskt ledande mineral (grafit, magnetit och sulfider) och porositeten (och det vatten som fyller porerna). Ledningsförmågan kan mätas på plats med elektromagnetiska eller elektriska metoder, på borrhävar eller i borrhål med olika slags loggningar. Tolkningen av geofysiska modeller som baseras på elektriska eller elektromagnetiska mätningar kräver kunskap om de ingående materialens elektriska ledningsförmåga. Resistiviteten anges i Ωm .

Geologiska material kan laddas elektriskt och denna förmåga att polariseras beror bl.a. på förekomsten av de elektriskt ledande mineralen grafit, magnetit och sulfider. Den *inducerade polariseringen* kan mätas i fält, på borrhävar eller i borrhål med loggning. Det är en viktig metod för att avgöra om elektriskt ledande mineral förekommer i närområdet för mätningen och används därför vid malmletning. Polarisationen är dimensionslös och anges i %.

Kapacitansen per meter hos olika material kallas *dielektrisk konstant* (numera även permittivitet). Den har betydelse för analysen av elektromagnetiska mätningar i radarfrekvensområden och styrs i hög grad av vatteninnehållet i olika geomaterial. Den dielektriska konstanten anges ofta som *relativ* förhållandena i vakuum och blir då dimensionslös.

Utbredningshastigheten för *elektromagnetiska vågor* eller pulser varierar med olika geomaterial. Kunskap om denna hastighet behövs för analysen av radarmätningar. Den beror framförallt på förekomsten av vatten i geomaterialen.

Utbredningshastigheten för *ljudvågor* varierar med olika geomaterial. Den kan mätas direkt på materialet i fält eller på borrhälar. Det finns en positiv korrelation mellan seismisk våghastighet och densitet. Skillnaden i våghastighet mellan bergarterna i jordskorpan och övre manteln är så stor att den används som kriterium för jordskorpan gräns mot manteln. Kunskap om seismisk våghastighet behövs för analys av seismiska registreringar. Enheten är ms^{-1} .

De *termiska egenskaperna* omfattar värmeproduktion, värmekapacitet samt värmeledning. I jordskorpan sker en avsevärd *värmeproduktion* på grund av sönderfallet av naturliga radioaktiva isotoper. Denna värmeproduktion varierar från 2 till $20 \mu\text{Wm}^{-3}$.

Olika geomaterial har också olika *värmeledningsförmåga*. Detta plus värmeproduktionen i jordskorpan och värmeflödet från jordens mantel bestämmer hur temperaturen ökar mot djupet i den översta jordskorpan. Värmeledningen från jordens mantel är ca 60 mWm^{-2} och temperaturgradienten i kristallin berggrund är $15\text{--}20 \text{ Kkm}^{-1}$. Områden med sedimentbergarter har något högre temperaturgradient (sedimenten fungerar som värmeisolering) och områden med kvartsrik berggrund något lägre på grund av skillnader i värmeledning. Kunskap om geomaterialens värmeledning är viktig för prognoser om spridningen av den temperaturpuls som uppkommer vid lagring av utbränt men fortfarande aktivt kärnbränsle.

Värmelagringsförmågan anger hur mycket värmeenergi som kan inlagras i ett material för en viss höjning av temperaturen. Vatten har en hög värmelagringsförmåga som därför är mycket större i vattenmättade jordar än i kristallint berg. Kunskapen är viktig för modellering av värmeförhållandena runt kärnbränslet och för modellering av temperaturutbytet med biosfären. Värmelagringsförmågan anges som $WK^{-1}m^{-3}$.

Markens *radioaktiva strålning* beror på dess innehåll av radioaktiva mineral där komponenterna uran, torium och kalium ingår. Halten av radioaktiva mineral varierar med bergarternas bildning och ålder. Mätningarna kan göras från flygplan, på marken, i borrhål eller direkt på prover. Strålningen anges ofta som beräknad mängd (i ppm för uran och thorium och i % för kalium) av de olika isotoperna i markytan.

3.4.4 Strategier vid platsval

Geofysiska undersökningar för platsval börjar med en analys av det tänkta områdets lokalisering i förhållande till regionala geologiska strukturer. I detta stadium krävs litteraturstudier och kartinformation som täcker en stor del av landet. Områdets lokalisering i förhållande till områden där geodynamiska processer (se appendix om geodynamiska processer) kan förväntas påverka jordskorpan är en lika viktig och tidig del i ett platsval. För att få kunskaper om dessa förhållanden bör geodetiska och seismiska observationsnät inrättas i och omkring området. Eftersom det tar lång tid att få fram förändringsdata bör näten inrättas i ett tidigt skede.

I nästa steg undersöks områdets lokala förhållanden, med hjälp av geologisk och geofysisk kartering baserad på de databaser (t.ex. flyggeofysiska mätningar) som redan finns, samt genom kompletterande undersökningar på marken och från luften. I detta skede måste en tillräckligt stor omgivning tas i beaktande och de petrofysiska egenskaperna hos berg och jordmaterial klarläggas. Storleken på undersökningsområdet

måste vara minst 3 gånger så stort som intresseområdets utsträckning i olika riktningar. Det betyder att en area som är ca 10 gånger större än ett så kallat kandidat område bör undersökas med relevanta mätningar för att förstå områdets strukturella sammanhang med omgivningen

Viktiga strukturer lokaliseras och följs upp med mera detaljerade markgeofysiska mätningar i ett punktnät eller i form av profiler. Metoderna för studiet av berggrunden väljs bland de som har stor djupavkänning och som täcker det tänkta undersökningsdjupet med god marginal. Metoderna för att studera jordtäcket och läget för berggrundens överyta under jordtäcket väljs bland de som har mindre djupavkänning, se *tabell 3.1*.

Baserat på dessa underlag utförs slutligen undersökningsborrningar, för mätningar och provtagningar i borrhålen. Åtminstone ett borrhål behöver nå ned i området med salt grundvatten för att möjliggöra en kalibrering av de elektromagnetiska metoderna som används för att kartlägga området där övergången till salt grundvatten sker. När strukturer som är viktiga för områdets stabilitet har kartlagts, följer beräkningar över hur rörelsezoner och mellanliggande bergrundsenheter påverkas av fortsatt geodynamik och vid förändringar i bergspänningen. Till dessa beräkningar behövs kunskapen som samlats in från geodetiska och seismiska observationsnät och den rådande bergspänningen.

Karakteriseringen av jordarter och berggrundsytans form är viktiga ingångsparametrar för studiet av grundvattenflöden och grundvattenbildning. Metoderna som kommer till användning vid platsval spänner således över ett stort spektrum och det är en fördel om flera metoder används så att tolkningsalternativen kan begränsas. Valet av metoder bestäms också av de petrofysiska egenskaperna, som finns i berg- och jordmaterialet i ett undersökningsområde, och av olika typer av naturliga eller konstgjorda begränsningar (t.ex. kraftledning).

3.4.5 Geofysiska mätsystem

De olika geofysiska mätmetoderna kan delas in på flera sätt. Mätsystemen och mätningens design är dock likartade inom metoder där man mäter från *luften*, direkt *på marken*, respektive under marken *i borrhål*. För varje mätmetod relateras mätpunktavståndet med objektstorleken. Mätpunktsavståndet bör således vara mindre än halva objektstorleken. Motsvarande insamlingsprinciper gäller också vid val av mätdata ur en större databas. Metoder med ett stort skalområde passar för både översiktliga regionala och mycket detaljerade undersökningar. Metoder med en liten djupavkänning passar för undersökningar av jordtäcket och berggrundsytan.

För att kunna fastställa att en kontrast föreligger behöver dessutom objektets omgivning ingå i mätningen i tillräcklig omfattning. Omgivningen som ingår i en mätning bör vara lika stor som intresseområdet. Mätpunktsavståndet och den area som skall mätas har ett direkt samband med kostnaderna för en mätning.

I *tabell 3.1* nedan ges en översikt över geofysiska metoder och deras användningsområden, djupavkänning och skalområde. Samtliga metoder har en användning i samband med platsval för förvaring av kärnavfall. Vilka metoder som är bäst att kombinera beror delvis på de geologiska förutsättningarna och framförallt berggrundens petrofysiska egenskaper. Därför bör man alltid utgå från de existerande regionala och lokala databaser som föreligger i ett undersökningsområde för att bestämma metoder och utformningen av nya undersökningar. Om kunskaper om de petrofysiska egenskaperna saknas bör de mätas i ett tidigt inledande skede av en undersökning.

Tabell 3.1. Olika geofysiska metoder och deras användningsområden

METOD (skalområde inom parentes)	ANVÄNDNINGSSOMRÅDEN	DJUPAVKÄNNING
Markgeofysiska mätningar 1–100 km)		
Tyngdkraft (a)	bergartssammansättning, stora blockrörelser	10 m–10 km
Magnetfält (a)	stora sprick- och rörelsezoner i magnetisk berggrund, blockrörelser, bergartskarakterisering	10 m–1 km
Elektromagnetiska metoder (1–10 km)		
Slingram	förekomst av elektriskt ledande mineral	1–50 m
Radar (GPR)	djup till berggrunden och grundvattennivån	0,1–50 m
IP	förekomst av elektriskt ledande mineral	1–50 m
MT (a)	vertikal fördelning av den elektriska resistiviteten till stora djup, nivån för salt grundvatten	10 m–10 km
VLF	förekomst av vattenförande sprickzoner och ungefärlig stupning	10 m–1 km
VLF-R	bestämning av jord- och berggrundsresistivitet	10–600 m
Elektriska metoder (0,1–10 km)		
VES (a)	bestämning av grundvattenyta, djup till berggrunden, jordartsskiktning, nivån för salt grundvatten	1 m–1 km
Seismiska metoder (50 m–1 000 km)		
Refraktion (a)	djup till berggrunden och grundvattennivån, förekomst av branta krosszoner	1 m–50 km
Reflektion (a)	djup till berggrunden och grundvattennivån, skiktning i jordlager och flacka krosszoner	0,1 m–50 km

METOD (skalområde inom parentes)	ANVÄNDNINGSSOMRÅDEN	DJUPAVKÄNNING
<i>Flyggeofysiska mätningar (1–100 km)</i>		
Magnetfält (a)	orientering av stora sprickzoner i 3-dimensioner, blockrörelser, bergartskarakterisering	10 m–1 km
VLF (*)	vattenförande sprickzoner	10-100 m
<i>Borrhålsgeofysiska mätningar (0,1–10 m)</i>		
Vattenflöde	vattenflöde i berggrundssektioner	
Elektrisk resistivitet	porositet och sprickighet	
IP	förekomsten av elektriskt ledande mineral	
TV-kamera	orienteringen av sprickzoner i 3-dimensioner	
Radar	orienteringen av sprickzoner i 3-dimensioner	
Borrhålsform	orientering av horisontala stressfält	
<i>Observationsnät (1–2 000 km)</i>		
Seismiska	lokalisering och orientering av förskjutningar i berggrunden på djupet, orientering av stressfält	1–30 km
Geodetiska (GPS)	förskjutning och rotation av berggrundsblock i 3 dimensioner i översta jordskorpan, landhöjning	
Hydrologiska	nederbörds mängder, avrinning, grundvattennivåförändringar	

(a) Metoder med stor djupavkänning, > 500 m.

(*) Flyg-VLF metoden är riktningsektiv beroende på vilken sändare som används vid mätningen.

3.4.6 Begränsningar på grund av terräng och konstgjorda föremål

Alla geofysiska mätningar är beroende av terrängvariationer och ju mera kuperad terrängen är desto större blir effekterna. Detta beaktas dels vid planeringen av mätningen och dessutom vid

analysen. I vissa metoder kan terrängens effekt minskas genom korrekationer eller inkluderas i modelleringen. Det är alltid lämpligt att studera höjddata parallellt med analysen av mätdata. Detta kan göras särskilt smidigt med utnyttjande av digitala data och geografisk informationsteknik (GIT). Geofysiska mätningar kan göras på isen över vattenområden. Det ökade avståndet till jordtäcknet eller berggrunden under vattnet försvagar dock signalerna i viss utsträckning. I vissa mätningar är den konstanta höjden och frånvaron av topografi över mätytan en fördel. Geofysiska mätningar över vattenområden gör det möjligt att få en mera kontinuerlig bild av berggrundens strukturer. Med metoder som beror på den elektriska ledningsförmågan uppstår en kraftig avskärmningseffekt i vatten (särskilt havsvatten), men också i elektriskt ledande delar av jordtäcknet (t.ex. lerlager).

Vissa geofysiska metoder är känsliga för konstgjorda (antropogena) föremål. Det gäller framförallt de elektromagnetiska mätningarna där sekundärfält från kraftledningar, teleledningar, större stängsel, rörledningar och telesändare överpräglar de naturliga variationerna i området närmast föremålen. För stora kraftledningar kan det röra sig om flera km, likaså är omgivningen kring aktiva telefonisändare kraftigt störd. Genom att använda elektromagnetiska metoder med kontrollerad egen signalbildning undviks dessa störningar vid mätningen eller så kan de filtreras bort vid databehandlingen.

I magnetiska mätningar är det istället större järnkonstruktioner (t.ex. kraftledningsstolpar och plåttak) som stör mätningarna i deras närområde. Vidare ger likströmsledningar upphov till lokala störande magnetfält. Vid flygmätningar på låg höjd undviks stora kraftledningar och bebyggda områden genom högre mätthöjd varvid de naturliga signalerna försvagas på grund av det ökade avståndet. Kring antropogena föremål uppkommer därför breda korridorer där användningen av elektromagnetiska mätmetoder försvåras eller blir omöjlig.

3.4.7 Flyggeofysik

Flyggeofysiska mätningar görs från satelliter, flygplan eller helikopter och vid samma mättillfälle kan flera olika typer av mätningar göras samtidigt. Mätningarna täcker snabbt stora områden och i dag har många länder heltäckande flyggeofysiska databaser. Satellitbaserade mätningar finns tillgängliga internationellt och har global täckning. I Sverige ansvarar SGU för utförande, bearbetning och datalagring av flyggeofysiska mätningar. Kompromissen mellan kostnader och mätpunktavstånd har hittills varit till förmån för en ganska detaljerad mätning som kan användas för många frågeställningar. Mätningarna görs också på låg höjd, ca 50 m, dvs. på kort avstånd till de geologiska strukturerna i berggrunden. Mätpunktavståndet är 20 m utmed flyglinjen men det är 200 m mellan flyglinjerna. Vid analys av mätdata är det således viktigt att veta var flyglinjerna är belägna, speciellt som modern interpolationsteknik normalt inte klarar att återge sammanhang av strukturer med liten vinkel till flygriktningen. Mätdata presenteras på kartor i skalan 1:50 000 som följer kartbladsindelningen i Sverige. Det går också att få digitala utdrag ur databasen över ett valfritt geografiskt område.

De mätningar som görs från flygplan i Sverige omfattar *magnetisk totalintensitet*, *gammastrålning* (representerad som ekvivalent halt vid markytan av de naturliga radioaktiva isotoperna av kalium, uran och torium) och *elektromagnetiska sekundärfält* från långvågs (VLF) sändare. Dessa mätningar kan användas för många ändamål, bland annat kartläggning av utbredningen av bergarter under jordtäcknet och under vatten, kartläggning av större sprickzoner i berggrunden, utredning av radonrisk (i jordarter, berggrund och grundvatten) samt för prospektering efter mineralförekomster.

Radarmätningar som görs från satelliter och flygplan kan räknas till kategorin geofysiska mätningar. De är vanligen mycket detaljerade och görs i flera frekvensområden. Den direkta geologiska användningen är för kartläggning av sprickzoner samt bestämning av markfuktighet. I områden med kraftig vegetation

och intensivt skogsbruk döljs den geologiska informationen av de spår som brukningsmetoderna lämnar (t.ex. hyggesgränser och hyggesplöjning) men framkommer tydligt i radarmätningarna. Mätningarna är oberoende av molntäcket och man kan därmed undvika de effekter som uppkommer från moln och deras skugga på marken vid flygfotografering eller satellit-scanning i det synliga våglängdsområdet.

Faktaruta

Mätning, mätpunktsavstånd, mätthöjd

Flygmätningar – i öst-väst eller nord-syd riktning, avstånd 200 m mellan mätlinjer och ca 20 m mellan mätpunkter, mätthöjd ca 50 m över marken,

Markmätningar – valfri orientering, avstånd mellan mätpunkter och mätlinjer 5–20 m,

Regionala tyngdkraftsmätningar – oregelbundet punktnät med 0,8–5 km punktavstånd,

Profilmätningar – orientering vinkelrätt mot strukturriktningen, mätpunktsavstånd 1–20 m.

3.4.8 Markgeofysik

Syfte och datatillgång

Geofysiska markmätningar har utförts i samband med prospektering efter malm och industrimineral och kartläggning av grustillgångar men också för specifika undersökningar inom den reguljära jord- och bergartskarteringen vid SGU. Redan tidigt kom markgeofysiska mätningar igång för grundvattenprospektering i Sverige och utomlands. Under de senaste decennierna har markmätningar fått en ökad betydelse inom olika delar av samhällsbyggandet och för miljöundersökningar.

Geofysiska markmätningar i samband med *undermarksbyggande*, t.ex. ett slutförvar för använt kärnbränsle, syftar till att bygga upp en geologisk – tektonisk modell över den studerade jord- och bergvolymen. Syftet är vidare att öka kunskapen om jord-

lagrens sammansättning och mäktighet, bergmassans fysikaliska egenskaper, sprickighet, vattenhalt samt gränser mellan olika bergarter. Markmätningarna är oförstörande, men kräver ett stort mått av tolkning. Generellt gäller att upplösningen minskar med ökande djupavkänning. För att studera förhållanden på ett djup av 500 m krävs således stora förändringar i de fysikaliska egenskaperna (eller stora strukturer) för att dessa skall kunna detekteras vid markytan. Ytnära förändringar i sidled får då inte vara större än de vertikala.

Mätningarna görs på marken, antingen i oregelbundna punktnät över större områden, i ett systematiskt punktnät (*grid*) inom begränsade områden, eller som profiler. Mätpunktsavståndet bestäms av ändamålet med mätningen och kan variera mellan 1 m (detaljerade profiler) och 5 km (regionala rikstäckande mätningar). Mätdata presenteras på kartor eller i profiler. För vissa typer av mätningar finns nationella databaser som förvaltas av SGU.

Regionala mätningar som täcker hela landet finns idag för *tyngdkraft*, med punktavstånd som varierar mellan 0,8 och 5 km. Mätningarna följer vanligen vägnätet. På större sjöar och i kustområden har mätningar gjorts på isen.

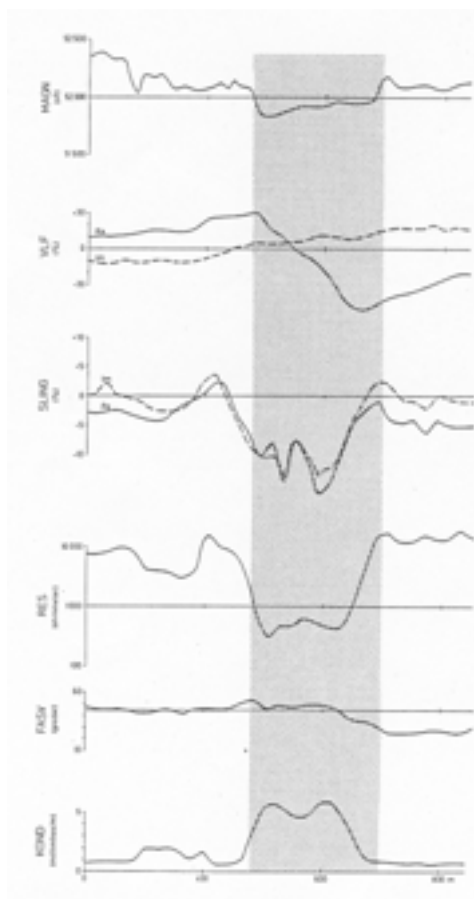
Seismiska undersökningar görs ibland i regional skala, speciellt i sedimenttäckta områden och för speciella projekt. Det finns för närvarande ingen fullständig översikt över var sådana mätningar har utförts och hos vilket företag eller institution resultaten finns.

Mätmetoder

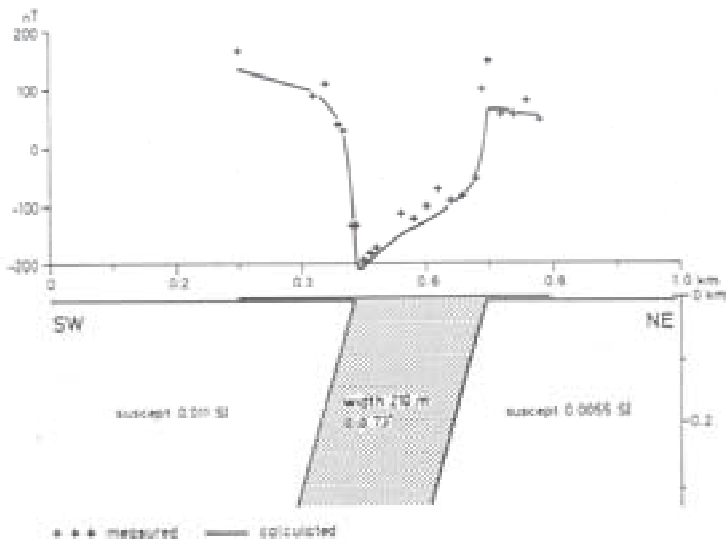
De viktigaste geofysiska metoderna för undersökning av berggrundens strukturella förhållanden i form av sprickor och sprickzoner, är seismiska-, magnetiska-, elektriska- och elektromagnetiska mätningar. Vissa av dessa mätmetoder ger dessutom information om bergarter och bergartsgränser. För alla metoderna gäller att de är känsliga för horisontella och ytnära

variationer medan förändringar på djupet är mycket svårare att upptäcka. Det är också lättare att detektera brant stupande strukturer och bergartsgränser än att kartlägga horisontella sprickzoner och gränser. För refraktionsseismiska och elektriska metoder gäller att stor djupavkänning också kräver mycket långa instrumentuppställningar. I *figur 3.8* visas en serie mätningar med olika metoder över en större skjuvzon i Norrbotten och hur resultaten från den magnetiska mätningen kan användas för bestämning av zonens stupning (*figur 3.9*).

Seismiska undersökningar används för detektering av strukturer i berggrunden. De ytnära strukturerna, t.ex. förekomsten av sprickigt berg, främst brant stupande sprickzoner, kan tolkas ur *refraktionsseismiska* undersökningar, där den refrakterade delen av ljudvågen följs genom att registrera tiden tills den når fram till utplacerade geofoner. Den seismiska signalens hastighet minskar påtagligt i krossat berg. Det är svårt att detektera horisontella låghastighetszoner med refraktionsseismik. Däremot kan refraktionsseismik med fördel användas till att bestämma bergytans nivå under jordtacket. Detta har gjorts vid många större byggprojekt, t.ex. längs Bolmentunneln där mer än 200 km refraktionsseismiska profiler utvärderades (Stanfors 1987). Vid *reflektionsseismik* registreras istället den del av ljudvågen som reflekteras vid övergången till ett material med avvikande hastighet. Metoden kräver tyngre utrustning och kraftfullare databearbetning. Den lämpar sig därför mer för lokala undersökningar. En stor fördel med reflektionsseismik är att metoden är en av de få som kan användas för att identifiera flacka bergstrukturer på större djup, t.ex. horisontella sprickzoner (Andersson 1993, Cosma *et al.* 1994). Detta har avgörande betydelse för anläggningen av ett slutförvar eftersom flacka strukturer måste kunna beaktas vid bestämningen av läget för den bergvolym som kan tas i anspråk. Seismiska metoder har även använts under byggandet av undermarksanläggningar (s.k. Tunnel Seismic Prediction, TSP) för att prognosticera förhållandena och styra förstärkningsbehovet (Sattel *et al.* 1996).



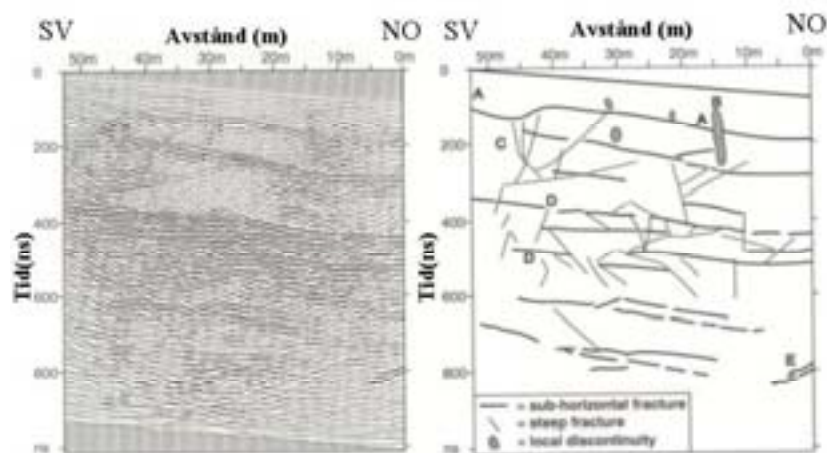
Figur 3.8. Exempel på geofysisk respons från en större skjuvzon (markerad med gråton) i Norrbotten. De olika metoderna ger ett tydligt utslag där zonen förekommer. Uppifrån visas: magnetisk (MAGN) låg anomali över zonen på grund av oxidation av magnetit, VLF horisontalkomponent som ger en typisk asymmetrisk anomali över zonen, Slingram (SLING) som ger en negativ anomali, VLF resistivitet (RES) visar låg resistivitet, fasvinkeln (FASV) varierar mycket litet över zonen och nederst syns en hög konduktivitetsanomali (KOND) (från Henkel 1988).



Figur 3.9. Den magnetiska anomalin som ses överst i föregående figur kan användas för att bestämma stupningen av zonen som är 73 grader mot sydväst (från Henkel 1988).

Markradar (GPR) baseras på samma grundläggande reflektionsprinciper som reflektionsseismik men utgår från elektromagnetiska vågors spridning genom marken. En reflex erhålls när radarvågen träffar ett objekt med avvikande elektriska egenskaper. Idag används oftast pulsradersystem, där elektromagnetiska pulser riktas via en sändarantenn ner i marken, varefter en mottagarantenn registrerar erhållna reflexer. Tidsförskjutningen för reflexerna mäts i nanosekunder, 10^{-9} s. Metoden har under de senaste decennierna fått ökad betydelse för kartläggning av ytliga jord- och berglager och har använts för studier av jordlagringsförhållanden och geologisk utveckling (Widén 2001, O'Neal & McGeary 2002, Helle 2004). GPR har också använts för studier av tektoniska zoner, såväl aktiva (Rashed *et al.* 2003, Slater &

Niemi 2003) som äldre neotektoniska zoner (Dehls *et al.* 2000, Tirén *et al.* 2001). Metoden kan, liksom reflektionsseismik, användas till att identifiera flacka tektoniska strukturer och är därför betydelsefull för studier av det ytliga och generellt mer uppspruckna berget, *figur 3.10* och *3.11*. I jordtäckta områden kan berggrundsytans nivå kartläggas, liksom flödesgynnande strukturer i kontaktzonen jord-berg, som är av betydelse för grundvattenbildningen, *figur 3.12*. GPR kan även användas kontinuerligt under byggfasen, direkt från undermarksanläggningen, för att prediktera sprickor, bergartsgränser och andra bergartsstrukturer för att styra förstärkningsbehov och kartlägga förinjekteringens effektivitet (Cardarelli *et al.* 2003).

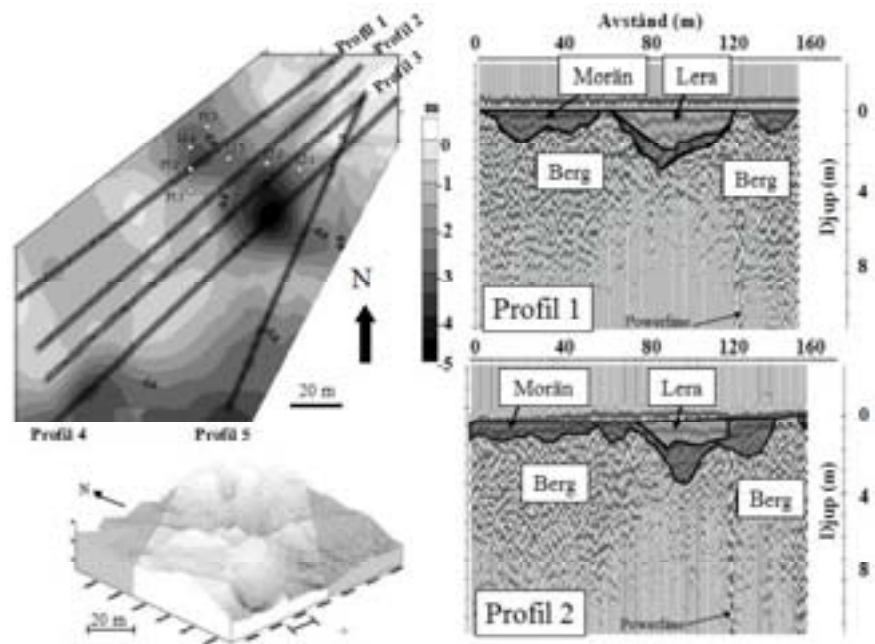


Figur 3.10. Exempel på tolkning av sprickor i det ytliga berget ur GPR-mätningar (Grasmück 1994). Från tidsskalan kan djupet till de reflekterande strukturerna beräknas om signalens hastighet i olika geo-material är känd.



Figur 3.11. Exempel på flack sprickzon i Forsmarksområdet. Sådana sprickzoner kan detekteras ytligt med markeradar och på större djup med reflektionsseismik (foto Kaj Ahlbom 2003).

Om den kristallina berggrunden är magnetisk, kan magnetiska mätningar från marken (eller från flygplan) användas för att kartlägga större sprickzoner. Dessa zoner är alltid lågmagnetiska på grund av mineralomvandlingar och kan kartläggas även under jordtäcknet och i vattentäckta områden. Genom modellberäkningar och med kunskap om den omgivande berggrundens magnetisering, kan också zonernas stupning fastställas.



Figur 3.12. Exempel på tolkning av berggrundsyntans nivå baserad på GPR-mätningar i ett område i östra Mellansverige (Olofsson et al. 2004).

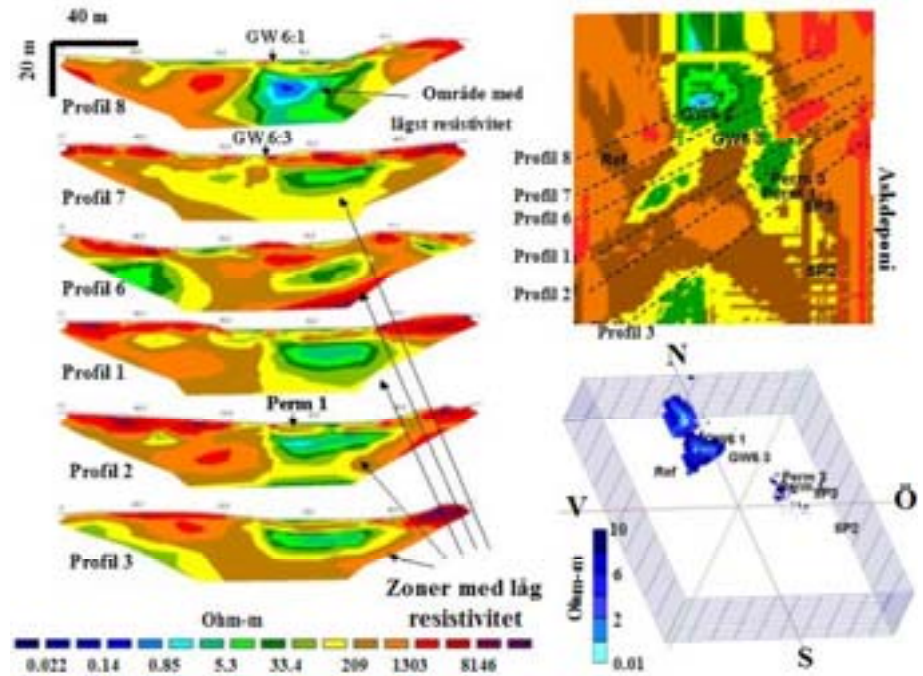
Elektriska mätningar baseras på att ett elektriskt fält skapas i marken genom två strömelektroder. Strömfältets utbredning beror på avståndet mellan elektroderna men påverkas också av marklagrens ledningsförmåga. Genom att mäta spänningsförhållandena med potenzialelektroder, kan markens *skenbara resistivitet* beräknas. Den uppmätta resistiviteten beror på hur elektrodparen är arrangerade samt laterala och vertikala förändringar i markens elektriska egenskaper. Genom *invers modellering*, där markens elektriska egenskaper och marklagrens mäktig-

het varieras tills en samstämmighet uppnås med uppmätta värden, erhålls en tolkning av markens uppbyggnad och elektriska egenskaper. Idag används oftast multielektrodsystem (CVES) med ett stort antal elektroder ordnade längs linjer eller i ett nät tillsammans med en dator som styr vilka elektroder som skall vara ström- respektive potentialelektroder. Genom invers modellering kan sedan markens resistivitetsfördelning beräknas två- eller tredimensionellt. Elektrisk mätning har fått stor betydelse för kartläggning av jord- och berglagerföljder och bestämning av grundvattenytter. Viktiga tillämpningar finns också inom miljörelaterade undersökningar och för miljökontroll (Bernstone & Dahlin 1998, Aaltonen 2001), *figur 3.13*. Om fasta elektroder anbringas i marken kan metoden användas för långtidskontroll, t.ex. runt avfallsanläggningar där föroreningarna ofta har hög salthalt (Aaltonen & Olofsson 2001) eller för kontroll av klimatrelaterade markfuktighetsförhållanden och grundvattennivåer.

De flesta på marknaden förekommande multielektrodsystem medger bara avkänning ned till ett hundratal meter. En intressant applikation av geoelektriska undersökningar är att med flera km långa elektrodlägg kartera saltvattenförekomsten på större djup. Detta är ett utmärkt komplement till djupa borrhningar. I kustnära områden kan det dock vara svårt att undvika havsvattnets kortslutande effekt på mätningarna.

Markens elektriska laddningsförmåga, *chargeability*, kan mätas med *inducerad polarisation (IP)*. Metoden baseras på att ett strömfält skapas över marken varvid polarisation uppstår i marken. När strömfältet slås av kvarstår denna polarisation över en viss tid och kan mätas. Metoden har en stor potential för studier av förorenad mark, t.ex. för spridda föroreningar med salter eller oljeförorening (Dahlin & Leroux 2002, Sjögren 2004). Även utan yttre pålagt strömfält förekommer en svag polarisation beroende på markens mineralinnehåll och markvätskans elektrolytegenskaper. Mätning av denna naturliga *självpotential (SP)* med känsliga icke polariserande elektroder kan på samma sätt användas vid ytlig malmprospektering och föroreningskarte-

ring. Metoden har även använts vid ytnära spårämnesförsök i berg (Nimmer & Osiensky 2002).

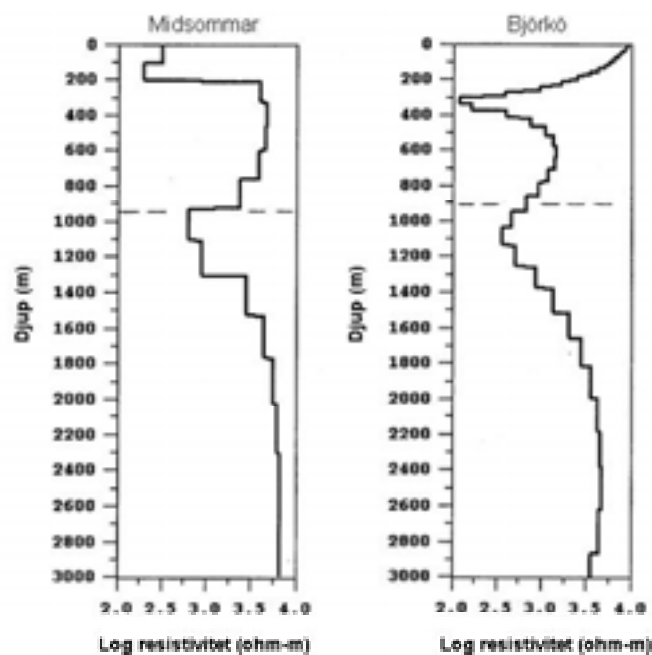


Figur 3.13. Resistivitetmätningar för analys av förorenings-spridning från en avfallsdeponi. Mätningarna är gjorda med CVES och modellerade två- respektive tredimensionellt. Resultatet är presenterat som profiler (t.v.), horisontellt tvärsnitt i det ytliga berget, ca 12 meter under marken (övre t.h.) samt tredimensionella lågresistivitetszoner (undre t.h.) (Olofsson et al. 2004).

Elektromagnetisk induktion innebär att ett strömfält skapas i elektriska ledare i marken med hjälp av ett yttre elektromagnetiskt fält. De sekundära elektromagnetiska fält som då uppstår kan mätas på markytan. Det finns flera frekvensstyrda metoder som antingen använder naturliga elektriska strömmar (MT-mätningar), i frekvensområdet från 10^{-4} till 1 kHz, eller strömmar inducerade av radiosignaler (VLF-mätningar) i frekvensområdet från 15 till 25 kHz. Det finns också elektromagnetiska metoder där fältet skapas med en medhavd sändare (Slingram) i frekvensområdet från 5 till 15 kHz. Generellt gäller att djupavkänningen bestäms av frekvensen på det elektromagnetiska fältet och markens ledningsförmåga. I kristallin berggrund föreligger alltid en hög kontrast i resistivitet mellan opåverkad berggrund och sprickzoner. VLF-mätningar är därför en effektiv metod för kartläggningen av sprickzoner på landområden (men ej över vattentäckta områden).

På senare tid har elektromagnetiska mätmetoder utvecklats för att beskriva fördelningen av elektrisk resistivitet ned till flera km djup i berggrunden. En sammanfattning av VLF- och MT-metoder ges i Oskooi (2004). I de magnetotelluriska mätningarna (MT) utnyttjas naturliga i berggrunden förekommande elektriska strömmar, *figur 3.14*. Djupavkänningen är upp till 10 km och mätningen görs så att även anisotropiförhållanden kan utredas. Observationstiderna är upp till 12 timmar. Störningar från mobiltelefoni och kraftledningar kan i de flesta fall filtreras bort. Med mätningar i ett glest nät kan 3-dimensionella elektriskt ledande strukturer avgränsas. Med metoden kan djupet för övergången till salt grundvatten bestämmas.

Elektromagnetiska mätmetoder har använts för malmprospektering, undersökning av vattenförande sprickzoner i berget och för studier av föroreningsspridning. Metoderna är i stark teoretisk och praktisk utveckling och nya instrument utvecklas för miljötillämpningar, t.ex. EnviroMT (Bastani 2001).



Figur 3.14. Två modeller av resistivitetsvariationen med djupet baserade på MT mätningar (från öarna Midsommar och Björkö i Mälaren) (från Oskooi & Pedersen 2004). Den streckade linjen markerar det borrhjup som uppnåtts i närheten av MT mätplatsen och där man kan korrelera resistiviteten med observationer av sprickighet respektive förekomsten av elektriskt ledande mineral.

3.4.9 Borrhålsgeofysik

I de flesta djupa borrhålen i Sverige har mätningar utförts med olika typer av geofysiska loggningar för att få kunskap om de uppmätta egenskapernas variation med djupet. Sådana mätningar kan göras med ett mellanrum som varierar från 0,1 till 10-tals

meter. Noggranna metoder har utvecklats för att korrelera de djupmått som erhålls vid olika mätningar. I Sverige finns dock mycket få borrhål med djup som är större än 1 km. Därmed saknas kunskaper om var övergången till salt grundvatten sker i berggrunden och hur djupt sprickzonerna förekommer i den översta delen av jordskorpan. Borrhål som är djupare än 2 km i kristallin berggrund finns i Sverige bara i den centrala delen av Siljanstrukturen. I borrhålmätningar är avkänningsavståndet i sidled mycket litet, från decimeter för vissa metoder och under gynnsamma omständigheter upp till 10-tals meter för t.ex. borrhålsradar. Mätning av resistivitet i borrhål ger endast relativa värden och en kalibrering krävs för att erhålla värden som är representativa för bergarter. Detta problem behandlas i Löfgren & Neretnieks (2002).

Följande typer av borrhålmätningar är vanliga och kan användas vid platsval:

Metoder som karakteriserar bergarter och bergartsgränser

tyngdkraftsmätningar
mätning av magnetiserbarhet
inducerad polarisation (IP)
gammastrålning (förekommer i flera olika utföranden)

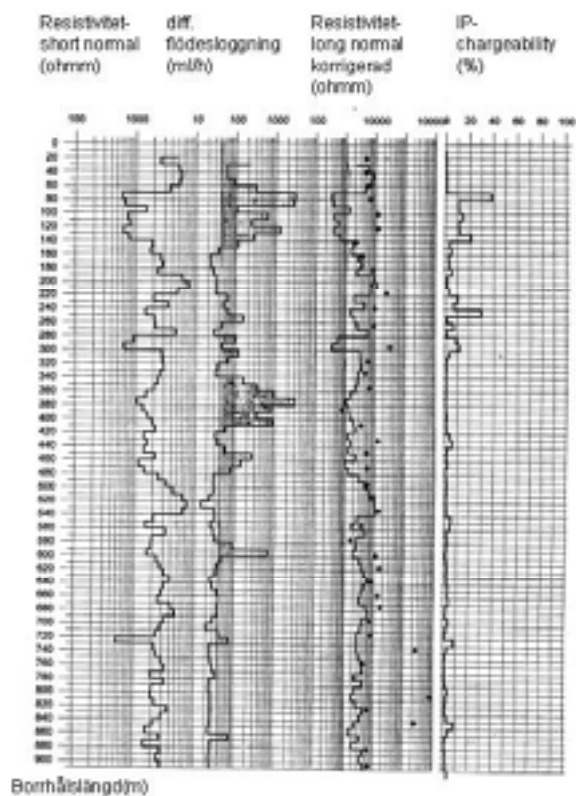
Metoder som ger upplysningar om sprickzoner och förekomsten av vatten

mätning av elektrisk resistivitet (i flera olika utföranden)
radarmätningar
vattenflödesmätningar
mätning av borrhålsform (caliper)
temperaturmätningar
video fotografi

Metoder som ger upplysningar om stress och temperaturförhållanden

respons på tryckförändringar
mätning av borrhålsform
temperaturmätningar
mätning av gammastrålning (flera olika utföranden)

Metoderna används i ofta kombination och flera sofistikerade mätsonder har utvecklats för de elektriska metoderna (bl.a. för olika elektrodkonfigurationer), *figur 3.15*. Mätningar med radar, borrhålsform och fotografi ger också upplysningar om *orienteringen* av de strukturer som avbildats. Vattenflödesmätningar görs i avgränsade sektioner, liksom respons på tryckförändringar. Responsen i berggrundens rörelse mäts och lokaliseras under testperioden med hjälp av lokala seismografnät. Sammankopplingen mellan borrhålsdata, som är mycket detaljerade (dm-skala) och kontinuerliga, med ytdata som är spridda (1 till 10 m-skala) och ofullständiga, är ett svårt problem. Svårigheten hänger samman med hur det går att skilja mellan lokala fenomen och sådana som har en större utbredning. Mätmetodernas avståndsberoende gör att den rumsliga upplösningen snabbt avtar med avståndet från borrhålet och med djupet under markbaserade mätningar. Problemet kan inte lösas med tätare eller känsligare mätningar – det krävs snarare fler borrhål – varvid berggrundens egenskaper påverkas på ett ogynnsamt sätt.



Figur 3.15. Exempel på loggningsdata från ett drygt 900 m djupt borrhål (på Björkö i Mälaren) med elektrisk resistivitet (två metoder, short normal resp. long normal), vattenflöde och inducerad polarisation (IP) generaliserade över 10 m intervaller (Sträng 2003). Variationen i resistivitet återspeglar sprickfrekvensen. Högre vattenflöden markerar öppna sprickzoner och förhöjd IP-effekt markerar områden där elektriskt ledande mineral förekommer.

3.4.10 Databaser hos SGU och Sjöfartsverket

Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) ansvarar för ett stort antal databaser med *digital* och *analog* geovetenskaplig information. De är tillgängliga för forskning, prospektering, geotekniska och miljöundersökningar. För dataanvändning krävs en licens och en avgift. Digitala data kan erhållas i ett valfritt geografiskt område och de lämpar sig ofta direkt för analys med geografisk informationsteknik, GIT. Dessutom finns geovetenskapliga kartor med olika detaljeringsgrad över hela landet.

Regionala mätningar görs systematiskt och utförs av SGU medan detaljerade mätningar utförs av geo-konsultbolag, prospekteringsföretag och geovetenskapliga institutioner.

Förfrågningar om seismiska mätningar bör i första hand riktas till SGU. Flera internationella projekt, med syftet att bestämma struktur och mäktighet hos jordskorpan, har baserats på seismiska undersökningar utsträckta över många 100 km.

I samband med prospektering efter malmer har stora ytor i Västerbotten och Norrbotten kartlagts mycket detaljerat med flera typer av markgeofysiska mätningar. Dessa finns dokumenterade hos SGU.

Sjöfartsverket har hand om batymetriska data, ofta med hög detaljeringsgrad, över kustområden och insjöar där sjöfart förekommer. Dessa batymetriska data kan användas på samma sätt och i kombination med höjddata för att studera förekomsten av sprickzoner i vattenområden (eller zonernas förlängning från markområden till vattenområden). En sådan kombinerad studie har t.ex. gjorts för Vänerbassängen (Isaac 1992) och Södra Björkfjärden (Chuang 2003).

3.5 Sammanfattande slutsatser

Geologiska metoder

Det svenska urberget utgör ett komplext heterogent medium, som formats av geologiska processer under mer än 2000 miljoner år. Många av dessa processer är historiska men påverkar stabilitet och säkerhet hos ett slutförvar för radioaktivt avfall. Andra processer är aktiva och förändrar allteftersom de geologiska förhållandena. Den geologiska situationen i urbergsskölden med ett mycket ungt jordtäckte över en avsevärt mycket äldre kristallin berggrund gör att det tidsavsnitt för vilket man kan studera pågående geologiska förändringar är mycket mindre än förvarets tänkta livslängd. Därför är det viktigt att genomföra systematiska studier i de unga avlagringarna med avseende på effekter från landhöjningen, jordskalv och förkastningsrörelser. Många av dessa dynamiska processer kommer troligtvis att fortgå under överskådlig tid framåt.

Geodynamiska metoder

Mycket forskning har utförts beträffande de inducerade geodynamiska förändringar, som kommer att uppstå lokalt genom anläggandet av ett slutförvar för använt kärnbränsle, även kopplat till det värmeutbyte som då kommer att uppstå mellan förvaret och omgivningen. Den naturliga geodynamiken har dock inte rönt samma intresse. Ett flertal indikatorer visar emellertid att det hela tiden sker systematiska rörelser mellan block i jordskorpan. Sådana rörelser har i några fall kunnat kvantifieras med geologiska metoder, med mätningar i det globala positionsbestämningssystemet GPS och med analys av större jordskalv. Rörelserna är lokaliserade till avgränsade områden eller zoner. Dessa zoner kan kartläggas geografiskt och på djupet med geologiska och geofysiska metoder. Rörelserna utmed zonerna är

relativt små och därför krävs långa observationsperioder för att kunna fastställa dem med säkerhet.

Rörelsezonernas funktion ingår i ett större regionalt sammanhang och hur de fungerar lokalt finns det för närvarande ofullständig kunskap om, varför lokala system måste byggas upp och mätas under lång tid. Den pågående deformationen är nämligen ett av nyckelproblemen för att kunna göra prognoser om berggrundsstabilitet. Därför krävs kunskap om zonernas läge och utbredning (horisontellt och vertikalt), rörelsens hastighet och riktning, zonernas funktion i tiden samt deras funktion i den regionala och platttektoniska deformationen. Modellering bör göras av hur plintar och skjuvlinser reagerar vid ändring av stressfältet. En sådan modellering kan göras på observerade strukturer i undersökningsområden och deras regionala sammanhang.

De metoder som behöver vidareutvecklas för att kunna ge kunskap om detta är såväl direkta som indirekta, exempelvis mätningsteknik med GPS- och seismografnät, åldersbestämningar av mineral och geologiska observationer för att nå ökade kunskaper om litosfärens uppbyggnad och funktion. De befintliga geodetiska och seismiska näten bör vara heltäckande och samarbete över nationsgränserna utvecklas för att skapa databaser som kan användas för flera geovetenskapliga syften. De GPS-nät, som tidigare har upprättats, bör mätas även i fortsättningen för att erhålla så långa tidsserier som möjligt. Detta gäller även mätningar av tyngdkraftens förändring.

Geofysiska metoder

En stor mängd geofysiska undersökningar har hittills genomförts eller planerats i samband med platsundersökningar inför anläggandet av ett slutförvar för använt kärnbränsle. Mätningarna har haft skilda syften och skalor, från översiktliga flygmätningar till detaljerade undersökningar i borrhål. I många fall har syftet varit att bygga upp en geologisk/tektonisk modell över området eller att prediktera geologiska och tektoniska föränd-

ringar under byggfasen, såsom vid anläggandet av Äspötunneln. En begränsad mängd forskningsinsatser har gjorts beträffande möjligheterna att överföra mätningarna till ingångsvariabler för bland annat spridningsmodeller. Vissa utvecklingsförsök har gjorts, t.ex. resistivitetsmätningar för att bestämma diffusionen i massivt berg (Löfgren & Neretnieks 2002).

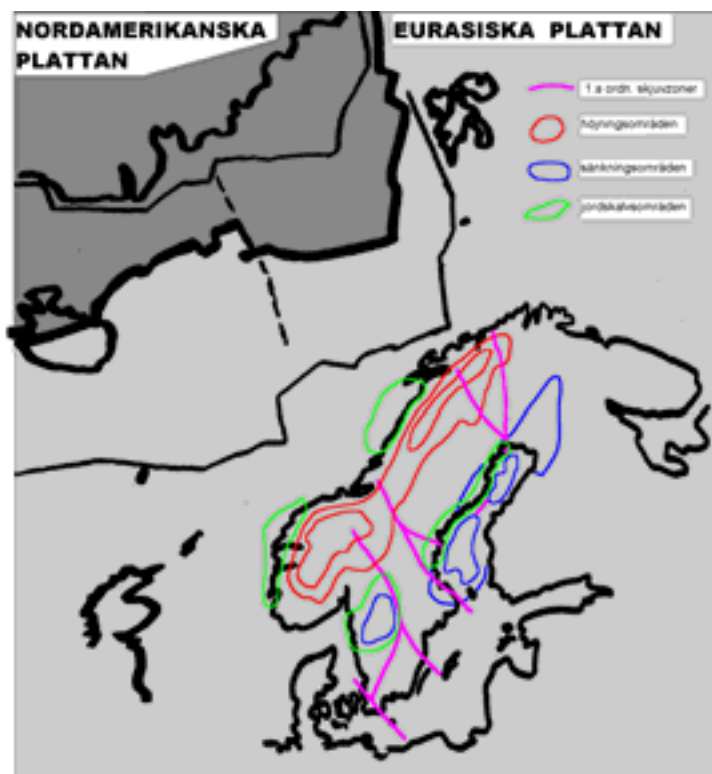
Geofysiska undersökningar utgör ett mycket värdefullt inslag eftersom de i princip är de enda metoder som medger oförstörande mätning av den bergvolym där slutförvaret kommer att anläggas. Det är därför av stor vikt att yttäckande geofysiska undersökningar genomförs på ett tidigt stadium. En kombination av flera metoder med hög mätpunktstäthet och bestämning av geomaterialens fysikaliska egenskaper samt kontrollborrningar behövs för att minska osäkerheten vid tolkningen av mätningarna.

En kombination av magnetotelluriska (MT) mätningar, som har stor djupavkänning, och reflektionsseismiska mätningar är redskap för att klarlägga djupet till salt grundvatten respektive förekomsten av djupa sprickzoner. Sådana mätningar bör göras på ett systematiskt och yttäckande sätt. Av särskild vikt är också ytliga geofysiska undersökningar, t.ex. yttäckande mätningar med markradar med syfte att kartlägga jordlagerföljd, jordmäktighet, kontaktzonen jord-berg och det ytliga bergets sprickförhållanden bl.a. som grund för beräkning av grundvattenbildning till berget.

För geologiska, geodynamiska och geofysiska undersökningar gäller att mätningarnas utsträckning bör vara så stor att en tillräcklig omgivning utanför själva intresseområdet ingår. Detta gäller även i vattentäckta områden. Utsträckningen bör vara ca 3 gånger större än intresseområdet i alla riktningar. Den totala undersökningsarean blir därmed ca 10 gånger större än intresseområdets area. Reflektionsseismiska och radarundersökningar bör utföras på ett systematiskt sätt i hela undersökningsområdet för att kartlägga förekomsten av flacka sprickzoner eftersom dessa normalt inte kan ses i hållar eller med andra geofysiska metoder.

3.6 Appendix: Geodynamiska processer

Kartläggningen av utbredningen och intensiteten hos geodynamiska processer kräver observationer av deformationer i referensstrukturer eller i punktnät över en längre tidsperiod. Deformation av jordskorpan under den senaste årmiljonen och nu pågående deformation av jordskorpan benämns *neotektonik*. I Sverige avses speciellt den deformation som har inträffat efter senaste nedisningen. Deformationen som pågår för närvarande är nästan omärklig över korta tidsperspektiv (årtionden), men kan ackumuleras till avsevärd storlek under geologiska tidsperioder (årmiljoner). På grund av den ständiga rörelsen hos de globala litosfäriska plattorna så berörs alla delar av jordskorpan överallt på jorden. Utmed plattgränserna är deformationen mycket stor och orsakar allvarliga jordskalv och vulkanutbrott. Inom en litosfärplatta är deformationen avsevärt mindre, märks knappast och ställer inte till med katastrofer. Gränserna för vår litosfärplatta (den Eurasiska plattan) ligger mitt i Nordatlanten (*figur 3.16*), i Arktiska Oceanen, utmed den japanska ökedjan, Indonesien, Himalaya, Anatolien, Alporna och Atlasbergen. Den Eurasiska plattan består mest av kontinenter och rör sig på grund av den Atlantiska ocnaskorpans tillväxt med ca 1 cm per år. (dvs. samma storleksordning horisontellt som landhöjningen vertikalt). Inom denna platta finns flera aktiva deformationszoner, t.ex. gravsänkesystemet som sträcker sig från Nordsjön via Rhendalen till Rhonedalen. Det finns också områden i vår närhet som på goda grunder kan misstänkas vara aktiva deformationszoner, t.ex. fjällkedjan, Väneren och Bottenhavet-Bottenviken. Deformationszonerna kännetecknas av avvikande *topografi*, avvikande *landhöjning*, förekomst av *jordskalv* och systematiska *förskjutningar* av stora block av jordskorpan. Dessa olika kännetecken samt hur de kan studeras behandlas kortfattat i det följande.



Figur 3.16. Sveriges plattektioniska läge. Den Mittatlantiska ryggen är vår närmaste plattgräns mellan den Nordamerikanska (mörkgrå) och den Eurasiska (ljusgrå) litosfärplattan. De stora geomorfologiska områdena är höjningsområdet i de skandinaviska fjällen (röda linjer) och de parallella ca 400 km österut belägna sänkningsområdena (blå linjer) kring Vänern och Bottenhavet-Bottenviken. Generaliserade jordskalvsområden är markerade med gröna linjer. Första ordningens skjuvzoner är markerade med lila linjer (Henkel & Roslund 1994).

I mera detaljerad skala yttrar sig neotektonik genom förekomsten av förkastningshak i terrängen med varierande höjd (från mindre än 1 m till över 20 m), skred, slumpnings- och avvattningsstrukturer i jordlager, blockfält och -grottor och som förskjutningar av glacialt bearbetade hälltytor. En del av dessa fenomen kan också uppkomma på grund av andra geologiska processer och kopplingen mellan förekomst och orsak kräver omfattande kartläggning över stora områden. De terrängformer som är förknippade med unga förkastningszoner upptäcktes först genom flygfotostudier i områden som har befunnit sig över den högsta kustlinjen och som därför inte har utsatts för havsstrandserosion. Skred kan upptäckas på samma sätt (och riskerar att eroderas om de varit utsatta för stranderosion). Därför har dessa neotektoniska indikatorer hittills mest hittats i nordvästra Norrbotten och det är ännu oklart om de markerar ett avvikande neotektoniskt aktivt område eller om de har förekommit även i områden under högsta kustlinjen. Genom många nya vägbyggen har stora skärningar skapats som lämpar sig för detaljerade studier av störningar i lagerföljder. De är vanliga fenomen i rörlig sedimentär miljö och gränsdragningen mot tektoniskt orsakade strukturer kräver regional kartläggning och datering av sedimentlagren där strukturerna observerats. Blockfält och -grottor kan ha samband med jordskalv men uppkommer också genom frosthävning och frostsprängning. Mindre förskjutningar av glacialt bearbetade hälltytor utmed sprickor är en tydlig indikation på blockrörelse efter det att ytan har bildats. Avbrott i sådana ytor, där det ena blocket saknas, uppkommer genom att isen transporterat bort den saknade delen. I Mörner (2003) görs en genomgående neotektonisk tolkning av ett stort antal observationer, som kopplas till paleoseismisk aktivitet. Många av de observerade fenomenen placeras i tiden till isavsmältnings-skedet, som var en period med relativt stora ändringar i stressfältet.

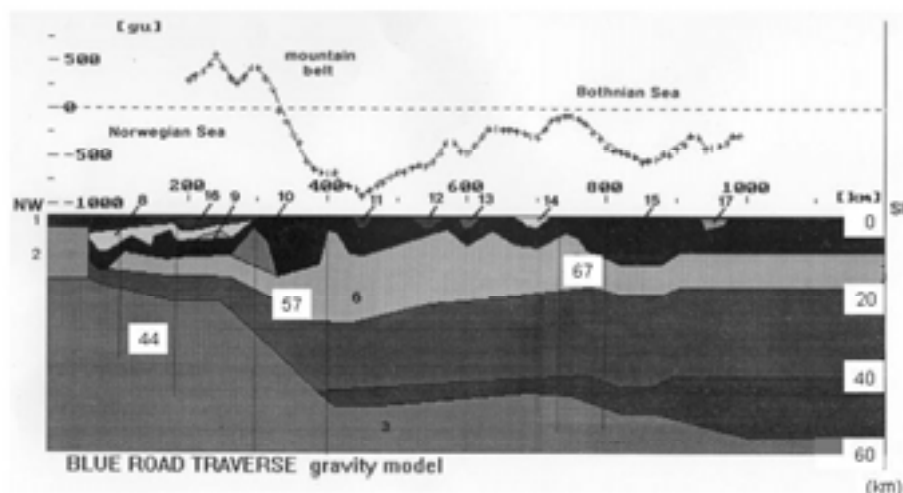
Kunskap om de pågående geodynamiska processerna är viktiga för bedömningen av den långsiktiga stabiliteten i ett kärnavfallsförvar. Utan faktiska mätningar av geodynamiska förändringar

och kunskaper om de bakomliggande processerna är prognoser över framtida förändringar baserade på antaganden.

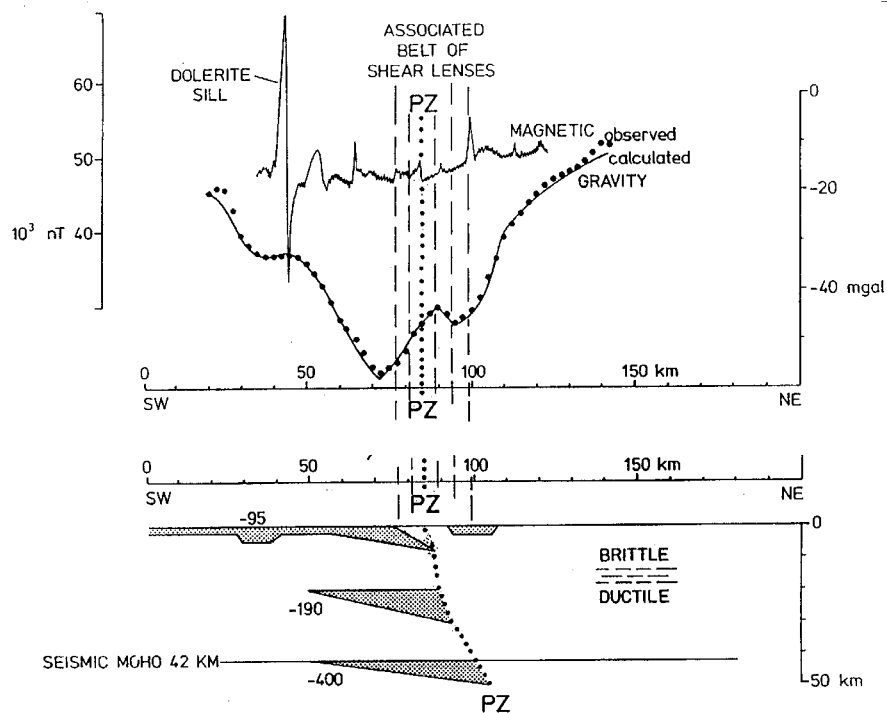
3.6.1 Topografi

Variationen i den storskaliga topografin i Skandinavien orsakas främst av tektoniska *processer* och *erosion*. Höjdområden kan inte bestå över längre geologiska tidsperioder på grund av ständigt pågående erosion. På samma sätt kan sänkor inte bestå över längre tidsrymder på grund av ständigt pågående *sedimentation*. Områden utan nämnvärd topografisk variation är däremot relativt stabila (t.ex. Småländska höglandet och Finland). Genom studiet av *höjddata* (i form av topografiska kartor eller digitala höjddata) kan äldre erosionsytor rekonstrueras (Lidmar-Bergström 1988). Dessa går emellertid endast i undantagsfall att åldersbestämma. Den storskaliga topografin i Skandinavien är ung. Studier av sedimenteringen i havsområdena utanför Norges kust tyder på ökad sedimentation med början för 5 till 10 miljoner år sedan och tydliga höjningsområden har identifierats i fjällkedjan (Riis & Fjedskaar 1992). I Väneren och Bottenhavet–Bottenviken saknas ännu mäktiga förekomster av unga sediment trots att erosionen av fjällkedjan pågår för fullt och älvarna transporterar material till dessa sänkor. Orsaken till den unga topografin är ännu inte känd men på grund av de stora dimensionerna måste det röra sig om plattetektoniska processer. Den naturliga utvecklingen av den unga oceaniska litosfären i Nordatlanten leder så småningom till att en subduktionszon utvecklas vid randen till den kontinentala litosfären där den oceaniska litosfären sjunker in under den kontinentala. På avstånd och parallellt med subduktionszonen skulle då en sänka utvecklas genom att litosfären dras isär av en motgående ström i övre manteln. Det finns dock för närvarande inga mätdata som kan fastställa förändringarna i den storskaliga topografin. För att erhålla sådana krävs observationer av landytans och havsbottens förändring under långa tidsperioder, troligen under 10-tals år.

Sådana observationer görs i geodetiska nät som är landstäckande och där man använder sig av kontinuerlig mätning mot de satelliter som ingår i det globala positionsbestämningssystemet GPS. Även topografin i mindre skala (t.ex. upphöjda eller nedsänkta skjuvlinser) kan vara indikatorer på geodynamiska processer. I *figur 3.17* visas en genomskärning av jordskorpan från NV Lofoten till centrala Finland (Henkel & Lund 2004). *Figur 3.18* visar en profil över en större skjuvzon i Värmland.



Figur 3.17. Tvärsnitt genom jordskorpan från nordväst om Lofoten till centrala Finland. Modellen är baserad på en kombination av refraktionsseismiska och gravimetriska data. I nordväst ses övergången från den oceaniska skorpan till kontinentshelfen. Jordskorpans mäktighet är större under fjällkedjan och den blir som störst i Finland. Antalet jordskalv som förekommer i tre tydliga bälten (avgränsade med vertikala linjer) är angiven med stora siffror i den ungefärliga positionen skalven har på djupet. (Tyngdkraftsanomalin är angiven i gu (= 0,1 mgal). De små siffrorna betecknar områden med olika densitet).



Figur 3.18. Profil över en av första ordningens skjuvzoner i Värmland (markerad som PZ) som skär genom hela jordskorpan (här ca 40 km mäktig) (Henkel 1992). I övre delen visas magnetmätningar som ligger till grund för beräkningen av zonen ytnära läge och stupning. I nedre delen visas tyngdkraftsmätningar som ligger till grund för beräkningen av zonen fortsättning genom jordskorpan. Den visar också en nedsänkning av olika lager i jordskorpan från väster och in mot zonen som stupar brant mot öster.

Faktaruta

Plattektionik – den deformation som litosfärplattor genomgår på grund av värmekonvektionen från jordens mantel.

Litosfär – det översta skalet i jordens uppbyggnad som rör sig som enhet i plattetektoniska processer. Djup ca 250 km i centrala Skandinavien.

Mantel – området mellan litosfär och jordens kärna, ca 3 000 km mäktigt.

Jordskorpa – litosfärens allra översta del utanpå manteln, mäktighet i centrala Skandinavien ca 50 km.

Gränsyta mellan jordskorpan och manteln kallas *Moho* (Mohorovicic diskontinuiteten).

3.6.2 Landhöjning

Landhöjningen i Skandinavien är välkänd och uppmätt sedan århundraden och den kan avläsas i de unga geologiska avlagringarna som omdanats i strandzoner och som gradvis hamnat på allt högre nivåer över den nuvarande havsytan. Landhöjningen är för närvarande som störst, med ca 9 mm per år, i närheten av Umeå. Den är noll nära den gräns som urbergsskölden utgör mot omkringliggande sedimenttäckta områden. I området strax söder och öster om urbergsskölden (dvs. i Nordtyskland, Danmark, sydligaste Skåne, Rigabukten och kring Ladogasjön) pågår en svag landsänkning. Landhöjningens orsak har tillskrivits avsmältningen av inlandsisen för över 10 000 år sedan. Det finns emellertid flera indikationer på att andra krafter är verksamma. Landhöjningens utbredning passar inte ihop med isens utbredning. Det finns också lokala avvikelser i landhöjningen (så kallad *differentiell* landhöjning), och en avsevärd skillnad i landhöjningens gradient mellan den västra och östra delen av landhöjningsområdet. Områden med signifikant avvikelse från den generella landhöjningen (som kan kopplas till isavsmältningen) visar relativa *höjningsområden* med mer än 1,5 mm/år i fjällkedjan och relativa *sänkningsområden* med motsvarande avvikel-

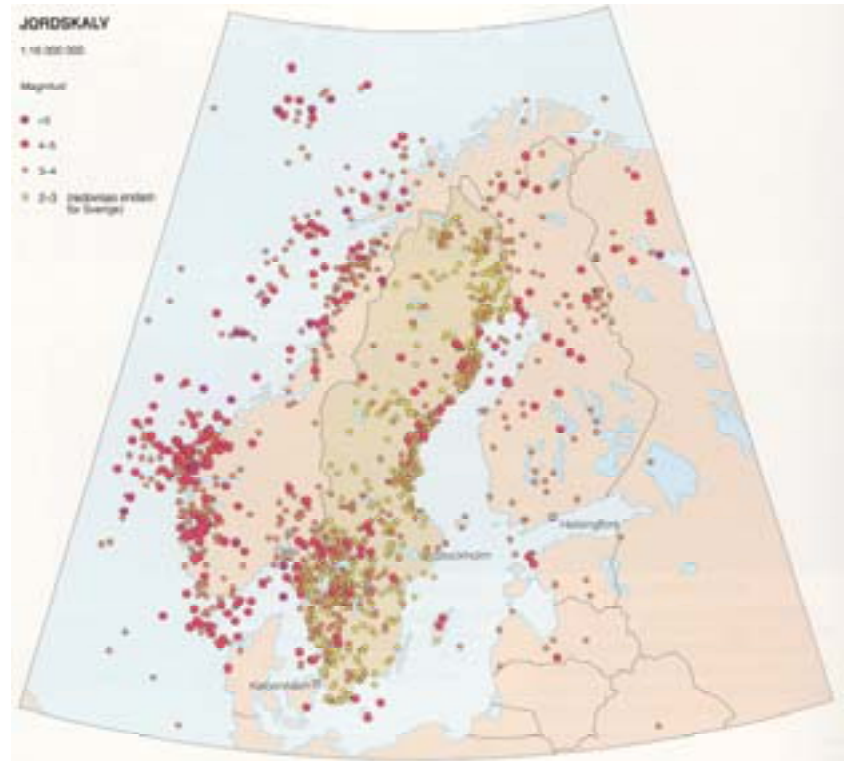
ser i Bottenhavet, (se *figur 3.16* områden inom röda resp. blåa linjer). Sänkningsområdet sträcker sig längre mot nordost än Bottenviken. Det berör också norra Uppland (Fjeldskaar *et al.* 2000). Undersökningar av strandlinjeförskjutningar i nordöstra Uppland (Hedenström & Risberg 2003) visar att den exponentiellt avtagande landhöjningen för ca 5 500 år sedan övergått i en linjär trend. Detta är ett starkt indicium på att andra processer än isostatisk kompensation efter isavsmältningen är verksamma.

Landhöjningen kan mätas med återkommande höjdavvägningar av fasta punkter och det är på sådana mätningar som kunskapen om den nuvarande landhöjningen är baserad. Traditionella höjdavvägningar har dock sedan 1993 ersatts med data som erhålls från 25 fasta GPS stationer som placerats över hela landet, det så kallade SWEPOS nätet. Efter en längre observationsperiod går det att ur dessa data beräkna observationspunkternas relativa rörelse både i horisontal- och vertikalled.

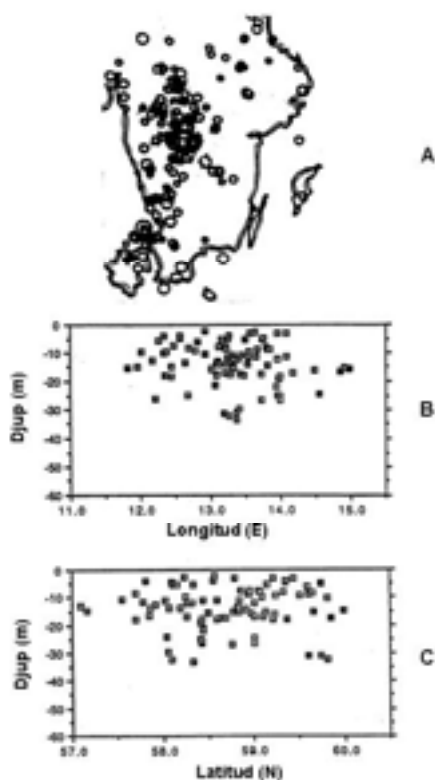
3.6.3 Jordskalv

Jordskalv uppkommer när jordskorpan bryts sönder på grund av att spänningar, som byggts upp under en längre tidsperiod, plötsligt utlöses. Sådana spänningar ackumuleras på grund av differentiell rörelse mellan jordskorpeblock utmed skjuvzoner. I Skandinavien förekommer bara svaga jordskalv och någon enstaka gång skalv med en magnitud på 5 (Richterskalan). Skalven förekommer i den spröda delen av jordskorpan i genomsnitt på ca 18 km djup, utmed vissa zoner och i några avgränsade områden. Nuvarande jordskalvsområden i Sverige är framförallt Vänernsänkan och kusten utmed Bottenhavet–Bottenviken (se kartan i *figur 3.19*). Jordskalven registreras i ett nät med seismografstationer, som är i funktion över en längre tidsperiod. Ju mera finmaskigt nätet är, desto bättre går det att lokalisera och karakterisera även mindre skalv. Registreringar från mellanstora och stora skalv kan utvärderas med avseende på stressfältets och rörelseytans orientering, dess area samt den förskjutning som

har inträffat. Sådana utvärderingar görs av den seismologiska avdelningen vid Uppsala Universitet som också driver det sedan år 2000 registrerande nya seismografnätet SNSN. Hittills har över 1 000 skalv registrerats i detta nät, *figur 3.19* och *3.20*.



Figur 3.19. Förekomsten av jordskalv i Skandinavien. Anhopningen av skalv i de fyra områden som markerats med grönt i figur 3.16 syns tydligt (ur Sveriges Nationalatlas © Lantmäteriet Gävle 2004, medgivande M 2004/3790).



Figur 3.20. Fördelningen av jordskalv i Vänernområdet visar en anhopning av skalv (kartbilden A) samt hur de fördelar sig projicerade på ett väst-östligt (profil B) och ett syd-nordligt tvärsnitt (profil C) (från Isaac 1992).

Spåren efter jordskalv kan också finnas i sedimentlagerföljder och i berggrunden. I det förra fallet kan tidpunkten för skalvet ofta ringas in medan spåren i berggrunden sällan låter sig åldersbestämmas. I sedimentlagerföljder är förekomsten av *skred* och *likvefaktion* (flytjordsbildning) tecken på jordskalv. I berggrunden är det förekomsten av *friktionssmältor* som utvisar läget och omfattningen av fossila jordskalv. *Urbergsgrottor* har också föreslagits vara orsakade av jordskalv.

3.6.4 Förkastningsrörelser

Den spröda översta delen av jordskorpan är genomdragen av rörelsezoner. När angränsande berggrundsblock har förskjutits kallas detta för en *förkastning* (se Berglund & Stigh 1998). Några av dessa zoner har varit aktiva strax efter isavsmältningen (*figur 3.21* och *3.22*). Det krävs emellertid att rörelsen har förskjutit någon daterbar geologisk struktur, t.ex. en rullstensås eller en moränrygg, ett mätbart avstånd för att det skall gå att observera rörelsen. Om den har inträffat i en helt homogen omgivning eller har ett mycket litet rörelsebelopp kan den inte fastställas. Det krävs också att den geologiska miljön är så stabil att förskjutningarna har kunnat bevaras. På senare tid har metoder utvecklats som tillåter att alla systematiska berggrundsrörelser kan mätas, till exempel med upprepade GPS mätningar av fasta punkter som placerats strategiskt med hänsyn till de zoner som skall undersökas (se *figur 3.4* och *3.5*). Mätserierna behöver utsträckas minst ca 6 år i tiden för att tolkningsbara resultat skall uppnås. Undersökningar som hittills utförts med GPS mätningar visar att laterala rörelser på några få mm per år förekommer i utmed Tornquist zonen i Skåne (en av första ordningens skjuvzoner – se *figur 3.16*) (Pan *et al.* 2001). I nätet i Norrbotten, där observationstiden endast är 5 år, har hittills inte några rörelser kunnat påvisas med säkerhet (Ågren 2001) och där bör mätningarna upprepas vid fler kommande tidpunkter. I Milnes (1998) har information om deformationer som inträffat mycket långt tillbaka i tiden sammanställts. Deras funktion i nutiden är dock fortfarande oklar. Det finns ingen djupare kunskap om var, hur och varför nutida rörelser sker eftersom detta kräver både detaljerade lokala undersökningar samt god kännedom om rörelsemönstret i den platttektoniska enhet som Sverige är en del av. Dessutom kräver frågeställningarna ett 3-dimensionellt angreppssätt som är svårt att åstadkomma då fördelningen av horisontella sprickor ofta är okänd.



Figur 3.21. Postglaciala förkastningar i norra Skandinavien (röda streck) (från Lagerbäck 1988).



Figur 3.22. Pärve-förkastningen – en av de stora postglaciala förkastningarna i Skandinavien, vy mot norr (från Lindström et al. 2000) (foto J. Lundqvist 1975).

När läge och rörelse för sprickzoner har fastställts uppkommer frågeställningar som berör zonernas framtida funktion. Till exempel vilka förändringar i stressfältets styrka och orientering som kan aktivera en viss sprickriktning samt hur stressfältet kommer att förändras på grund av den platttektoniska utvecklingen eller på grund av kommande istider. I LaPointe et al. (2000) redogörs med modellberäkningar hur jordskalv som inträffar i närheten av en förvaringsplats påverkar förvaret genom aktivering av befintliga sprickzoner. Med samma teknik kan man modellera hur stor ändring av stressfältet som behövs för att aktivera de sprick- och skjuvzoner som kartlagts i ett undersökningsområde.

Referenser

- Aaltonen, J., 2001: Ground monitoring using resistivity measurements in glaciated terrains. Doktorsavhandling, KTH, Institutionen för Mark- och Vattenteknik, TRITA-AMI PHD 1042.
- Aaltonen, J. & Olofsson, B., 2001: Direct current (DC) resistivity measurements in long-term groundwater monitoring programmes. *Environmental Geology* 41:662–671.
- Amadei, B., & Stephansson, O., 1997: Rock stress and its measurements. Chapman and Hall, London.
- Andersson, O., Bergdahl, U., Nemeth, T., Nyberg, I., Stille, H., Svesson, P.L., Tenne, M. & Viberg, L., 1984: Fältundersökningsmetoder – Kapitel G08. Handboken bygg. Liber-Förlag.
- Ask, D., 2003: Hydraulic rock stress measurements in borehole BJO01, Björkö Island, Lake Mälaren, Sweden. KTH, Department of Land and Water Resources. TRITA-LWR. Report 3003.
- Bastani, M., 2001: EnviroMT – a new controlled source/radio magnetotelluric system. *Acta Universitatis Upsaliensis. Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 32.
- Berglund, J. & Stigh, J., 1998: Sprickor i berg. Kunskapsläget på kärnavfallsområdet. SOU 1998:68.
- Bernstone, C. & Dahlin, T., 1998: DC resistivity mapping of old landfills: Two case studies. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 2:121–136.
- Cardarelli, E., Marrone, C. & Orlando, L., 2003: Evaluation of tunnel stability using integrated geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics* 52:93–102.
- Dehls, J.F., *et al.* 2000: Neotectonic map of Norway and adjacent areas. In Olesen *et al.*, NGU Report 2000.002.
- Dehls, J.F., Olesen, O., Olsen, L. & Blikra, L.H., 2000: Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and

- Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews* 19:1447–1460.
- Fjeldskaard, W., Lindholm, C. & Fjeldskaard I., 2000: Geodynamic modeling regional and local. *In* Olesen *et al.* 2000: Neotectonics in Norway. NGU Report 2000.002:74–82.
- Grasmück, M., (1994): Application of seismic processing techniques to discontinuity mapping with ground-penetrating radar in crystalline rock of the Gotthard Massif, Switzerland. Proc. of the fifth international conference on ground penetrating radar, June 12–16, 1994, Ontario, Canada, pp. 1135–1150.
- Hedenström, A. & Risberg, J., 2003: Shore line displacement in northern Uppland during the last 6500 calendar years. SKB TR 03-17.
- Helle, S.K., 2004: Sequence stratigraphy in a marine moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle. *Sedimentary Geology* (in press).
- Henkel, H., 1988: Tectonic studies in the Lansjärv region. SKB TR 88-07.
- Henkel, H., 1992: Geophysical aspects of the Protogine Zone in three traverses. *GFF* 114:344–349.
- Henkel, H. & Lund, C-E., 2004: Integrated gravity and refraction seismic model along the Blue Road traverse and its extensions. The 26th Nordic Geological Winter Meeting, *GFF* 126:90.
- Henkel, H. & Roslund, M., 1994: Första ordningens branta skjuvzoner i Sverige. SKB AR 94-56.
- Isaac, E., 1992: An integrated study of the Vänern lens with a GIS. MSc thesis, Univ. of Washington, Seattle USA.
- Janelid, I., 1965: Bergmekaniken och dess betydelse vid planering av gruvor och bergrum. *Bergmekanik. Ingeniörsvetenskapsakademiens (IVA) meddelande* 142:7–12.
- Lagerbäck, R., 1988: Postglacial faulting and peleaseismicity in the Lansjärv area, northern Sweden. SKB TR 88-25.

- LaPointe, P.R., Outters, N. & Folin, S., 2000: Evaluation of the conservativeness of the methodology for estimating earthquake-induced movements of fractures intersecting canisters. SKB Tr 00-08.
- Lidmar-Bergström, K., 1988: Denudation surfaces of a shield area in south Sweden. *Geogr. Ann.* 70 A:337–350.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundquist, T., 2000: Sveriges geologi från urtid till nutid. Studentlitteratur ISBN 91-44-090875-9.
- Löfgren, M. & Neretnieks, I., 2002: Formation factor logging in-situ by electrical methods. Background and methodology. SKB Tr 02-27.
- Milnes, G., 1998: Crustal structure and regional tectonics of SE Sweden and the Baltic Sea. SKB TR 98-21.
- Nimmer, R. & Osiensky, J., 2002: Direct current and self-potential monitoring of an evolving plume in partially saturated fractured rock. *Journal of Hydrology* 267:258–272.
- Olofsson, B., Jernberg, H., & Rosenqvist, A., 2004: Tracing leachates at waste sites using geophysical and geochemical modelling (manuscript).
- O'Neal, M. & McGeary, S., 2002: Late Quaternary stratigraphy and sea-level history of the northern Delaware Bay margin, southern New Jersey, USA – a ground penetrating radar analysis of composite Quaternary coastal terraces. *Quaternary Science Reviews* 21:929–946.
- Oskooi, B., & Pedersen, L.B., 2004: Magnetotelluric studies on Björkö impact structure, west of Stockholm. Report, Department of Earth Sciences, Geophysics, Uppsala University.
- Pan, M., Sjöberg, L.E. & Talbot, C., 2001: Crustal movements in Skåne, between 1992 and 1998 as observed by GPS. *J. of Geodynamics* 31:311–322.

- Rashed, M., Kawamura, D., Nemoto, H., Miyata, T. & Nakagawa, K., 2003: Ground penetrating radar investigations across the Uemachi fault, Osaka, Japan. *Journal of Applied Geophysics* vol. 53, pp. 63–75.
- Sattel, G, Sander, B.K., Amberg, F. & Kashiwa, T, 1996: Tunnel Seismic Prediction, TSP – some case studies. Technical article, Amberg Measuring Technique Ltd, Regensdorf-Watt, Switzerland.
- Scherneck, H.-G. *et al.*: Observing the Three-Dimensional Deformation of Fennoscandia. *In: /Glacial Isostatic Adjustment and the Earth System, /edited by J.X. Mitrovica and B.L.A. Vermeersen, pp. 69–93, Geodynamics Series, Volyme 29, American Geophysical Union, Washington, D.C., 2002.*
- Sjöberg, L.E., Pan, M., & Asenjo, E., 2002: An analysis of the Äspö crustal motion monitoring network observed by GPS in 2000, 2001, and 2002. SKB R 02-33.
- SKB 2001: First TRUE Stage – Transport of solutes in an interpreted single fracture. Proceedings from the 4th International Seminar Äspö, September 9–11, 2000, SKB Technical Report TR-01.24.
- Slater, L., & Niemi, T.M., 2003: Ground-penetrating radar investigation of active faults along the Dead Sea Transform and implications for seismic hazards within the city of Aqaba, Jordan. *Tectonophysics*, vol. 368, pp. 33–50.
- SNA 1994: Sveriges Nationalatlas, Berg och Jord. ISBN 91-87760-27-4.
- Sträng, T., 2003: Geofysisk borrhålsloggning i borrhål BJO 01 på Björkö och MID 01 på Midsommar. Geosigma AB. 15.
- SWEPOS 2003: Displacement rates. <http://www.oso.chalmers.se>.
- Tirén, S., Wänstedt, S. & Sträng, T., 2001: Moredalen – a canyon in the Fennoscandian Shield and its implication on site selection for radioactive waste disposal in south-eastern Sweden. *Engineering Geology* 61:99–118.
- Widén, E., 2001: Groundwater flow into and out of two lakes partly surrounded by peatland. MSc thesis, KTH, Institutionen för Mark- och Vattenteknik.

- Ågren, J., 2001: Processing the 1992, 1994 and 1997 campaign on the northern GPS deformation traverse. Licentiate thesis, KTH, Department of Geodesy.
- Åström, K., & Lund, C-E., 1994: Thin superficial layer and lateral heterogeneities in southern Sweden using short-period Rayleigh-wave dispersion. *Geoph. J. Int.* 118:231–244).

Litteratur för vidare studier

- Lindsröm, M., Lundqvist, J. & Lundquist, T., 2000: Sveriges geologi från urtid till nutid. Studentlitteratur ISBN 91-44-090875-9.
- Lundqvist, J., 2001: Geologi. Processer – utveckling – tillämpning. Studentlitteratur.
- Mazor, E., 2004: Chemical and isotopic groundwater hydrology. Third Edition. Marcel Dekker, New York. Basel.
- Milsom, J., 2003: Field Geophysics. Third Edition. John Wiley & Sons, Chichester.
- SNA 1994: Berg och jord. Sveriges Nationalatlas.
- Stanfors, R., Triumpf, C-A., & Emmelin, A., 2001: Geofysik för bergbyggare. SveBeFo K 15.

4 Några hydrogeologiska undersökningsmetoder för bestämning av grundvattenbildning och grundvattenströmning

4.1 Inledning

Grundvattnets förekomst, strömning och kemiska sammansättning är av central betydelse för lokalisering och utformning av underjordsanläggningar i berg, i synnerhet för förvaring av använt kärnbränsle. Rikligt vattenförande berg försvårar anläggningsarbeten och lagring av avfall. Grundvattnet kan också angripa barriärer och förvaringskärl, särskilt om salthalten är hög, samt lösa ut och transportera skadliga komponenter. Syftet med detta kapitel är att presentera några *hydrogeologiska undersökningsmetoder* dels för bestämning av grundvattenbildningens storlek, rumsliga och tidsmässiga förlopp, samt dess påverkan på grundvattnets kemi, dels för kartläggning av grundvattnets strömningsvägar och dess transporterande egenskaper. Hydrologiska, hydrauliska och kemiska undersökningsmetoder behandlas inte, ej heller modelleringsmetodik.

4.2 Hydrometeorologiska och hydrologiska data

Syfte

Hydrometeorologiska data är viktiga för att bland annat rätt kunna beräkna grundvattenbildning till jord och berg och därigenom ge generella indata för strömningspotentialer t.ex. för numeriska strömningsmodeller. Det är också betydelsefullt att

hydrokemiska data finns för att ge en bas för beräkning av kemiska jämviktsreaktioner, blandning, grundvattnets ålder och flödesmönster. Särskilt isotopbestämningar kan här vara betydelsefulla för bland annat spårämnesstudier, se avsnitt 4.5. Hydrometeorologiska och hydrologiska data ger randvillkor för modelleringar utifrån de förhållanden som råder idag. För långsiktiga klimattrender bakåt i tiden krävs geologiska och biologiska studier, t.ex. dendrokronologiska (studier av trädringar), sedimentstudier med analyser av pollen och snäckor samt studier av naturliga isotoper (t.ex. syre) i polarisar. Dessa paleoklimatiska studier kan även ge värdefull information om naturliga klimatvariationer, som utgör indata till klimatprognoser. Avancerade datormodeller används idag för att beräkna framtida klimatförhållanden där inte minst de antropogena effekterna (människans påverkan) har stor betydelse.

Datatillgång och mätteknik

Hydrometeorologiska dataserier omfattar bland annat temperatur, nederbörd, nederbörds kemi, relativ fuktighet, lufttryck, vindriktning, vindstyrka och global strålning. Det finns ett stort antal meteorologiska stationer igång i Sverige från vilka data kan erhållas. Huvuddelen av dessa stationer sköts av SMHI. Vidare finns väderstationer t.ex. på flygplatser, flygflottiljer och andra militära anläggningar samt längs allmänna vägar för styrning av vägunderhåll. Dessutom finns mätningar (av nederbörd, temperatur och vind m.m.) vid kärnkraftsanläggningar, t.ex. vid Forsmark och Simpevarp, samt på Äspö. Mätinsamlingsfrekvensen och de parametrar som registreras varierar betydligt. Större väderstationer hos SMHI är idag oftast helt automatiserade. Uppgifter om lämpliga klimatstationer för regionala och lokala undersökningar ges av SMHI, där data idag lagras digitalt i flera olika större databaser, *Svenskt klimatarkiv (KLAR)*, *Svenskt vattenarkiv (SVAR)* och för havs- och oceanografiska data *Svenskt Havsarkiv (SHARK)*. Sammanställningar av hydro-

meteorologiska data över Östhammar, Tierp och Oskarshamn har gjorts av SMHI på uppdrag av SKB (Larsson-McCann *et al.* 2002a, 2002b).

Lufttemperaturen, som är viktig bland annat för beräkning av avdunstning, mäts med termometrar av kvicksilver- eller motståndstyp; de senare är att föredra från miljösynpunkt. De placeras skyddade från solstrålning, oftast ca 1,5 m ovan marken och på avstånd från omgivande föremål. Mätningarna presenteras vanligtvis som vägda medelvärden vid olika tider på dygnet (Alexandersson 2002). Felkällorna uppges av SMHI vara små.

En av de viktigaste och vanligaste parametrarna, som behövs som ingångsdata för balansberäkningar och flödesmodelleringar, är *nederbörden*. Mätningarna görs ofta med en vindskyddad kanna med en uppsamlingsyta av 200 cm², placerad 1,5 m ovan marken. Vid SMHI:s stationer görs mätningen i allmänhet 1–2 ggr per dygn (07⁰⁰ respektive 19⁰⁰). Nederbördsuppsamlingen har en stor osäkerhet som främst orsakas av turbulensen runt kannan som medför att nederbörden driver förbi. Mätproblemen är särskilt stora vid snöfall, eftersom nederbörden då också måste smältas. Förlusterna varierar med vindstyrka och vindriktning samt avdunstning och adsorption på kärlets väggar (Eriksson 1983). De uppmätta siffrorna är ofta 10–25 % lägre än de verkliga. Det är därför viktigt att nederbördsvärdena korrigeras innan de används, t.ex. i vattenbalansberäkningar. Statistisk bearbetning av långa serier av nederbördsdata krävs för att ge kunskap om frekvensen av torrår och våtår. Eftersom nederbördsmängderna kan variera lokalt är det viktigt att det finns flera representativa mätstationer i undersökningsområdena.

Vindens riktning och hastighet mäts och anges principiellt på en höjd av 10 m. Eftersom riktning och hastighet ständigt varierar, anges i regel ett medelvärde, t.ex. under 10 min. Vinden används för korrigerings av andra data, bland annat nederbörd men har även en stor betydelse i andra sammanhang, t.ex. för beräkning av spridning av luftburna föroreningar däribland spridning av salt runt vägar (Blomqvist 2001).

Lufttrycket mäts med olika typer av barometrar och görs på en stor del av SMHI:s väderstationer samt på flygplatser och flygflottiljer. Lufttrycket har betydelse för tolkning av bland annat yt- och grundvattennivåer och bör därför beaktas vid noggranna beräkningar av små nivåförändringar. Sammantagna effekter av lufttryck och vind kan ofta ge stora effekter på ytvattennivåer i sjöar och hav. Effekterna kan även fortplanta sig i form av tydliga nivåförändringar i grundvattennivåer där hydraulisk förbindelse föreligger. Detta bör beaktas vid kustnära grundvattennivåmätningar.

Avdunstning (evapotranspiration) är en viktig faktor för beräkning av grundvattenbildning. Den är i praktiken mycket svår att mäta, eftersom den beror på många olika faktorer såsom strålningssbalans, lufttemperatur, luftfuktighet, vind, markslag, markfuktighet och vegetationstyp. *Potentiell evapotranspiration* kan beräknas utifrån klimatparametrar med Penmans formel eller mätas som avdunstning från ett öppet vattenfyllt kärl. Den verkliga evapotranspirationen är dock avsevärt mindre och påverkas starkt av markfuktighet och vegetation, varför den är mycket svår att mäta. Den brukar därför beräknas, antingen som förlustpost, om mätningar av ytvattenavrinning och nederbörd görs, eller baseras på den potentiella evapotranspirationen och markvattenhalten (Brandt *et al.* 1994).

Avrinningen bestäms i allmänhet utifrån data från de avrinningsstationer som drivs av bland annat SMHI. Fastlandet i Sverige är uppdelat i 119 huvudavrinningsområden som i sin tur är uppdelade i mer än 13 000 delavrinningsområden (SMHI 2004). Vattenstånd i större sjöar och vattenföring i många större vattendrag mäts manuellt en eller flera gånger per dygn eller, vilket idag är vanligare, registreras kontinuerligt. Uppgifter om vattenföringen i mindre vattendrag saknas däremot oftast. Det är därför nödvändigt att i ett tidigt skede påbörja mätningar i representativa, små avrinningsområden för att få underlag till lokala vattenbalansstudier. Flödet i vattendragen kan i allmänhet beräknas direkt från vattennivån i en naturlig eller anlagd *bestämmande sektion*, t.ex. ett V-format Thomson-överfall.

Mätningar av *nederbörds- och atmosfärskemi* görs av bland annat SMHI och IVL Svenska Miljöinstitutet. De har tillsammans med Statistiska Centralbyrån (SCB) bildat ett konsortium för insamlande av emissionsdata och uppbyggande av en nationell databas. Depositionsdata är mycket viktiga för grundvattenkemiska modelleringar men kan även användas för studier av nederbördsinfiltration och vattnets transport till grundvattnet (perkolation). Tidigare bestämdes också vattnets isotoper på nederbördsprov från ett flertal platser i landet. Sedan isotoplaboratoriet vid hydrologiska avdelningen vid Uppsala Universitet lades ner görs inte längre sådana mätningar, vilket är till stor nackdel för bland annat studier av grundvattenbildning (se avsnitt 4.4)

4.3 Mätning av yt- och grundvattennivåer

Syfte

Mätning av yt- och grundvattennivåer är en betydelsefull del av hydrogeologiska undersökningar. Mätningarna kan ha många olika syften, bland annat långtidsmätningar för att klarlägga långsiktiga trender och säsongsmässiga mönster i nivåfluktuationerna. De kan också göras som generella differensmätningar för att klarlägga flödespotentialer och strömningsriktningar eller som specifika differensmätningar för att klarlägga hydrauliska samband, t.ex. vid pumptester och andra undersökningar som syftar till att bestämma markens hydrauliska egenskaper. Mätningarna görs ofta inom ett miljökontrollprogram, t.ex. vid undermarksbyggande för att kunna förhindra omgivningseffekter i form av marksättning och skador på byggnadsverk, grundvattentillgång och vegetation. Mätningarna görs ibland utifrån flera syften, vilka ställer olika krav beträffande mätfrekvens, noggrannhet och mätseriens längd. Inför anläggande av ett slutförvar för använt kärnbränsle behövs nivåmätningar som uppfyller många samtidigt syften. Det är viktigt att regelbundna mätningar i olika

typer av geologi och i skilda terränglägen påbörjas så tidigt som möjligt i platsundersökningsområdena, dels för att få långa tids-serier, dels för att belysa ostörda förhållanden. Regelbundna nivåmätningar i jordrör och borrhål har påbörjats bland annat i Forsmarkområdet.

Datatillgång och mätteknik

Långtidsmätningar av grundvattennivåer görs regelbundet inom SGU:s grundvattennät, som omfattar ett tjugofemtal mät-områden spridda över Sverige. Inom varje mätområde återfinns en eller flera specifika mätpunkter som representerar olika akviferer, såväl rör i jord som borrhål i berg. För övervakning av grundvatten finns även 82 områden med 120 stationer i form av rör, borrhål och källor för kontroll av grundvattnets beskaffenhet. Grundvattenfluktuationernas storlek och tidsmässiga variation ger god information om akviferens egenskaper, begränsningar, heterogenitet och hydrauliska samband. Högupplösande nivåmätningar kan även användas för att beräkna grundvattenbildningens storlek, se avsnitt 4.4 (Johansson 1987, Healy & Cook 2002). För utvärderingen krävs därför en tillräckligt hög mätfrekvens och för akviferer med liten variation (t.ex. stora akviferer eller grundvattnets utströmningsområden) krävs hög mätnoggrannhet. SGU:s nivåmätningar görs i allmänhet 2 gånger per månad, vilket anses vara ett minimum för att en tydlig spegling av de säsongsmässiga variationerna ska erhållas.

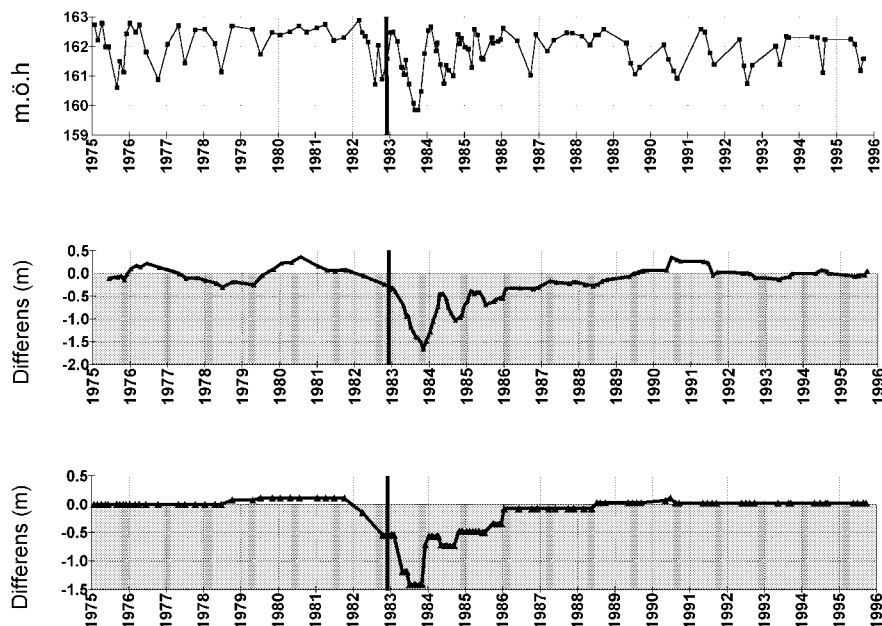
I samband med större byggprojekt görs separata kontrollprogram, för såväl befintliga som nykonstruerade mätpunkter. Som exempel kan nämnas större tunnelprojekt, t.ex. Bolmentunneln, som under byggskedet omfattade mätning i mer än 400 brunnar, rör och borrhål samt Hallandsåstunneln, där mätpunkternas antal totalt uppgår till närmare 1000 (Banverket 2000). För många av dessa mätpunkter har dock mätning endast utförts vid något enstaka tillfälle eller också har de mycket korta mätserier. I större tätorter, t.ex. Stockholm och Göteborg finns

dessutom specifika övervakningsprogram med ett mycket stort antal mätpunkter (nära 1000 i Stockholm) som dock endast mäts ett fåtal gånger per år.

Det har ganska ofta visat sig att *mätseriernas längd* före byggstart av ett undermarksprojekt har varit alltför kort för att det ska gå att göra tillförlitliga bedömningar av grundvattenpåverkan. Naturvårdsverket (1999) anger en absolut minimitid av 6 månaders mätning innan byggstart. Studier av *icke-ekvivalenta* mätserier (=ojämn mätfrekvens) visar att mätserien helst bör vara 15–18 månader (Lundmark & Olofsson 2002) för att mindre avvikelser (<1 dm) från naturliga fluktuationer skall kunna bestämmas. Utsträckning av mätseriens längd över flera hydrologiska år och nyttjande av ekvidistanta mätningar möjliggör att statistisk *tidserieanalys* kan användas. Om mätpunkter används där vattenuttag görs, t.ex. grävda och borrhållsbrunnar, måste hänsyn även tas till grundvattenuttagens storlek vid utvärderingen av mätserierna.

Mätningarna görs antingen manuellt genom lodning eller kontinuerligt genom t.ex. tryckgivare och datalogger. Kontinuerliga mätningar är givetvis att föredra men ger ofta stora datamängder. Det finns idag möjligheter att automatisera mätningar från många punkter och via länkar sända informationen till en datacentral, varigenom information i realtid kan erhållas från mätpunkterna. Det finns ett stort värde i att erhålla realtidinformation under byggskedet för att möjliggöra snabba åtgärder och därigenom förhindra skador på byggnader och vegetation. Detta har med framgång använts vid undermarksbyggande i Norge för att styra behovet av läckagebegränsande åtgärder i undermarksanläggningen (Rudolph-Lund *et al.* 2003). Det är också viktigt att metoder för analys av grundvattennivådata finns att tillgå, för att särskilja byggnadsrelaterade effekter på nivåerna från de naturliga variationerna. System för sådan statistisk databehandling finns framtagna (t.ex. *GCP – Groundwater Control Programme*) och har nyttjats i samband med olika undermarksprojekt, exempelvis tunneln Ormen i Stockholm (Cesano & Olofsson 1997), Bolmentunneln och Hallandsås-

tunneln (Banverket 2000), se exempel i *figur 4.1*. Inom många byggprojekt insamlas grundvattennivådata rutinmässigt men utan strukturerad analysmetodik. Därigenom har avvikelser inte alls iakttagits eller upptäckts så sent att effekter på mark och vegetation inte kunnat förhindras.



Figur 4.1. Exempel på hur statistisk beräkning kan göras av avvikelser i grundvattennivå från naturliga nivåvariationer i samband med undermarksbyggande. Översta figuren visar obearbetade grundvattennivåmätningar (m.ö.h). Den mellersta kurvan visar avvikelser från naturliga nivåvariationer beräknade med stegvis regression och den understa kurvan avvikelser beräknade med modifierad s.k. double mass. Den vertikala linjen visar tidpunkten när en tunnel byggdes i närheten av mätpunkten (efter Olofsson i Knutsson & Morfeldt, 2002).

Mätpunkternas antal och läge är naturligtvis mycket betydelsefullt för användbarheten av grundvattennivådata. Befintliga brunnar i såväl berg som jord samt källor nyttjas givetvis som mätpunkter, vilket är särskilt viktigt i ett inledande skede samt för att utreda eventuell påverkan i ett senare byggskede. Bestämning av hur många borrhål i berg som behövs samt placeringen av dessa vid byggprojekt, t.ex. vid Hallandsåstunneln och inför anläggandet av slutförvaret, görs i allmänhet med ledning av geologiska och geofysiska undersökningar samt de tektoniska och geologiska modeller, som ställs upp utifrån dessa undersökningar. Borrhålskonfigurationen blir således starkt beroende av bergets heterogenitet och behovet av att undersöka specifika geologiska bergstrukturer. Antal undersökningsrör i jord och lokaliseringen av dessa bestäms likaså av jordlagrens variation och topografiska förhållanden. För att fånga de typiska långsiktiga nivåvariationerna i ett undersökningsområde krävs att jordrör och borrhål placeras i olika geologiska och topografiska miljöer, att nivåerna registreras i såväl inströmnings- som utströmningsområden för olika grundvattensystem samt på olika djup (om lagerföljden omfattar flera grundvattensystem). Detta skiljer sig därför från lokaliseringen av sådana kontroll- och undersökningshål som främst syftar till att ge specifika byggrelaterade data eller att undersöka specifika strukturer. För design av ett långsiktigt kontrollprogram för grundvattennivåer krävs således en god kunskap om områdets geologi. Ju mer heterogent och geologiskt fragmenterat ett område är desto fler observationspunkter krävs för en god kontroll av nivåförändringarna. I kristallint berg är det mycket svårt att erhålla en fullgod kontroll, eftersom två närliggande borrhål kan uppvisa helt olika eller tidsförskjutna nivåvariationer. Det är vanligt vid byggprojekt att påverkandeområdet underskattas, speciellt längs större konduktiva zoner i berget (Olofsson 1991, Banverket 2000). Effektivisering av mätprogram kan, allteftersom mätdata erhålls, göras med olika statistiska metoder, t.ex. principalkomponentanalys (PCA, Pearson 1901), ur vilket samvariationen mellan olika punkter kan bestämmas. Metodiken är

oberoende av punkternas rumsliga fördelning utan söker bara linjära trender i datasetet. För punkter med hydraulisk förbindelse kan olika varianter av geostatistisk metodik användas, t.ex. kriging, för effektivisering av mätpunkternas läge och antal (Ackerberg 2002).

Mätning av ytvattennivåer är betydelsefullt, dels som ovan angivits för bestämning av flöden i mindre vattendrag, dels för beräkningar av vattenbalanser och samspelet mellan ytvatten och grundvatten. I många fall är högupplösande registreringar av stor betydelse, såväl i tid som i nivå, vilket kan ge kunskaper om sjöns eller vattendragets hydrauliska förhållanden. Högupplösande tryck- och temperaturregistreringar har t.ex. utförts inom några sjöar i Forsmarksområdet och visar på att sjöar i samma område kan fungera hydrodynamiskt mycket olika med avseende på in- och utströmningsförhållanden samt beträffande hydraulisk förbindelse med omgivande grundvatten (Widén 2001).

4.4 Grundvattenbildning – mätmetoder och beräkningar

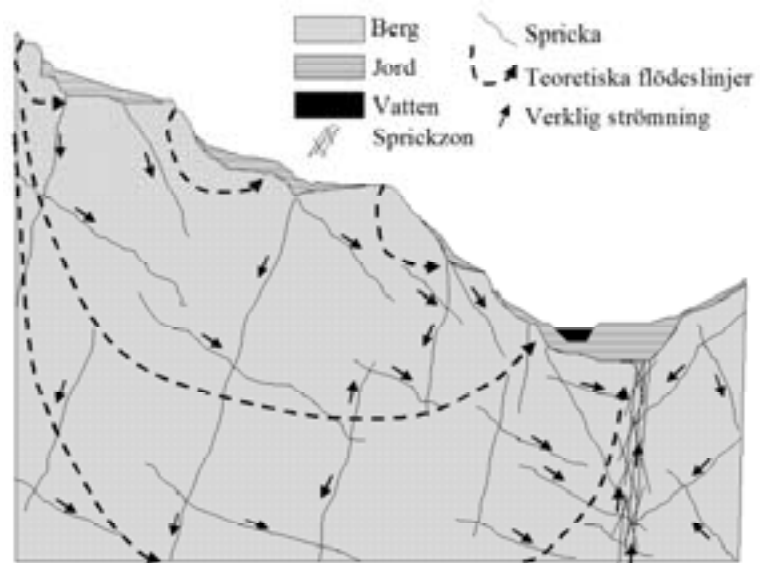
Bakgrund och problem

Grundvatten är den underjordiska delen av vattnets kretslopp och därmed den svåraste delen att mäta och undersöka. Grundvattenbildning definieras som den nedåtriktade vattenströmning som når grundvattensystemet i fråga. Kännedomen om grundvattenbildningens storlek men också dess rumsliga och tidsmässiga fördelning är av största vikt, t.ex. vid lokalisering, konstruktion och utförande av anläggningsarbeten under grundvattenytan samt vid lokalisering och utformning av såväl avfallsupplag som grundvattentäkter. Grundvattenbildningens påverkan på grundvattenkemin (t.ex. genom sur nederbörd eller av föroreningar) måste också beaktas, t.ex. genom att utföra en s.k. sårbarhetsanalys för befintliga eller planerade vattentäkter.

Grundvattenbildning kan vara *direkt*, dvs. att nederbörd direkt infiltrerar genom marken till en öppen akvifer (akvifer=grundvattenförande geologisk bildning) eller *indirekt* genom inflöde av vatten från omgivande höjdområden till en sluten akvifer eller genom kontakt med andra akviferer. En annan indirekt process är s.k. inducerad infiltration, dvs. inläckage från angränsande sjöar eller vattendrag till en öppen akvifer samt infiltration i torra flodbäddar, vilket är vanligt i arida klimatområden efter häftiga regn. Infiltrationsförhållandena är mycket olika i skilda berg- och jordlager beroende på deras genomsläpplighet och fuktighetstillstånd. Infiltrationens storlek är givetvis också avhängig av väderleksförhållandena, främst nederbördens art, mängd och tidsfördelning samt avdunstningens storlek. Härigenom blir förutsättningarna för grundvattenbildning mycket skiftande från år till år eller från tidsperiod till tidsperiod beroende på växlingarna i väderlek och klimat, särskilt då i ett aritt klimat (Knutsson 1988). Det är därför mycket viktigt att hydrometeorologiska och hydrologiska data insamlas och bearbetas, (se ovan) bland annat på statistisk väg, så att frekvensen av torrår och våtar klarläggs liksom mera långsiktiga klimatförändringar.

Vid direkt grundvattenbildning försiggår infiltrationen i marken inom terrängens höjdområden, s.k. *inströmningsområden*, varifrån vattnet strömmar i alltifrån små, ytliga, lokala system till stora, djupa, regionala system (*figur 4.2*). Genom topografiska växlingar samt förändringar i geologin, t.ex. förekomsten av horisontella eller flacka strukturer med stor vatten genomsläpplighet såsom sand- och gruslager i morän, ytliga, öppna sprickor i berg (t.ex. i Forsmark, se *figur 3.11* i kapitel 3) eller sprickzoner på större djup (t.ex. vid Finnsjön) avlänkas efterhand grundvattnet till källor, våtmarker, ytvattendrag och sjöar, s.k. *utströmningsområden* på olika nivåer i landskapet. Härigenom når endast en mindre del ned till djupare delar av berggrunden och strömmar vidare i de regionala systemen. Den småskaliga topografi, som dominerar i såväl sydöstra Sverige som nordöstra Uppland, gynnar uppkomsten av lokala strömnings-system och ytlig grundvattenbildning, däremot inte regionala

system och grundvattenbildning på djupare nivå (Follin & Svensson 2003, SKB 2003). En besvärande komplikation är om mänskliga ingrepp stör den naturliga grundvattenbildningen, t.ex. genom bortledning av vatten vid tunnelbyggnad. Därvid sänks grundvattennivåerna och inströmningsområdet förändras, vilket kan leda till en ökad grundvattenbildning, snabbare omsättning och förändrad grundvattenkemi. I jordbruksområden med bevattning får man räkna med ett tillskott av (överskotts-) vatten, som infiltrerar, likaså i tätortsområden med läckande avlopps- och renvattenledningar samt åtföljande förändringar av grundvattenkemin.



Figur 4.2. In- och utströmningsområden samt grundvattnets strömningsmönster i en dalgång med varierande topografi och tunt jordtäckte på sprickigt, hårt berg. Det verkliga strömningsmönstret avviker kraftigt från det teoretiska beroende på sprickor och sprickzoner (Olofsson et al. 2001).

Viktiga frågor vad gäller grundvattnets bildning är sålunda framförallt följande:

- Hur och var bildas grundvattnet i landskapet? Hur påverkas kemin?
- Hur stor är grundvattenbildningen i olika akviferer och på olika djup samt hur är kontakten dels med ytvatten, dels mellan olika akviferer?
- Hur varierar grundvattenbildningen i tiden vid olika väderleksförhållanden och vid klimatförändringar?
- Vilka mänskliga ingrepp kan störa grundvattenbildningen och förändra kemin?

Metoder och beräkningar

Översiktliga bedömningar av grundvattenbildningen i ett större område kan göras som en vattenbalansstudie med ledning av nederbörds- och avdunstningsuppgifter samt med hänsyn till geologi, hydrologi, topografi och vegetation. Grundvattenbildningens storlek till en viss akvifer kan beräknas med hjälp av s.k. infiltrationskoefficienter (förhållandet mellan infiltrerad vattenmängd och nederbörd inom ett inströmningsområde) för olika berg- och jordarter, om de geologiska och topografiska förhållandena är mycket ensartade och storskaliga. Detta är dock sällan fallet i svensk terräng, varför metoden inte kan rekommenderas.

Områdes- och platsspecifika uppgifter om grundvattenbildningens storlek, rumsliga fördelning och tidsmässiga förlopp kräver dels detaljerade kunskaper om geologin, hydrogeologin, markanvändningen och topografin i området, dels omfattande mätningar och beräkningar. Därtill behövs såväl aktuella uppgifter om nederbörd och avdunstning som långa serier av eller prognoser om klimatdata.

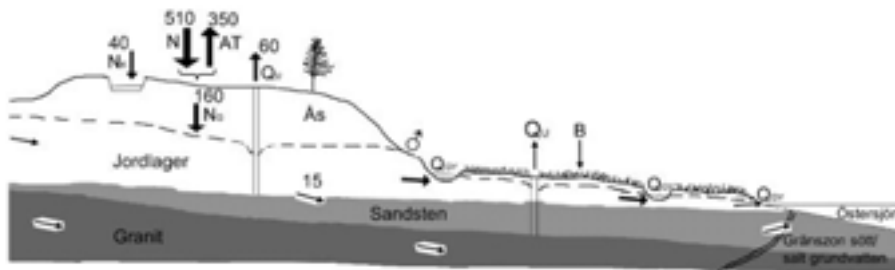
Det finns flera, principiellt olika metoder att mäta och beräkna grundvattenbildningen. Valet av metod måste göras med hänsyn

till syfte, tidsskala, typ av önskad information (punkt- eller arealuppgifter) samt tillgång till underlagsuppgifter och resurser. Användningen av de olika metoderna måste baseras på goda kunskaper om de grundvattenbildande processerna och de rådande geologiska och hydrogeologiska förhållandena. Det är därför angeläget att inleda studierna med att upprätta en *begreppsmodell* (*konceptuell modell*) över undersökningsområdet. Därmed menas en förenklad, generaliserad beskrivning med en principfigur (blockdiagram, tvärsektion) av hur hela grundvattensystemet fungerar i stort (*figur 4.3*). Begreppsmodellen baseras på beräkningar av vattenbalansen samt befintliga uppgifter om grundvattensystemets geologi, storlek och gränser, liksom om var och hur grundvattnet kan bedömas bildas och strömma samt om mänskliga ingrepp kan tänkas störa de naturliga förloppen. Med ledning av modellen och ovan angivna kriterier kan sedan lämpligaste undersökningsmetoder och datormodeller väljas. Det är dock anmärkningsvärt få goda exempel på begreppsmodeller öppet redovisade i den tillgängliga litteraturen, särskilt då för grundvattenförhållandena i hårt berg.

Metoderna kan i princip indelas efter var i systemet vattnets rörelse och mängd studeras:

- Inströmningen till systemet, t.ex. med hjälp av spårämnen.
- Responsen inne i systemet, t.ex. grundvattennivåanalys.
- Utströmningen ur systemet, t.ex. flödesmätningar.

Helst bör flera av varandra oberoende metoder prövas. Osäkerheterna i beräkningarna måste anges för respektive metod.



Figur 4.3. Begreppsmodell i form av tvärsektion, som visar grundvattenförhållandena i Nybroåsen med omgivning. Längden på sektionen är cirka 5 km och den maximala mäktigheten cirka 50 m. Grundvattenbildningen i åsen (grusakviferen) är 160 mm/år, varav större delen (125 mm/år) avrinner till källor, vattendrag och våtmarker samt slutligen till Östersjön. En mindre del (15 mm/år) tillförs den underliggande sandstensakviferen (granitberggrunden har inte studerats, men grundvattenbildningen är sannolikt endast några mm/år). Grundvattenuttag i större skala (60 mm/år) görs för kommunal vattenförsörjning i fyra vattentäkter i denna del av grusakviferen samt för jordbruksbevattning (5–10 mm/år) i några brunnar i sandstensakviferen. Ytvatten (40 mm/år) infiltreras i bassänger på två ställen i grusakviferen (efter Eliasson 2001 i Knutsson & Morfeldt 2002).

Inströmningsmetoder

Inströmningen till grundvattensystemet kan studeras dels med hjälp av spårämnen, dels genom modellberäkningar. Såväl tillsatta spårämnen som naturliga spårämnen (se avsnitt 4.5) har använts för att följa nederbördsvattnets väg, t.ex. snösmältvatten med en viss syreisotopsammansättning genom den omättade markzonen

ned till olika djup under grundvattenytan under något eller några år. Med ledning av vattenpartiklarnas medelhastighet och vatteninnehållet på observerad sträcka har grundvattenbildningens storlek bestämts till 280 mm/år i sandjord i Uppsalatrakten (Saxena 1987). I Skåne och Danmark har tritiumpulser följts under många år ned genom mäktiga jordlager till stora djup i berggrunden, varigenom t.ex. tidsförloppet för grundvattenbildningen till kalkstenen på 150 m:s djup på Kristianstadsslätten kunnat bestämmas till ca 5 år (Engqvist 1991, se avsnitt 4.5). Isotopdata (deuterium, syre-18, kol-14 och tritium) på vatten från olika djup på Äspö har givit viktig information om härkomsten av olika vatten, t.ex. att låg syre-18-halt tyder på att vatten från landisens avsmältning bidragit till grundvattenbildningen på djupet i berggrunden (Laaksoharju 1999). Dessa metoder är av stort intresse för att konstruera och bedöma möjliga framtidsscenarioer för hur ett slutförvar för använt kärnbränsle kan påverkas i samband med avsmältningen efter en väntad, kommande istid (se SKB 2003). Det har också varit möjligt att följa förändringarna i grundvattnets ursprungliga sammansättning vid anläggningen av tillfartstunneln till berglaboratoriet på Äspö (se SKB 2003).

Försök med tillsatta spårämnen ger punktvisa bestämmningar, som kan vara svåra att överföra till större områden eller djupare nivåer. Inte heller flertalet av de matematiska modeller, som använts, är tillämpbara för bestämning av grundvattenbildning på djupet, då de är utvecklade för markvattenstudier. En komplikation vid användning av inströmningsmetoder är vidare om infiltrationen påverkas av särskilt genomsläppliga zoner, t.ex. makroporer i jordlager eller sprickzoner i berg. Framkomna resultat ger emellertid besked om hur mycket vatten, som tillförs det ytliga grundvattensystemet, dvs. den största möjliga grundvattenbildningen, vilket är av intresse för vidare beräkningar med grundvattenmodeller (Olsson 2000). Vad som därvid behövs är metoder för bestämning av grundvattenflöde från jordlager till berggrund utifrån rådande hydrauliska heterogenitet, t.ex. för bestämning av flödet från morän till underliggande sprickigt

berg. Detta skulle kunna göras med en kombination av geofysiska mätningar för kartläggning av konduktiva jord- och bergstrukturer samt mätningar av grundvattnets trycknivåer och grundvattenkemi (inkl. analys av isotoper) i olika geologiska miljöer.

Responsmetoder

Metoderna innebär studier av hur olika delar av grundvattenssystemet, t.ex. grundvattennivåer, grundvattenströmning och grundvattenkemi, reagerar på förändringar i form av tillskott av vatten och kemiska substanser, i detta fall genom grundvattenbildning, eller utflöde/uttag av vatten, som kompenseras genom efterföljande grundvattenbildning. Denna senare s.k. kontinuerliga uttagsmetod har prövats vid grundvattentäkter med långvariga uttag, vilket ofta innebär en förändring av den naturliga grundvattenbildningen. Responsmetoderna ger information om den faktiska grundvattenbildningen till systemet eller nivån i fråga.

Analys av grundvattennivåförändringar är den mest närliggande metoden, eftersom grundvattennivåer är lätta att mäta och ofta finns i långa mätserier, t.ex. vid många kommunala grundvattentäkter och i olika kontrollprogram samt som referens i likartade grundvattenmiljöer i SGU:s grundvattennät sedan mitten på 1960-talet. En utförlig beskrivning av metoden med dess olika varianter, t.ex. för att beräkna magasinsförändringar, ges av Fealy & Cook (2002). Den vanligaste analysen går ut på att omvandla grundvattennivåfluktuationerna i ett antal representativa observationsrör, brunnar eller borrhål i ett öppet grundvattenmagasin till motsvarande vattenmängder med hjälp av ett värde på magasinskoefficienten också kallad vattenavgivningstalet. Magasinskoefficienten är den mängd vatten, som avges respektive tillförs magasinet per enhetsarea (t.ex. 1 m^2) vid en sänkning respektive höjning av grundvattennivån med en enhet (t.ex. 1 m). Den bestäms främst genom provpumpnings-

försök men kan också fastställas på provkroppar i laboratorium. Den bör vara känd för olika delar av grundvattenmagasinet, vilket kan vara en krävande uppgift, inte minst i sprickigt, hårt berg. Grundvattennivåanalysmetoden lämpar sig annars bäst på snabbt reagerande och relativt djupt belägna grundvattenytor, t.ex. i berggrunden, där nivåfluktuationerna inte påverkas av kapillär uppsugning och avdunstning (Johansson 1987) eller tjäle. Viktig information, som också erhålls genom denna metod, är kännedom dels om de tidsmässiga förloppen i grundvattenbildningen i relation till nederbörds- och klimatförändringar, dels effekterna av olika ingrepp som påverkar grundvattenbildningen.

Kloridbalans- eller kloridkoncentrationsmetoden baseras på förhållandet mellan vått och torrt nedfall av klorid från atmosfären och kloridhalten i grundvatten. Kloridhalten ökar vanligen vid vattnets infiltration på grund av avdunstning och transpiration men ändras sedan inte i grundvattenzonen. Metoden förefaller enkel och billig, men har visat sig innehålla betydande osäkerheter, främst i bestämningen av torrt nedfall samt genom att kloridhalten i grundvatten kan vara påverkad av såväl reliktsaltvatten som föroreningar. Den lämpar sig sannolikt bäst för överslagsberäkningar över grundvattenbildningen i större områden och över långa tider. Gustafson (1988) har gjort en sådan beräkning för den kristallina berggrunden i Sverige indelad i sex regioner med stöd av befintliga data från SGU och SMHI. Resultaten är intressanta och ger regionala skillnader som verkar rimliga, nämligen låga värden (24–28 mm/år) i östra Götaland och Svealand med låg nettonederbörd och höga värden i Skåne (114 mm/år, jämför nedan på Hallandsås) och i Västsverige (250 mm/år). Värdena motsvarar grundvattenbildningen i relativt ytliga delar av berggrunden, då beräkningen bygger på data från bergbrunnar för lokal vattenförsörjning, vilka vanligen är högst 100 m djupa. Metoden har använts mycket i torra områden, där den bedöms som ett användbart komplement till andra metoder (Lloyd 1999).

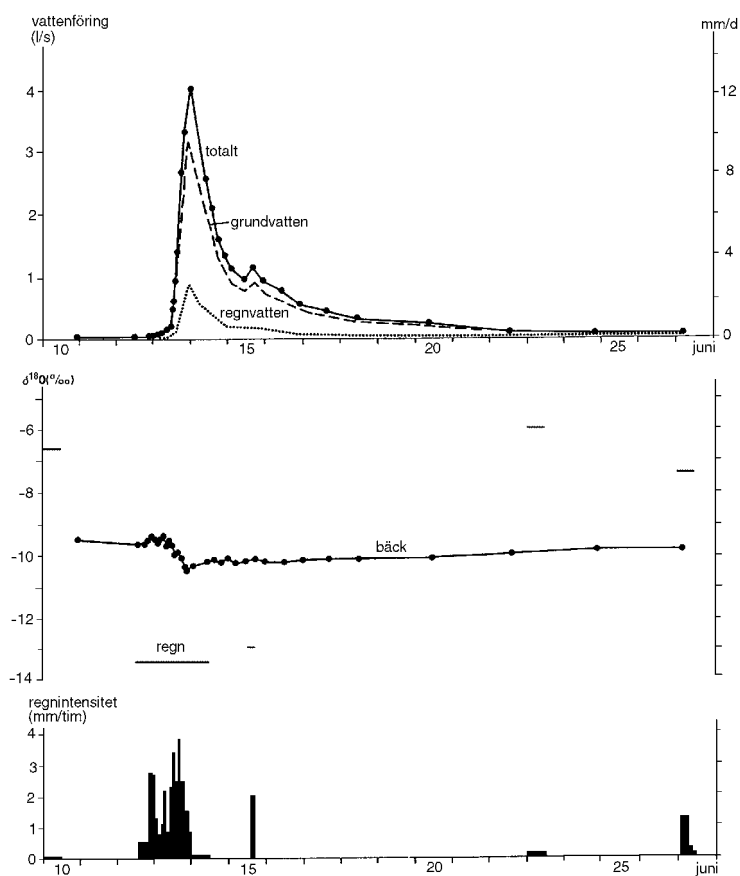
Grundvattenströmningsmetoden är en mer krävande metod gällande såväl indata på hydrauliska parametrar och randvillkor som beräkningar med analytiska och numeriska lösningar eller numera främst med numerisk modellering. En tidig användning av en s.k. finit element modell för två-dimensionell strömning gjordes i den sedimentära berggrunden på Gotland i Vattenplaneringsutredningens regi (Berggren *et al.* 1980). Grundvattenbildningen beräknades till mellan 10 mm/år i ett område med låg vattengenomsläpplighet och 80 mm/år i ett annat område med högre vattengenomsläpplighet. Utvecklingen av matematiska modeller har sedan dess varit omfattande bland annat till tre-dimensionell (3-D) strömning samtidigt som ökad datorkapacitet gjort beräkningarna snabbare. I en 3-D-modellering av nordöstra Uppland har grundvattenbildningen på 500 m djup beräknats till mellan 1,6 mm/år och 5,7 mm/år för olika fall vid en nettonederbörd på 250 mm/år (Holmén *et al.* 2003). Här skulle det vara lämpligt att försöka kalibrera denna modellering genom mätningar och beräkningar med andra metoder. Tidigare har grundvattenbildningen på Äspö beräknats vara 150 mm/år på ytan och 5 mm/år på djupet. Generellt anges att endast 1–2 % av den ytliga grundvattenbildningen omsätts i berggrundens djupare delar (SKB 2003). En störning i form av t.ex. anläggningsarbeten med åtföljande grundvattensänkning kan dock öka grundvattenbildningen väsentligt. På tunnelnivå i Hallandsåsen har ökningen beräknats uppgå till 25 % vid en maximal grundvattensänkning på 100 m (Anderberg 2000).

Utströmningsmetoder

Metoderna bygger på att antingen genom direkta mätningar eller genom modellberäkningar få fram uppgifter om hur mycket vatten som lämnar grundvattensystemet. Enklast är *flödesmätningar från källor* förutsatt att tillrinningsområdet för källan är väldefinierat samt att inget vatten passerar förbi eller under källan. Metoden har prövats med stor framgång i ytliga system,

t.ex. källor i morän (Johansson 1987) samt är användbar i sedimentär berggrund, framförallt i karst. Den är däremot svår att tillämpa för djupa grundvattensystem i sprickigt berg. Flödesmätningar i ytvattendrag, som avvattnar ett visst område, och samtidig *isotopanalys* av syre-18 och deuterium i regnvatten, grundvatten och ytvatten från samma område har emellertid visat sig ge mycket värdefull information, framförallt att andelen grundvatten i det avrinnande vattnet även vid stora flöden i samband med snösmältning eller ihållande regn är mycket större än vad man tidigare antagit (Rodhe 1987, *figur 4.4*). Mängden grundvatten domineras dock sannolikt av ytligt grundvatten och det borde vara en angelägen uppgift att genom ytterligare isotopbestämningar och kemiska analyser pröva om det går att separera grundvattentillskottet från större djup, t.ex. från väldefinierade bergområden.

Avrinningsmodeller har använts för att bestämma grundvattenbildning i områden med enhetlig geologi, t.ex. moränområden respektive stora isälvsavlagringar i sydöstra Sverige (Johansson 1987 respektive Eliasson 2001). I den förstnämnda studien jämfördes flera olika modeller och metoder. I bägge studierna användes olika varianter av den vid SMHI utvecklade HBV-modellen, som bygger på lättillgängliga väderleksdata. Den gav rimliga resultat på den genomsnittliga, årliga grundvattenbildningen för respektive område. I den senare studien var det också möjligt att få fram ett värde på grundvattenbildningen i den under isälvsavlagringarna belägna sandstensakviferen (15 mm/år jämfört med 160 mm/år i de ytliga lagren, se *figur 4.3*). Tyvärr omfattande inte studien det underliggande hårda berget, men grundvattenbildningen kan där bedömas vara endast några mm/år.



Figur 4.4. Diagram över avrinningen i en bäck, regntintensiteten samt syre-18-halterna, dels i regnvattnet vid olika nederbördstillfällen, dels i bäckvattnet under hela perioden. Den låga syre-18-halten i det kraftiga regnet ger inte något större genomslag i syre-18-halten i bäckvattnet på grund av att huvuddelen av det avrinnande vattnet består av "gammalt" grundvatten med högre syre-18-halt. Det trycks ut från utströmningsområdena nära bäcken av det infiltrerande vattnet uppströms genom den s.k. kolvlödesprincipen (efter Grip & Rodhe 1988 i Knutsson & Morfeldt 2002).

4.5 Spårämnesmetoder och isotopteknik

Bakgrund och problem

Grundvattnets strömningsvägar och strömningshastigheter är ofta av stort intresse att klarlägga vid olika typer av grundvattenundersökningar, liksom också transportvägar för föroreningar eller fastläggning av föroreningar i grundvattenzonen. Det mest invändningsfria sättet är i sådana fall att genom försök och mätningar av mycket små mängder av specifika ämnen eller isotoper, som förekommer naturligt eller som tillsätts mark- och grundvatten, följa grundvattnets respektive föroreningarnas väg, dvs. att utföra ett spårämnesförsök. Resultaten kan sedan användas för att t.ex. avgöra hydrauliska sammanhang och säkerhetsavstånd till föroreningskällor men också för att utvärdera resultaten av modellering av t.ex. transport och fastläggning av olika radioaktiva ämnen. Vanligt förekommande problem att studera är:

A. Grundvattnets

- strömning mellan borrhål och brunnar, i borrhål vid packertest och provtagning eller t.ex. mellan slukhål och källor i ett karstsystem
- strömningsriktning och strömningsmönster i berggrundens spricksystem eller i jordlager
- strömningshastighet mellan två punkter eller t.ex. inom skyddsområdet för en vattentäkt
- bildning, ursprung och ålder

B. Markens och grundens

- dispersionsegenskaper t.ex. spridningsplymen av en förorening
- hydrauliska egenskaper, främst permeabilitet/hydraulisk konduktivitet
- sorptions- och jonbytesegenskaper t.ex. fastläggningen av en förorening

Krav på spårämnen

När det gäller undersökningar för att klarlägga en hydraulisk förbindelse mellan två punkter är det inte svårt att finna lämpliga spårämnen, eftersom ämnets uppträdande i grunden inte är av avgörande betydelse för tolkningen av resultaten. Det gäller bara att spårämnet skall komma fram. För att fastställa grundvattnets strömningsriktning kan också spårämnen som till en viss grad "fastnar" i berggrunden användas. Det kan också gälla att studera sorptionen av vissa föroreningar eller jonbyten i olika berg- eller jordarter t.ex. sprickigt berg. Detta är utgångspunkten för en rad av spårämnesförsök, som utförts på olika håll i världen t.ex. i berglaboratoriet på Äspö inför lagring av kärnbränsleavfall.

I fråga om undersökningar för att bestämma grundvattnets verkliga strömningshastighet och för att fastställa hydrauliska egenskaper föreligger däremot stora svårigheter att finna lämpliga spårämnen. Det ideala, tillsatta spårämnet måste nämligen uppfylla följande krav:

- Det skall följa grundvattnets rörelser utan att sorberas eller fördröjas i grunden genom jonbyten.
- Det får inte reagera i övrigt t.ex. med mikroorganismer eller påverkas av t.ex. pH-förändringar.
- Det skall vara påvisbart i mycket låga halter så att inte vattnets fysikaliska och kemiska förhållanden ändras.
- Det får inte vara hälsofarligt eller skada växt- och djurliv t.ex. i utströmningsområden och källor.
- Det skall vara lätt att anskaffa till rimlig kostnad och inte medföra höga analys- och mätkostnader.

De första två kraven gör att svårigheterna att finna ett idealt spårämne är störst i porösa berg- och jordarter, där kontaktytorna mellan partiklarna i berg- eller jordarten och spårämnet är mycket stora och därigenom också sorptions- och jonbytesprocesserna mycket verksamma. Desto finkornigare berg- eller jordarten är, desto större blir den effektiva kontaktytan för dessa

processer. Mineralsammansättningen i berg- eller jordarten spelar också stor roll för processernas omfattning, liksom innehållet av organiskt material samt utfällningar och vittringsföreteelser på partikel- eller sprickkytor. Kvartspartiklar påverkar minst, lermineral och organiskt material mest. Det innebär att i de flesta "rena" sandstenar och sandavlagringar samt i öppna sprickor och kanaler i berggrund påverkas vissa typer av spårämnen föga eller inte alls, medan påverkan är stor i t.ex. humus- och lerhaltiga jordarter samt i lervittrade zoner och i sprickor med utfällningar i berggrunden (Knutsson 1971). Mikroorganismers förekomst och roll kan ha stor betydelse för t.ex. nedbrytningen av organiska färgämnen, av vilka en del också är känsliga för t.ex. pH- och temperaturförändringar samt ljus.

Det tredje kravet innebär att man inte kan välja ett spårämne, som måste tillsättas i stora mängder för att det skall vara detekterbart. Stora mängder koksalt har t.ex. tillsatts i karstområden, varvid en tung saltvattenström sökt sig ner i djupa hålrum och därigenom inte deltagit i det naturliga strömningsförloppet. I porösa berg- och jordlager är det möjligt att täthetsskiktning kan uppstå. Problemet har dock minskat allteftersom analystekniken utvecklats, vilket också gynnsamt påverkat det fjärde kravet, som under en period, då radioaktiva spårämnen var att föredra från detekteringssynpunkt, innebar stora begränsningar i närheten av vattentäcker. Det femte kravet går i regel att uppfylla, även om analyskostnaderna är stora för t.ex. isotopbestämningar. De helt dominerande kostnaderna är dock oftast själva försökskostnaderna genom att det krävs omfattande borrhningar, mätningar och provtagningar på försöksplatsen. Grundvattennivåmätningar i ett stort antal punkter är sålunda nödvändiga för såväl planering och genomförande av spårämnesförsöken som tolkning av resultaten.

Olika typer av spårämnen

Följande tillsatta spårämnen har använts:

- Organiska färgämnen med fluorescens, t.ex. Rhodamin, Sulforhodamin B, C, WT samt Uranin.
- Salter, framförallt anjoner som bromid, jodid, klorid och nitrat.
- Komplexa föreningar, t.ex. fluorerade bensoater och stabila metallkomplex som krom-EDTA.
- Radioaktiva isotoper, främst tritium samt radioaktiva isotoper av anjoner och metallkomplex (se ovan).
- Organismer, främst bakterier, bakteriofager och sporer.
- Diverse kemiska substanser i form av föroreningar som detergent, pesticider och klororganiska föreningar (t.ex. CFC).

Organiska färgämnen, har utnyttjats med framgång sedan länge i karstområden och på senare år även i sprickig kristallin berggrund, inte minst vid spårämnesförsök inom TRUE-programmet i berglaboratoriet på Äspö (SKB 2001). Trots att det där förekommer såväl vittrade fältspater på sprickytorna som mylonit har Uranin i de inledande försöken haft samma transporthastighet som anjonerna bromid och jodid samt tritierat vatten (HTO), vilket tyder på öppna sprickor. Transportsträckorna var dock mycket måttliga, ca 5 m (SKB 2001). Det var därför inte förvånande, att vid de fortsatta blockskaleförsöken i 100-metersskala, som skulle motsvara säkerhetsavståndet från en kärnavfallsdeponi till en större sprickzon, fördröjdes Uranin markant i relation till bromid på vägen vid kontakt med olika sorberande material (Andersson *et al.* 2002). Liknande resultat erhöles vid ett spårämnesförsök i en stor sprickzon i hårt berg i Tyskland vid en strömningssträcka på maximalt 295 m (Maloszewski *et al.* 1999). I jordlager undergår nämligen normalt färgspårämnen sorption och nedbrytning, varför de inte kan rekommenderas i sådana miljöer och sannolikt

inte heller i porösa sedimentbergarter. Enligt *tabell 4.1* är det överhuvudtaget svårt att finna ett färgspårämne, som inte adsorberas, bryts ner eller förändras. Det är anmärkningsvärt att SKB har betraktat Uranin som ett konservativt, dvs. icke påverkbart, spårämne, då det är pH- och temperaturberoende samt adsorberas lätt på humus och lermineral.

Tabell 4.1. Jämförelse mellan olika fluorescerande färgämnenas egenskaper (efter Tilly et al. 1999).

	Detektions- gräns, µg/l	Tempe- ratur- beroende	pH- beroende mellan pH 6–8	Foto- kemisk nedbryt- ning	Adsorption på humus	Adsorption på kaolinit	Kostnad
BLÅ							
Amino G Acid	0,51	litet	lite	måttlig	stor	rel liten	hög
Photine CU	0,36	litet	ja	stark	mkt stor	rel liten	hög
GRÖN							
Uranine	0,29	måttligt	ja	stark	mkt stor	ganska stor	hög
Lissamine FF	0,29	litet	nej	liten	stor	ganska stor	mkt hög
Pyranine	0,087	litet	ja	stark	stor	rel liten	hög
ORANGE							
Rhodamine B	0,010	stort	nej	liten	extremt stor	extremt stor	låg
Rhodamine WT	0,013	stort	nej	liten	mkt stor	stor	ganska stor
Sulpho Rhodamine	0,061	stort	nej	liten	stor	mkt stor	ganska hög
BLÅ-GRÖN							
Na-Naphthionate			nej	stark			

Beträffande *salter* kan de flesta katjoner uteslutas på grund av sorption och fördröjning genom jonbytesprocesser (litium har dock använts med viss framgång). *Anjoner* däremot sorberas endast i ringa grad eller inte alls, då mineralpartiklarna i regel

också är negativt laddade. Bromid-, jodid- och klorid- joner har använts med som regel lyckat resultat i ett stort antal försök. Bromid och jodid har fördelar, då de naturliga halterna i regel är mycket låga, varför endast mycket små mängder behöver tillsättas. Men de har också vissa nackdelar t.ex. risk för fastläggning vid låga pH-värden, då mineralpartiklarna får positiv laddning. Likaså kan det bli problem i rostjord och järnutfällningar under grundvattenytan vid låga pH (Tilly *et al.* 1999). Klorid förefaller genomgående ha gett bäst resultat och anses som ett konservativt spårämne, som följer vattnets strömning utan att fördröjas. Det har bland annat använts vid ett stort antal försök vid kommunala grundvattentäkter i Sverige för att bestämma uppehållstider för vatten mellan infiltrationsbassänger och uttagsbrunnar. I dessa sammanhang är det fråga om betydande transportsträckor (upp till 2000 m) och långa uppehållstider (veckor-månader), men å andra sidan ofta mycket grovkorniga avlagringar (Hansson 2000). Klorid är dock ibland mindre lämpligt med tanke på att klorid kan förekomma i växlande halter i vissa geologiska miljöer och ställvis på grund av föroreningar, t.ex. från soptippar och vägar. Klorid är sålunda direkt olämpligt att använda på stora djup i berggrunden, där kloridhalterna ofta är höga, men kan också vara tveksamt i låglänta områden under den s.k. saltvattengränsen i Sverige. Detta gör att stora mängder salt då måste tillsättas för att ge säkra resultat. Fördelarna övervägar dock oftast, dels genom att klorid i form av vanligt koksalt är billigt och lätt att hantera, dels genom att detekteringen i fält är enkel. Man mäter ledningsförmågan direkt i borrhål, brunnar eller källor eller t.o.m. från markytan med geoelektriska metoder (se avsnitt 3.4.8) samt att kloridanalyser kan göras billigt på laboratorium.

Stabila metallkomplex har också visat sig mycket användbara som spårämnen. Lämpliga komplex finns bland de s.k. metallchelaterna, varav det mest kända är etylendiaminättiksyra (EDTA). Ett krom-EDTA komplex har testats i ett mycket stort antal laboratorieförsök med olika mineralblandningar, bland annat olika lermineral, samt ett flertal fältförsök såväl i

berg som jord (Knutsson & Forsberg 1967). Kromkomplexet i utspädning ned till 0,0001 ppm sorberas eller fördröjs inte i vanligt förekommande mineral eller i berg- och jordarter sammansatta av dessa, om komplexbindningen är fullständig. I kontakt med höga halter av järnhaltiga mineral och utfällningar, t.ex. goethit och rostjord, vissa järn- och manganhaltiga silikater samt lermineral och lermineralrika berg- och jordarter förekommer dock en viss fördröjning av kromkomplexet (Knutsson 1971). Även andra EDTA-komplex och metallkomplex har provats med gynnsamma resultat (Knutsson 1970).

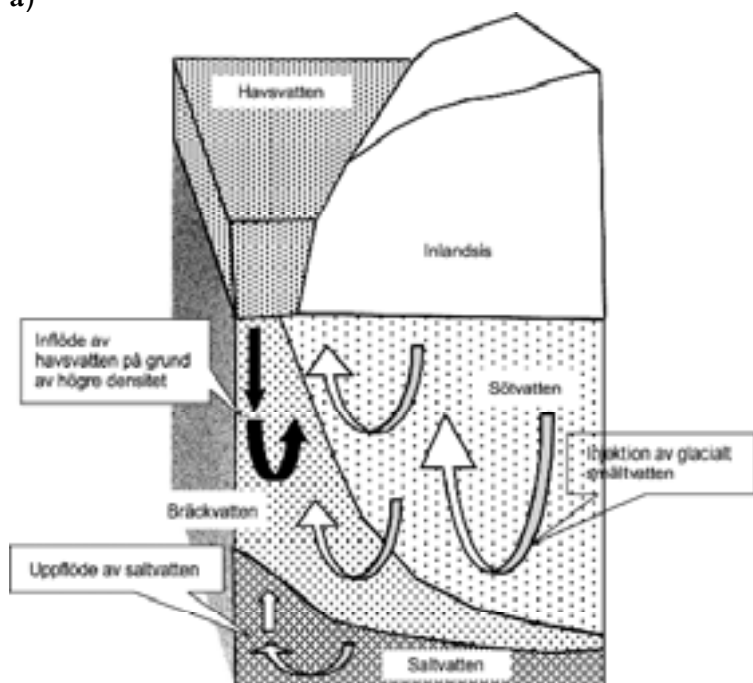
Tritium, den radioaktiva väteisotopen, är dock det mest invändningsfria spårämnet, eftersom en liten mängd tritium ingår i vanligt vatten (HTO) och att tritium därigenom i de allra flesta sammanhang måste anses följa vattnets väg utan fastläggning eller fördröjning. Det har därigenom fått omfattande användning vid ett stort antal försök, inte minst i berglaboratoriet på Äspö, samt som referensspårämne vid testning av andra spårämnen. Vid en sådan testning visade det sig dock att vid 10 % inblandning av vattenmättad bentonit (med montmorillonit som huvudbeståndsdel) i kvartssand fastnade en del tritium i dessa svällande lermineral och fördröjdes tritium i relation till krom-51-EDTA. Några dylika effekter erhöles inte vid försök med vare sig andra lermineral eller andra mineralblandningar, inte heller vid fältförsök i olika berg- och jordarter (Knutsson 1970).

Genom tillsättning av tritium eller tidigare genom de fluktuationer i tritiumhalt, som uppstått genom vätebombförsöken, har en "puls" av tritium kunnat följas från vattnets infiltration genom jordlagren ned till djupa berglager. På detta sätt visas vattnets transporthastighet eller den tid det tar för grundvattnet att nå till en viss nivå i berggrunden. Detta har t.ex. studerats i djupa berggrundakviferer i Skåne (Engqvist 1991) samt i samband med undersökningar för kärnavfallslagring. Samtidiga undersökningar med andra spårämnen har emellertid visat, att det på stora djup kan förekomma en blandning av vatten med olika ursprung. Ett nytt modelleringskoncept har därför utvecklats.

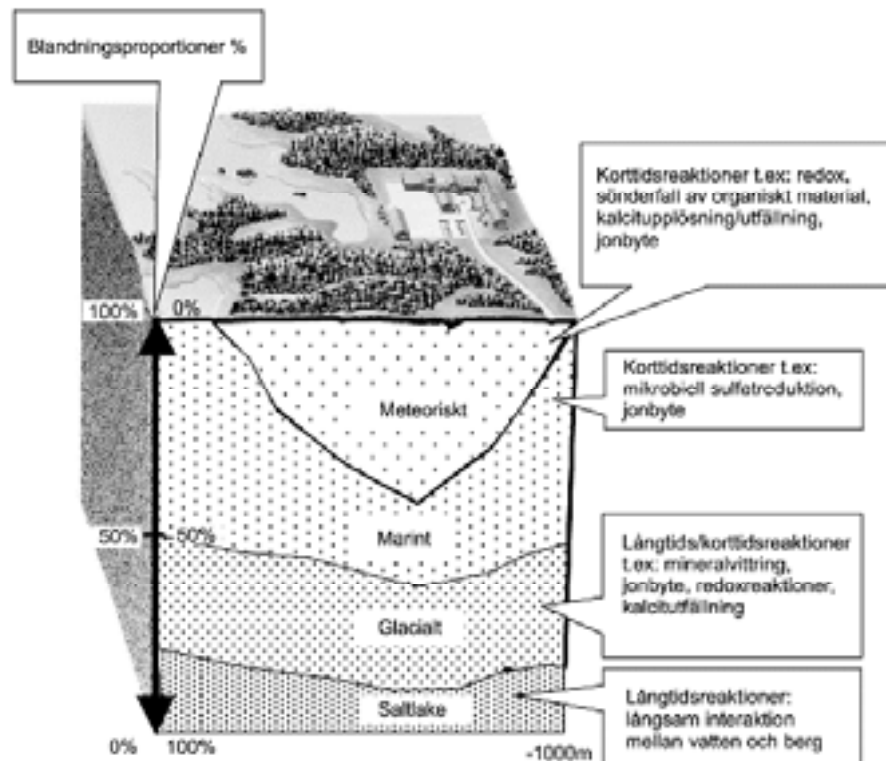
lats inom projekt vid SKB, den s.k. M3-modellen, varigenom det är möjligt att utreda proportionerna mellan vatten av olika ursprung (Laaksoharju 1999, *figur 4.5*).

Tillsatta spårämnen kan främst användas för att fastställa grundvattnets strömningshastighet mellan borrhål, i sprickzoner eller omkring vattentäkter för att avgöra utformningen av skyddsområden (vilket är särskilt intrikat i sprickig berggrund) samt för att bestämma vattnets uppehållstid vid konstgjord grundvattenbildning, liksom för att kartlägga vattnets strömningvägar från planerade avfallsdeponier. Undersökningar med tillsatta spårämnen lämpar sig sålunda bäst för försök i liten eller medelstor skala, där uppehållstiderna är måttliga och försökstiderna rimliga. I regional skala bör i första hand naturliga spårämnen nyttjas eller analys av eventuellt förekommande av människan spridda föroreningar som freoner och pesticider provas, se nedan.

a)



b)



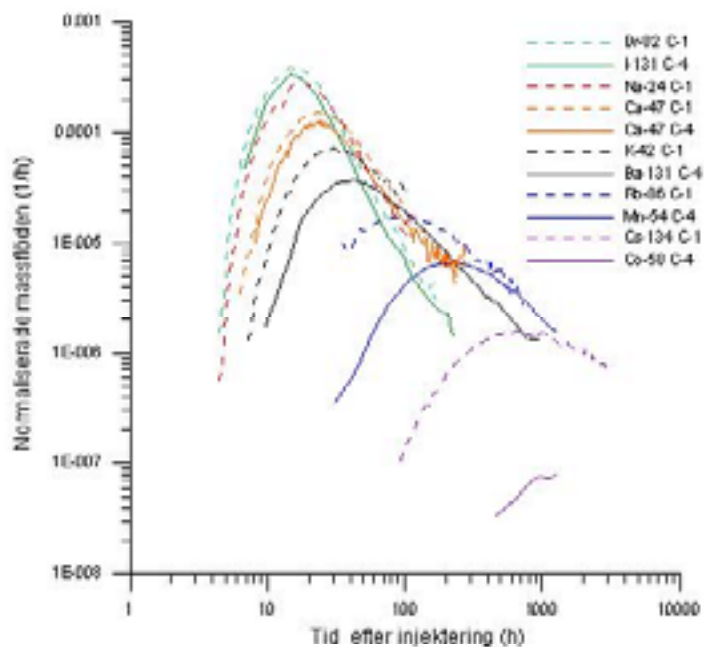
Figur 4.5. a) Begreppsmodell över olika händelser i den geologiska utvecklingen sedan istiden, vilka har påverkat grundvattenkemin på Åspö. b) Beräkning av blandningsproportioner mellan olika typer av vatten på Åspö samt dominerande massbalansreaktioner med hjälp av den s.k. M3-modellen (efter Laaksoharju, 1999 i Knutsson & Morfeldt 2002).

En speciell tillämpning av tillsatta spårämnen är att använda konservativa spårämnen såsom bromid, jodid och HTO tillsammans med en rad sorberande ämnen, dels vanliga katjoner som natrium och kalcium, dels radioaktiva katjoner som cesium och strontium. Härigenom kan dels strömningsförhållanden och hydrauliska parametrar fastställas på ett säkert sätt genom mätningar på de konservativa spårämnena, dels kan sorptionen och fördröjningen (genom jonbyten och diffusion) av olika katjoner studeras under kontrollerade former. Metodiken har prövats i ett stort antal försök inom olika SKB-projekt såväl tidigare i Stripa och vid Finnsjön som under senare år i berglaboratoriet på Äspö, där flera tiotals försök utförts med mycket intressanta resultat (SKB 2001, *figur 4.6*).

En ny typ av spårämnen, som möjliggör datering av grundvattnet och bestämning av grundvattenbildningen, är att mäta halten av kemiska produkter, som började tillverkas först i sen tid och som används i vätskeform t.ex. i jordbruket (bekämpningsmedel, pesticider) eller släpps ut som gaser i atmosfären (freoner, d.v.s. klor- fluor- kolföreningar /CFC/). Förutsättningen är givetvis att de inte bryts ner eller att det går att mäta nedbrytningsprodukterna. Mest användbara förefaller freoner vara. De började tillverkas på 1940-talet och har sedan dess ackumulerats i atmosfären. De är vattenlösliga och tillförs därför nederbörden och fungerar som en sorts spårämnen. Bestämningar av freonhalten i grundvatten på olika djup kan därför med stor noggrannhet visa när vattnet ifråga hade kontakt med atmosfären. Metoden utvecklades i USA på 1970-talet och har använts bland annat i Tyskland och Danmark samt på Kristiandstadsslätten och i södra Skåne (Barmen 2001).

En forskargrupp i Uppsala har börjat använda metoden för att bestämma åldern på grundvatten i sprickigt berg (Bockgård 2000). Halterna av CFC-12 och tritium på olika djup i tre borrhål vid Finnsjön visar tilltagande ålder med djupet men också en blandning av vatten med olika ålder (Bockgård *et al.* 2004). Efterhand som användningen av freoner upphör kommer metoden att bli mindre intressant. Pesticider har påträffats i

djupa akviferer i Danmark samt i en del bergborrade brunnar i Sverige. Svårigheten är ofta att utreda när pesticiderna anbringades på markytan.



Figur 4.6. Normaliserade genombrottskurvor för alla spårämnen i testerna C1 och C4 inom TRUE Block-skaleförsöken på Äspö. Observera skillnaden i återvinning och transporttid mellan de konservativa spårämnena Br-82 (bromid) och I-131 (jodid) och de sorberande spårämnena Cs-134 (cesium) och Co-58 (kobolt), som fastläggs och fördröjs i hög grad (efter Andersson et al. 2002).

Naturliga spårämnen

Följande naturliga spårämnen kan användas:

- Radioaktiva isotoper, framförallt tritium, kol-14 och klorid-36.
- Stabila isotoper, framförallt deuterium, syre-18/syre-16 samt svavel-34/svavel-32.
- Ädelgaser som argon, helium och radon (främst radon-222).

Tritium och *kol-14*, vilka produceras i atmosfären genom kosmisk strålning, är de viktigaste radioaktiva isotoperna för att fastställa grundvattnets ålder. Denna kan variera från några få veckor till många tusen år och är av intresse att känna till i flera praktiska sammanhang, t.ex. för bedömning av om ett grundvatten på stort djup är fossilt och inte omsätts vid nutida förhållanden, vilket kan vara gynnsamt för lagring av miljöfarliga föroreningar men ogynnsamt om grundvattenuttag planeras. Före den första vätebombsexplosionen var det möjligt att bestämma grundvattnets verkliga ålder ned till en viss gräns, givetvis med vissa komplikationer beroende på blandningsförhållandena mellan olika vatten. Nederbörden hade då ett bestämt innehåll av tritium (4–20 tritiumenheter /TU/ beroende på årstiden) och när nederbörden sedan infiltrerade tillfördes inget ytterligare tritium. Med kännedom om tritiums halveringstid på 12,3 år kunde man beräkna grundvattnets ålder tämligen noga. Efter vätebombsproven steg tritiumhalterna i nederbörden mycket snabbt med de högsta värdena på ca 10 000 TU åren 1963 och 1964 på vissa platser i Europa. Man kunde då tala om ett jättelikt spårämnesförsök på hela norra halvklotet. Därefter har halterna successivt avtagit så att de nu är nere i naturliga värden utom i en del tämligen gamla grundvatten med rester av bombtritium och där lokala föroreningskällor förekommer (IAEA 2000). Ett sätt att – trots föroreningar i grundvattensystemen – bestämma den verkliga åldern är att fastställa förhållandet mellan halten av tritium och dess dotterprodukt

helium-3. Helium börjar nämligen ackumuleras i grundvattenzonen, när tritiumhaltigt grundvatten nått dit. Metoden är dyrbar och hittills föga använd (Bockgård 2000).

Tritiumbestämningar kan också användas för att fastställa om grundvatten på olika djup är av samma härkomst samt om grundvattnet på ett visst djup matas med grundvatten från ett annat område eller står i förbindelse med ytvatten. Detta har med framgång utnyttjats praktiskt, dels i en stor svensk gruva för att spåra ursprunget till stora flöden av gruvvatten, dels i samband med tunnelprojektering i Göteborgstrakten för att fastställa om vattnet i sjöar kunde tänkas stå i förbindelse med grundvattnet i berggrunden, där tunnlar skulle anläggas (Knutsson & Morfeldt 2002).

Åldersbestämning av mycket gammalt vatten kan utföras med hjälp av kol-14, som har halveringstiden 5730 år eller klor-36 med halveringstiden ca 300 000 år. Bestämningar av kol-14 i grundvattnets koldioxid har använts sedan 1950-talet på många håll i världen, varvid mycket höga åldrar uppmätts på grundvatten i djupa akviferer t.ex. i Florida och i den nubiska sandstenen under Sahara, men också på stora djup i det svenska urberget inom SKB-projekt samt på stort djup på Kristianstadsslätten, där uttag görs av ett mineralvatten, som enligt kol-14-bestämningen bildades under bronsåldern. Användandet av kol-14 är dock problematiskt och komplicerat pga. att grundvattnets koldioxidinnehåll kan ha olika ursprung: Från atmosfären, från fossilt organiskt material samt från karbonat-mineral. Ett stort framsteg att komma tillrätta med detta problem är utvecklingen i ett SKB-projekt av metoden att mäta vattnets kol-14-halt på de mycket små förekomsterna av humus i grundvatten på stort djup genom anrikning i jonbytarkolonner (Pettersson & Allard 1991). De med tidigare använd metod beräknade åldrarna på grundvatten på stort djup i det svenska urberget visade sig därvid för höga.

Deuterium (D) och syre-18, som i mycket låga halter ingår i vattenmolekylen är av stort intresse för att fastställa vattnets uppehållstid och ursprung. Möjligheten att använda dessa stabila

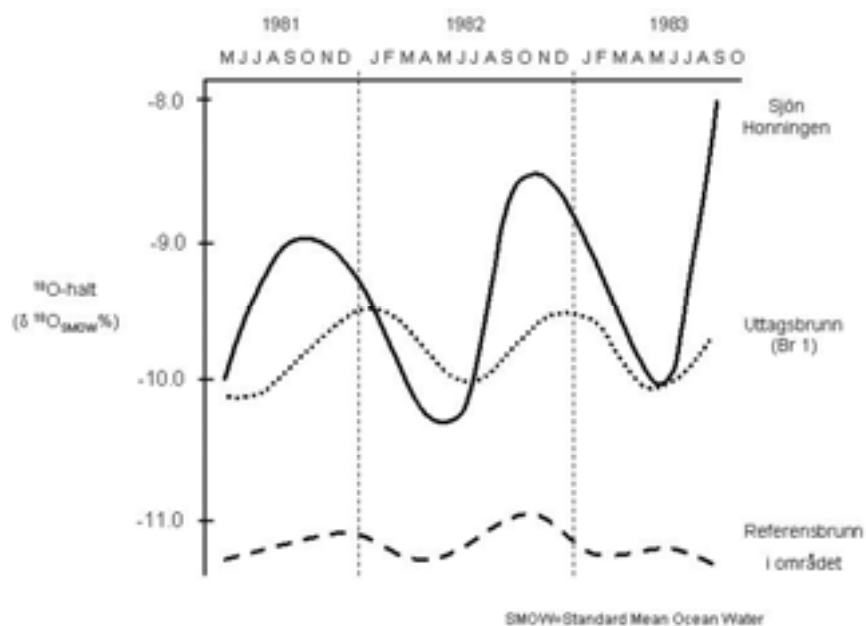
isotoper är att det uppstår en isotopfraktionering (se kapitel 5) i vatten genom att det vid varje förångningsprocess blir en anrikning av den lättare syre-16 isotopen i förhållande till den kvarvarande vätskefasen. Vattenånga som bildas över havet får därför en lägre syre-18-halt respektive deuteriumhalt än havsvattnet. Fraktioneringsprocessen påverkas i hög grad av temperaturförhållandena vid förångning och kondensation, vilket leder till årstidsvariationer i tempererade klimat och med stigande höjd över havet. Norska undersökningar visar mycket små variationer vid kusten men stora årstidsvariationer i höglänta områden i inlandet. Där har det varit möjligt att fastställa uppehållstiden för infiltrerande vatten till olika grundvattensystem (Haldorsen 1994) samt andelen inläckande ytvatten vid pumpning av grundvatten i kristallint berg (*figur 4.7*). I Grekland har det geografiska ursprunget till grundvattenbildningen för olika källor och borrhål inom ett bergområde identifierats genom skillnader i syre-18-halt på grund av höjdefekten (Leontiades och Nikolaou 1999). Metoden har också använts för att få underlag till den tidigare nämnda modelleringen på Äspö (*figur 4.5*) samt i samband med försöken med tillsatta spårämnen på Äspö.

Helium har börjat användas för att studera diffusionen i berggrundens matrix (Andersson *et al.* 2002).

Radon har prövats med framgång för att studera utbytet mellan ytvatten och grundvatten.

4.6 Sammanfattande slutsatser och rekommendationer

Hydrometeorologiska och hydrologiska dataserier är nödvändiga underlag för beräkning av vattenbalansen och grundvattenbildningen inom ett område, där underjordsanläggningar i berg skall lokaliseras. Statistisk bearbetning av långa dataserier är angelägna för att få fram frekvensen av t.ex. torrår, som är dimensionerande för bortledning av grundvatten med tanke på miljökonsekvenser för djurliv och vegetation samt för den lokala



Figur 4.7. Variationer i syre-18-halten i en brunn i hårt berg och i sjövattnet vid Rakkestad, Norge, som visar inducerad infiltration i berg med en uppehållstid på 2,5 månader och 77 % inblandning av sjövattnet (efter Hansson 2000).

vattenförsörjningen. De lokala variationerna i t.ex. nederbörd och temperatur kan emellertid vara stora beroende på t.ex. höjdeffecker och läge i förhållande till kusten. Det är därför nödvändigt att komplettera de nationella mätstationerna med lokala och regionala mätstationer för såväl hydrometeorologi och hydrologi samt omfattande nät av mätstationer för grundvattennivåer/grundvattentryck och grundvattenkemi i olika

hydrogeologiska miljöer och på olika djup. Resultaten bearbetas successivt statistiskt och korreleras med dataserierna från de nationella mätstationerna.

Begreppsmodeller över grundvattenförhållandena i såväl regional som lokal skala måste upprättas och redovisas öppet för varje undersökningsområde som underlag för val av såväl metoder som datormodeller. Det finns ett flertal undersökningsmetoder för att bestämma grundvattenbildning och åtskillig kunskap har framkommit under de senaste årtiondena, tyvärr inte så mycket om grundvattenbildningens storlek på stort djup i hårt berg. Kunskaperna måste därför förbättras genom att flera av varandra helt oberoende metoder prövas i samma område, t.ex. responsmetoder i kombination med naturliga isotoper och freoner samt datormodelleringar. Genom att använda olika metoder kan man dels kontrollera och jämföra resultat, dels få fram olika typ av information om grundvattenbildningen i tid och rum. Detta framgår av en analys av ett tiotal olika metoder, som prövats på Yucca Mountain i USA (Flint *et al.* 2002). Av stor betydelse är också att utveckla metoder för mätning av grundvattenflödet från jordlager till berggrund, vilket t.ex. kan göras genom kombinationer av geofysik, mätning av grundvattentryck och grundvattenkemi inklusive isotoper. Det är därvid och i de flesta andra sammanhang till nackdel att bestämning av vattnets naturliga isotoper och vissa andra isotoper inte längre görs i Sverige. Användningen av naturliga isotoper har minskat i Sverige till skillnad från exempelvis i Norge med ”inhemskt” laboratorium.

Spårämnesförsök i fullstor skala (säkerhetsavstånd till regional sprickzon) med flera olika konservativa spårämnen (ej färgämnen) är nödvändiga för att karakterisera grundvattenströmningen inte bara i sprickzoner utan också i hela berggrundmassan. Försök med att fastställa sorptionen och fördröjningen av olika radioaktiva ämnen bör utföras parallellt liksom diffusionsförsök.

Beräkningar med olika datormodeller måste givetvis fortsätta, dels för att beräkna aktuella situationer i platsundersökningarna

gällande grundvattenbildning och grundvattenkemi, dels för att belysa olika framtidsscenarier t.ex. olika klimatsituationer (växthuseffekt, nedisning) i dessa sammanhang såväl vid anläggningsfasen som för det långsiktiga slutförvaret.

Referenser

- Ackerberg, B., 2002: Application of some statistical methods for evaluation of groundwater observations – design and optimisation of a groundwater level network. Licentiatavhandling, KTH, Institutionen för Mark- och Vattenteknik, TRITA-LWR-LIC 2006.
- Alexandersson, H., 2002: Temperatur och nederbörd i Sverige 1860–2001. SMHI, Rapport Meteorologi nr 104.
- Anderberg, J., 2000: The Hallandsås railway tunnel – geology and groundwater. *In* Knutsson (ed) Hardrock hydrogeology of the Fennoscandian shield. Proceedings of the Workshop on Hardrock Hydrogeology, Äspö, Sweden, May 26–27. 1998. NHP Report 45:5–11, Stockholm.
- Andersson, P., Byegård, J. & Winberg, A., 2002: Final report of the TRUE Block Scale project, 2 Tracer tests in the block scale. SKB Technical Report TR-02–14.
- Banverket, 2000: Projekt Utredning Hallandsås. Miljökonsekvensbeskrivning, Rapport, november 2000.
- Barmen, G., 2001: Nybildning i grundvattensystem med flera akvifersenheter – i perspektiv av sårbarhet och hållbar utveckling. Avdelningen för Teknisk Geologi, LTH, Lund. Opublicerat material.
- Berggren, R., Falkenmark, M. & Knutsson, G., 1980: Några metoder för bedömning av grundvattenbildningens storlek. Vattenplanering, Bilaga 4, SOU 1980: 40, Stockholm.
- Blomqvist, G., 2001: De-icing salt and the roadside environment. Air-borne exposure, damage to Norway spruce and system

- monitoring. Doctoral thesis. KTH, Department of Land and Water Resources. TRITA-AMI-PHD 1041.
- Bockgård, N., 2000: Environmental tracer methods for dating of young groundwaters. NHP Report 46-2, Uppsala.
- Bockgård, N., Rodhe, A. & Olsson, K.A., 2004: Accuracy of CFC groundwater dating in a crystalline bedrock aquifer. Data from a site in southern Sweden. *Hydrogeology Journal* 12-2:171–183.
- Brandt, M., Jutman, T. & Alexandersson, H., 1994: Sveriges Vattenbalans. Årsmedelvärden 1961–1990 av nederbörd, avdunstning och avrinning. SMHI Rapport Hydrologi nr 49.
- Cesano, D. & Olofsson, B., 1997: Impact on groundwater levels when tunnelling in urban areas. *In* Chilton *et al.* (eds) *Groundwater in the Urban Environment*. Proceedings of the XXVII IAH Congress, Nottingham, UK, 21-27 September 1997.
- Eliasson, Å., 2001: Groundwater impact assessment and protection – predictive simulation for decision aid. Licentiate thesis, KTH, Department of Land and Water Resources, TRITA-AMI-LIC 2066, Stockholm.
- Engqvist, P., 1991: Hur gammalt är grundvattnet? Grundvatten, 1. SGU, Uppsala.
- Eriksson, B., 1983: Data rörande Sveriges nederbörds klimat. Normalvärden för perioden 1951–80. SMHI, Klimatsektionen. Rapport 1938:28.
- Flint, A.L., Flint, L.E., Kwicklis, E.M., Fabryka-Martin, J.T. & Bodvarsson, G.S., 2002: Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal* 10-1:180-204.
- Follin, S. & Svensson, U., 2003: On the role of mesh discretisation and salinity for the occurrence of local flow cells, SKB Rapport R-03-23, Stockholm.
- Grip, H. & Rodhe, A., 1988: Vattnets väg från regn till bäck. Hallgren & Fallgren, Uppsala.
- Gustafson, G., 1988: Groundwater in crystalline rocks – some ideas. *In* Englund *et al.* *In* (eds) *Studies on Groundwater*

- Recharge in Finland, Norway and Sweden. Proceedings of a workshop, Mariehamn, Åland, Finland 25–26 September 1986, pp. 91–97. Helsinki.
- Haldorsen, S., 1994: Oksygenisotoper og grunnvann. Institutt for jord- og vannfag. Norges Landbrukshøgskole, Rapport 13, Ås.
- Hansson, G. 2000: Konstgjord grundvattenbildning, 100-årig teknik inom svensk dricksvattenförsörjning. VAV AB, VAV-FORSK Rapport 2000:5, Stockholm.
- Healy, R.W. & Cook, P.G., 2002: Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10-1:91–109.
- IAEA, 2000: Global network for isotopes in precipitation. Hydrology Web Site.
- Johansson, P-O., 1987: Methods for estimation of direct natural groundwater recharge in humid climates. Institutionen för Kulturteknik, KTH, Meddelande TRITA-KUT 1045.
- Knutsson, G., 1970: Spårämnen som hjälpmedel vid grundvattenundersökningar. *Grundvatten*, Norstedts, Stockholm, pp. 147–191.
- Knutsson, G., 1971: Studies of groundwater flow in various aquifers using tracers. Doctoral thesis. Kvärtärgeologiska avdelningen, Geologiska institutionen, Lunds Universitet, Lund.
- Knutsson, G., 1988: Humid and arid zone groundwater recharge – a comparative analysis. *In* Simmers(ed) Estimation of Natural Groundwater Recharge, D.Reidel. pp. 493–504.
- Knutsson, G. & Forsberg, H., 1967: Laboratory evaluation of ⁵¹Cr-EDTA as a tracer for groundwater flow. *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, pp. 629–652.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C-O., 2002: Grundvatten- teori och tillämpning. Svensk Byggtjänst, Stockholm.
- Laaksoharju, M., 1999: Groundwater characterisation and modelling: problems, facts and possibilities. Doctoral thesis, KTH, Department of Land and Water Resources, TRITA-AMI-PHD 1031, Stockholm.

- Larsson-McCann, S., Karlsson, A., Nord, M., Sjögren, J., Johansson, L., Ivarsson, M. & Kindell, S., 2002a: Meteorological, hydrological and oceanographical information and data for the site investigation program in the communities of Östhammar and Tierp in the northern part of Uppland. SKB Technical Report TR-02-02.
- Larsson-McCann, S., Karlsson, A., Nord, M., Sjögren, J., Johansson, L., Ivarsson, M. & Kindell, S., 2002b: Meteorological, hydrological and oceanographical information and data for the site investigation program in the community of Oskarshamn. SKB Technical Report TR-02-03.
- Leontiadis, I.L. & Nikolaou, E., 1999: Environmental isotopes in determining groundwater flow systems, northern part of Epirus, Greece. *Hydrogeology Journal* 7-2:219–226.
- Lloyd, J.W., (ed) 1999: Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones. *Unesco Studies and reports in hydrology* 58 Unesco Publishing, Paris.
- Lundmark, A. & Olofsson, B., 2002: Analysis of groundwater levels in urban areas. In Killingtveit, Å.(ed) *Nordic Hydrological Conference, Röros, Norge 4–7 augusti 2002*, NHP Report 47, pp. 849–858.
- Maloszewski, P., Herrman, A. & Zuber, A., 1999: Interpretation of tracer tests performed in fractured rock of the Lange Bramke basin, Germany. *Hydrogeology Journal* 7-2:209–218.
- Naturvårdsverket, 1999: Grundvatten – bedömningsgrunder för miljö kvalitet. *Naturvårdsverket Rapport 4915*.
- Olofsson, B., 1991: Groundwater conditions when tunnelling in hard crystalline rocks – a study of water flow and water chemistry at Staverhult, the Bolmen tunnel, S Sweden. *BeFo, forskningsrapport*, 160:4/91.
- Olofsson, B., Jacks, G., Knutsson, G., & Thunvik, R., 2001: Grundvatten i hårt berg – analys av kunskapsläget I: *SOU* 2001:35.

- Olsson, T., 2000: Bedömning av grundvattenpåverkan. Resultat av genomförda utredningar. Banverket Södra Banregionen. Rapport till Projekt Utredning Hallandsås.
- Pettersson, C. & Allard, B., 1991: Dating of groundwaters by ¹⁴C-analysis of dissolved humic substances. *In* Allard et al (eds) *Humic substances in the aquatic and terrestrial environment*, Springer Verlag, Berlin.
- Rodhe, A., 1987: The origin of streamwater traced by oxygen-18. Doctoral thesis, Uppsala University, Div. of Hydrology, Rep. Ser. A No. 41, Uppsala.
- Rudolph-Lund, K., Skurtveit, E., Engene, B. & Mykland, J., 2003: Active groundwater monitoring and remediation during tunnelling through fractured bedrock in urban areas. *In* Krasny, J., Hrkal, Z, Bruthans, J., (eds) *International Conference on Groundwater in Fractured Rock*, 15–19 September 2003, Prague, Czech Republic.
- Saxena, R., 1987: Oxygen-18 fractionation in nature and estimation of groundwater recharge. Doctoral thesis, Uppsala University, Div. of Hydrology, Rep. Ser. A No. 40, Uppsala.
- SKB 2001: First TRUE Stage – Transport of solutes in an interpreted single fracture. Proceedings from the 4th International Seminar Äspö, September 9–11, 2000, SKB Technical Report TR-01.24.
- SKB 2003: Grundvattnets regionala flödesmönster och sammansättning – betydelse för lokalisering av djupförvaret. SKB Rapport R-03-01.
- SMHI 2004: GIS och GIS-databaser 2004. SMHI Faktablad nr 19.
- Tilly, L., Maxe, L. & Johansson, P-O., 1999: Spårämnesförsök som undersökningsmetodik vid konstgjord grundvattenbildning. VAV AB, VA-FORSK rapport 1999:14, Stockholm.
- Widén, E., 2001: Groundwater flow into and out of two lakes partly surrounded by peatland. MSc thesis, KTH, Institutionen för Mark- och Vattenteknik.

Litteratur för vidare studier

- Englund, J-O., Knutsson, G. & Soveri, J., (eds) 1988: Studies on Groundwater Recharge in Finland, Norway and Sweden. Proceedings of a workshop, Mariehamn, Åland, Finland, 25–26 September 1986. NHP Report No 23, Helsinki.
- Gustafsson, G., 1986: Geohydrologiska förundersökningar i berg. Bakgrund-metodik-användning. BeFo 84:1.
- Hydrogeology Journal, 2002: Theme Issue: Groundwater Recharge Volume 10.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C-O., 2002: Grundvatten – teori och tillämpning. Svensk Byggtjänst, Stockholm.
- Käss, W., 1998: Tracing Technique in Geohydrology. Balkema, Rotterdam.
- Lerner, D.N., Issar, A.S. & Simmers, I., 1990: Groundwater recharge- a guide to understanding and estimating natural recharge. Internat. Ass. Hydrogeologist Volume 8. Heise, Hannover.
- Lloyd, J.W., (ed) 1999: Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones. Unesco Studies and reports in hydrology 58, Unesco Publishing, Paris.
- Mazor, E., 2004: Chemical and isotopic groundwater hydrology. Third Edition. Marcel Dekker, New York. Basel.
- Sanders, L., 1988: A manual of field hydrogeology. Prentice Hall, New Jersey.

5 Analys och fraktionering av olika isotoper

5.1 Inledning

Möjligheter att kunna bestämma mycket låga halter av joner och andra lösta ämnen i grundvatten kring ett djupförvar för använt kärnbränsle är en mycket viktig förutsättning för den framtida säkerhetsanalysen. Det gäller inte bara totalhalter utan även speciation¹ och transport genom de naturliga och konstgjorda barriärer, som kommer att omge kopparkapslarna vid deponering enligt KBS-3 metoden. Detta gäller naturligtvis speciellt de s.k. radionukliderna, vilka utgörs av de grundämnesisotoper som sönderfaller under avgivande av elektromagnetisk strålning eller partikelstrålning, som är mer eller mindre skadliga för omgivningen. Dessa isotoper förekommer delvis naturligt men det är också tänkbart att de kan frigöras från avfallet om inte de skyddande barriärerna fungerar som planerats.

Eftersom de allra flesta radionukliderna är mer eller mindre vattenlösliga är transportvägarna beroende av vattenförekomsten och i vilken form vattnet finns.

Fritt strömmande vatten måste naturligtvis undvikas eftersom det då sker en mycket snabb transport av lösta ämnen och även av kolloider. Kolloiderna kan bestå av utfällda radionuklider eller partiklar från bentoniten tillsammans med adsorberade ämnen.

Även om vattnet är stillastående sker dock en transport av joner och neutrala ämnen bl.a. genom diffusion. Drivkraften är den s.k. kemiska potentialen, som strävar att utjämna koncentra-

¹ Speciation innebär fördelning av olika komplex.

tionskillnader. Jonerna vandrar således från en högre koncentration nära avfallet mot en lägre i omgivningen.

Det finns ytterligare en rad kemiska processer som påverkar transporten, t.ex. utfällning, upplösning, komplexbildning, oxidation/reduktion och adsorption på ytor i omgivningen.

Alla dessa processer kan samverka vid jontransporten. Vilken eller vilka av dessa processer som dominerar beror på jonernas kemiska egenskaper men även parametrar som vattnets pH-värde, jonstyrka, redox-nivå och förekomst av andra lösta ämnen och bakterier har stor inverkan.

Analys och transport av speciellt radionuklider i såväl konstgjorda som naturliga barriärer är därför ett prioriterat forskningsområde för Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB).

Till detta har en rad analysmetoder använts, allt från en enkel mätning av elektrisk konduktivitet till olika kromatografiska metoder. Även atomabsorptionspektrometri (AAS) och en modernare och mer avancerad teknik som induktivt kopplad plasma-masspektrometri (ICP-MS) har kommit till användning. Den senare analysmetoden har den stora fördelen att den erbjuder möjligheter till mätning av isotopkvoter. Den kan då användas för att t.ex. bestämma ålder och ursprung på grundvatten och att spåra eventuella föroreningskällor av tungmetaller och radioaktiva ämnen.

Dessa mätningar förutsätter dock att isotopkvoterna för de aktuella ämnena är konstanta, vilket har visat sig vara en regel med många undantag. Det är tvärtom så att många, om inte de flesta, av de ovan nämnda kemiska processerna leder till en förändring av den naturliga isotopsammansättningen, vilket brukar betecknas med isotopfraktionering. Detta är ett viktigt skäl för KASAM att redogöra för kunskapsläget beträffande isotopanalyser och dessutom ge några exempel på processer som leder till isotopfraktionering.

Kapitlet börjar med en allmän redogörelse för grundämnen och isotoper samt en beskrivning av några egenskaper hos isotoper.

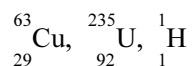
5.2 Grundämnen, isotoper och masstal

Atomer av ett visst grundämne karakteriseras av ett bestämt antal protoner i kärnan, som definierar ett s.k. atomnummer, vanligtvis betecknat med bokstaven Z . Ren koppar t.ex. innehåller uteslutande atomer med atomnummer 29. Varje grundämne, som har mer eller mindre identiska egenskaper, har tilldelats ett namn och en bestämd plats i det periodiska systemet.

Även om atomer av ett visst grundämne har ett bestämt antal protoner i kärnan, kan antalet neutroner variera inom vissa gränser. Det är detta faktum som ger upphov till s.k. isotoper. Ett exempel är grundämne 1, väte, som har en proton i kärnan men som dessutom kan innehålla 0, 1 eller 2 neutroner dvs. väte har tre isotoper med atommassorna 1, 2 och 3 med symbolerna H, D (eller ^2H) och T (eller ^3H).

Flera viktiga egenskaper hos isotoperna beror av deras massor, som alltså är summan av antalet protoner och neutroner och brukar betecknas med bokstaven A . Masstalet, A , ger ett approximativt värde på atomvikten för en viss isotop och den totala atomvikten för ett visst grundämne bestäms av den aktuella blandningen av isotoper.

För att specificera en viss isotop av ett grundämne anges Z , A och den kemiska symbolen på ett bestämt sätt. Sålunda motsvarar nedanstående beteckningar



tre bestämda isotoper av grundämnena koppar, uran och väte, nämligen Cu-63, U-235 och H.

5.2.1 Isotopfraktionering – vad är det?

Två olika isotoper av samma grundämne har alltså olika masstal men i stort sett samma kemiska egenskaper eftersom dessa i huvudsak bestäms av antalet elektroner. Vissa kemiska effekter kan emellertid uppkomma på grund av skillnaderna i masstal.

Olika isotoper kan ha något olika jämviktskonstanter för en viss kemisk reaktion, vilket kan ge upphov till s.k. isotopfraktionering. Omfattningen av isotopfraktioneringen kan uttryckas genom en fraktioneringsfaktor, α , också känd som separationsfaktor eller anrikningsfaktor. α utgör kvoten mellan två isotoper i en förening eller fas genom motsvarande kvot i en annan fas dvs.

$$\alpha = \frac{({}^lN/{}^tN)_1}{({}^lN/{}^tN)_2}$$

där lN och tN betecknar den relativa förekomsten av lätta och tunga isotoper i de två föreningarna, 1 och 2.

För att erhålla mer hanterliga tal (med färre decimaler) brukar man ofta använda nedanstående samband. De anrikningsfaktorer som vi i fortsättningen anger i detta kapitel baseras på detta uttryck

$$\delta^{l,t}N = \left[\frac{({}^lN/{}^tN)_{prov}}{({}^lN/{}^tN)_{referens}} - 1 \right] \cdot 1000\text{‰}$$

Ett exempel på en jämviktsreaktion, som innebär isotopanrikning är utfällning av kalcium-karbonat (CaCO_3) från en vattenlösning. O-18 anrikas med en faktor på 2,5 % vid utfällningen. Fraktioneringsfaktorn beror på temperaturen och detta kan följaktligen användas för att bestämma temperaturen på vattnet när utfällningen ägde rum. Detta är grunden för den s.k. syre-isotop-geotermometern.

Fotosyntesen är ett exempel på en anrikning av en lättare isotop, i detta fall ${}^{12}\text{C}$, i förhållande till den tyngre isotopen ${}^{13}\text{C}$. Cellulosa och lignin i trä har på detta sätt anrikats med en faktor på omkring 2,5 %. Denna anrikning är snarast ett exempel på en kinetisk effekt på grund av att C-12 rör sig snabbare genom processen och därigenom anrikas.

Fysikaliska processer som förångning, kondensation och termisk diffusion kan också resultera i avsevärd fraktionering. Så

blir t.ex. den lättare syreisotopen, ^{16}O , anrikad i vattenången från havet. Genom att å andra sidan de tyngre syreisotoperna anrikas vid kondensationen resulterar detta i en ytterligare anrikning av ^{16}O i atmosfären. Genom förångnings- och kondensationsprocesser vid ekvatorn och vid polerna kan vattnet vid polerna anrikas på ^{16}O med upp till 5 %.

Den klyvbara uranisotopen, ^{235}U , kan separeras och anrikas från den mer förekommande, icke-klyvbara isotopen, ^{238}U , genom de små skillnader i hastighet som uppstår när $^{235}\text{UF}_6$ och $^{238}\text{UF}_6$ ska passera genom porösa barriärer (se även avsnitt 5.4.5)

5.2.2 Radioaktiva isotoper

Det är bara en bråkdel av isotoperna som är stabila medan de andra förändras spontant genom s.k. radioaktivt sönderfall. En radioaktiv isotop sönderfaller till en eller flera stabila isotoper under avgivande av energi. Exempelvis omvandlas den radioaktiva isotopen tritium, T, (H-3), ^3H alltid till Helium-3, ^3He , genom att avge en β -partikel (egentligen en energirik elektron).

Under normala förhållanden sker sönderfallet för varje radioaktiv isotop med en väldefinierad och karakteristisk hastighet. Det innebär att om ingen nybildning sker är det bara en tidsfråga innan alla radioaktiva isotoper försvinner. Några isotoper sönderfaller emellertid så långsamt att de existerar på jorden även 4 500 miljoner år sedan de bildades. Kalium-40, ^{40}K , rubidium-87, ^{87}Rb , neodym-144, ^{144}Nd , uran-235, ^{235}U , uran-238, ^{238}U , och torium-232, ^{232}Th , är exempel på sådana långlivade isotoper.

Det kan i förstone upplevas som förbryllande hur mer kortlivade isotoper, som t.ex. radon-222 (^{222}Ra) och kol-14 (^{14}C), är så pass vanliga på jorden. Orsaken är att mängden av dessa förnyas genom speciella kärnreaktioner, ^{222}Ra genom radioaktivt sönderfall av uran och ^{14}C genom inverkan av kosmisk strålning. Kärnvapen och kärnkraftsanläggningar ger också upphov till en rad radioaktiva isotoper.

5.2.3 Grundämnenas isotopsammansättningar

Sedan i slutet av 1930-talet har geokemister, astrofysiker och kärnfysiker med förenade ansträngningar försökt att förklara hur den observerade isotopsammansättningen av olika grundämnen har uppkommit. Väte och helium antas ha bildats vid "Big Bang", medan resten av grundämnena har sitt ursprung på olika planeter.

De relativt sällsynta isotoperna med masstal 5-10 (litium, beryllium, bor) har delvis bildats genom kosmisk strålning, medan det mesta tyder på att de tyngre grundämnena syntetiserats genom olika typer av kärnreaktioner, som därigenom har givit upphov till de olika isotopsammansättningarna. Sålunda har praktiskt taget allt järn på jorden och i meteoriter visat sig innehålla 5,8 % ^{54}Fe , 91,72 % ^{56}Fe , 2,2 % ^{57}Fe och 0,28 % ^{58}Fe .

Det faktum att isotopsammansättningen av olika grundämnen är relativt konstant har gjort det meningsfullt att göra tabeller med genomsnittliga atomvikter. Atomvikterna är oerhört viktiga vid alla kemiska beräkningar.

5.2.4 Isotopernas egenskaper

Generellt sett kan skillnader i egenskaper hos olika isotoper av samma grundämne ha två orsaker – skillnader i massa eller skillnader i kärnstrukturen. Man brukar kalla den första orsaken för isotopeffekten medan den andra orsaken har namngivits på olika sätt beroende på dess effekter.

Helium har två stabila isotoper ^3He och ^4He , som finns i gasform under normala förhållanden. Vid en viss temperatur och ett visst tryck kommer ^4He att väga 33 % mer än samma volym av ^3He och kommer därigenom att få en högre densitet. Om väteisotopen H byts mot deuterium D i vatten så fås vad som kallas tungt vatten, vars täthet är ca 10 % högre än för normalt vatten.

Ytterligare en skillnad i egenskaper som beror av massan har att göra med atomers rörelsehastighet. Lättare ämnen rör sig med en genomsnittligt högre hastighet.

^3He i gasform rör sig i genomsnitt 15 % fortare än gasformig ^4He vid samma temperatur.

Andra egenskaper som beror på rörelsehastigheten är termisk konduktivitet och gasers viskositet.

Som tidigare nämnts finns det skillnader i egenskaper som beror av kärnstrukturen. Radioaktiviteten är en av dessa och är resultatet av en samverkan mellan de krafter som verkar mellan protoner, neutroner och elektroner. T.ex. är ^6He radioaktiv medan ^4He är stabil.

Kärnspinn är en annan egenskap hos vissa isotoper, som beror av antal och arrangemang av neutroner och protoner i atomkärnan. Det betyder att atomkärnorna fungerar som små magneter, som t.ex. kan samverka med elektromagnetisk strålning. Det är denna egenskap, som utnyttjas i NMR-spektroskopi, som har tillämpningar inom grundforskning, medicin och en rad teknikområden.

Fördelningen av neutroner och protoner i kärnan påverkar också omgivande elektroner.

En extra neutron i en viss isotop gör det möjligt att sprida protonerna på ett nytt sätt och kan också påverka atomkärnans form, vilket i sin tur inverkar på de energier som kan avges eller upptas av elektronerna.

5.2.5 Klyvbara isotoper

Inga grundämnen med atomnummer högre än 83, $Z > 83$, (Vismut) har stabila isotoper dvs. alla isotoper är föremål för radioaktivt sönderfall. De grundämnen som i första hand är aktuella i samband kärnkraftens utnyttjande är de s.k. aktiniderna dvs. $Z \geq 90$, på grund av att några av dessa isotoper är klyvbara.

Bland aktiniderna finns de enda kända klyvbara isotoperna med en enorm potential för energiproduktion men som också innebär långsiktiga risker för omgivningen. Uran med atomnummer 92 har ett par klyvbara isotoper ^{235}U och ^{233}U . Plutonium med $Z=94$ har också två klyvbara isotoper av stor betydelse nämligen ^{239}Pu och ^{241}Pu . Dessa bildas som icke önskvärda biprodukter i en kärnkraftsreaktor genom att ^{238}U , som själv inte är klyvbart, fångar upp neutroner vid klyvningen av ^{235}U . ^{235}U förekommer endast med en halt av ca 0,7 % i naturligt uran och måste anrikas upp till en halt av 2,8 % innan en kärnreaktion kan sättas igång (Spiro & Stigliani, 2003a).

Tyngre aktinider, $Z>94$, har huvudsakligen ett vetenskapligt intresse även om de har fått en viss användning inom cancerterapi. ^{232}Th har ett potentiellt stort ekonomiskt värde eftersom den kan omvandlas till ^{233}U , som i sin tur är klyvbar.

Även om några få isotoper är klyvbara så finns det många fler instabila eller radioaktiva isotoper. Faktum är att alla grundämnen har en eller flera radioaktiva isotoper. Som tidigare nämnts har det lättaste grundämnet av alla, väte, två isotoper, D (deuterium) och T (tritium) varav den sistnämnda är radioaktiv. Över 1000 radioaktiva isotoper är kända, varav ungefär 50 finns i naturen, resten är artificiellt framställda.

Mer än 500 radioaktiva isotoper produceras i kärnreaktorer.

Radioaktiva isotoper har en rad användningsområden inom medicin och teknik: Radioaktiva spårämnen för bild- och funktionsdiagnostik, t.ex. ^{99}Tc -fosfatkomplex för skelett-scintigrafi, en rad andra ^{99}Tc -märkta substanser för diagnostik av hjärta, njurar, lungor och andra organ och vävnader, ^{18}F -märkt glykos för tumördiagnostik

Radioaktiva preparat används för lokaliserad strålbehandling, t.ex. ^{125}I och ^{192}Ir för behandling av tumörer. ^{60}Co används som strålkälla inom cancerterapi, ^{131}I för att lokalisera hjärntumörer. ^{14}C används för studier av diabetes, gikt, blodbrist m.m.

^{241}Am används i brandvarnare. T i utrymningsskyltar samt ^{210}Po och ^{238}Pu för el-generering inom rymdindustrin.

5.3 Analytiska metoder och deras begränsningar

5.3.1 Masspektrometri

Masspektrometri (MS) är den analysteknik som har försett oss med det mesta av det experimentella underlag på vilket vår förståelse om atomernas egenskaper och i synnerhet isotopernas existens är baserat.

J. J. Thomson har fått äran av att ha konstruerat det första instrument, som kunde användas för att separera atomer på grundval av förhållandet mellan deras massa/laddning. Det var experiment med detta instrument som ledde till upptäckten av de första två isotoperna över huvud taget nämligen ^{20}Ne och ^{22}Ne i ädelgasen neon år 1913. (Rouessac & Rouessac, 2000) Detta arbete följde på Thomsons nobelpris i fysik, 1906, för studier av speciella egenskaper hos elektronen.

En av Thomsons kollegor, F.W. Aston, fortsatte detta banbrytande arbete och över 200 naturliga isotoper upptäcktes, bl.a. en tredje neonisotop, ^{21}Ne , som endast förekommer i små mängder. F.W. Aston tilldelades nobelpriset i kemi 1922 för dessa enastående upptäckter. Platzner (Plantzner, 1997) ger en kortfattad historisk betraktelse av den tidiga utvecklingen av MS i en relativt nyutkommen bok, som också utgör en god kunskapskälla om isotopmätningar i allmänhet.

Över hundra år efter den ursprungliga idén, har en stor mängd instrument för MS konstruerats, i själva verket alldeles för många för att kunna beskrivas i detalj här. Redogörelsen begränsas därför till en diskussion om den typ av magnet-sektor-instrument, som användes i Thomsons ursprungliga konstruktion och som används ännu idag. Den grundläggande förutsättningen i MS är att en laddad partikels rörelse i vakuum kan manipuleras genom påverkan av magnetiska eller elektriska fält. Som synes i *figur 5.1* kommer joner med olika kvoter massa/laddning att röra sig i cirkulära banor med olika radier i ett magnetiskt fält. Ett annat viktigt kännetecken är att joner med olika kvoter massa/laddning fokuseras längs ett plan.

Genom att införa en rad detektorer längs detta fokalkplan är det möjligt att kontrollera en mängd joner samtidigt och att därigenom mäta isotopkvoter med mycket hög precision.

Efter det att jonerna har bildats i någon lämplig källa, vide infra, anrikas provet genom att man applicerar en stor potentialgradient mellan jonkällan och masspektrometern med motsatt laddning i förhållande till jonladdningen. På detta sätt accelereras jonerna till höga hastigheter, som hindrar dem från att helt enkelt diffundera till ytorna i instrumentet där de kan neutraliseras.

En förutsättning är att jonerna överlever transporten från jonkällan till detektorn, vilket underlättas genom att åstadkomma vakuum i instrumentet. När trycket sjunker blir det färre kollisioner mellan partiklarna. Kollisioner är oönskade av två skäl. Det första skälet är att jonerna kan tappa sin laddning genom att överföra elektroner till sin kollisionspartner, vilket leder till att antalet detekterbara joner minskar. Det andra skälet är att joner kommer ur spår vilket leder till att de inte når detektorn och på det viset uppkommer förluster. Den senare effekten kan liknas vid när en biljardboll snuddar vid en annan på sin väg till "fickan". Kollisionen innebär ovillkorligen en missad stöt. De spridda jonerna tenderar att kollidera med instrumentdelar, som t.ex. magnetpolerna där de neutraliseras.

Den största delen av resttrycket i en masspektrometer är resultatet av läckage av atmosfärsgaser in i instrumentet. Dessa gaser, huvudsakligen syre (O_2), kväve (N_2) och argon (Ar) är mycket lätta, dvs. de har låga masstal vilket leder till att de sprider lättare joner i högre grad än tyngre. – En stillastående biljardboll har betydligt större effekt på en kolliderande bordtennisboll än på ett bowlingklot i rörelse. – Följaktligen kommer tyngre joner att lättare överleva transporten genom masspektrometern än lättare joner vilket betyder att detektionsgränsen ökar med massan. Det bör dock påpekas att det finns andra effekter som också påverkar problemet, som brukar benämnas "instrumentell massdiskriminering" eller "massavvikelse". Detta får till effekt att när en isotopkvot mäts

experimentellt kommer resultatet inte att motsvara den egentliga sammansättningen i provet. Experimentella MS-data måste därför alltid korrigeras för instrumentell massdiskriminering. Denna korrigering görs genom mätning på ett prov med en känd isotopsammansättning. Här finns emellertid ett dilemma genom att isotopsammansättningen har bestämts genom mätning med MS. Lösningen till detta problem är att använda sig av syntetiserade blandningar av rena isotoper.

Även om det finns mer effektiva metoder för att anrika rena isotoper kan MS också användas för detta ändamål. Historiskt sett har stora masspektrometrar, s.k. ”calutrones”, utvecklats för elektromagnetisk anrikning av ^{235}U , dvs. den uranisotop som användes vid tillverkning av den första atombomben i Manhattanprojektet (Rosseac & Rousseac, 2000). Under förutsättning att det finns tillräckligt rena prov av två eller fler isotoper kan man åstadkomma blandningar med en känd sammansättning. Genom att jämföra uppmätta isotopkvoter (R_{meas}) med kända sådana (R_{true}) kan man kalibrera sitt instrument, dvs. bestämma den instrumentella massdiskrimineringsfaktorn (K):

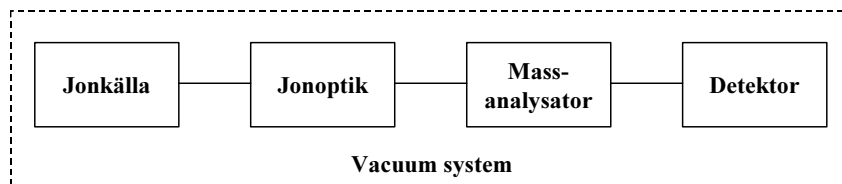
$$R_{\text{true}} = R_{\text{meas}} \cdot K; \quad K = R_{\text{true}}/R_{\text{meas}}$$

Det bör nämnas att K är massberoende och därför måste bestämmas för varje grundämne och kanske t.o.m. för varje par av isotoper som studeras. (Woodhead, 2002). Korrektionsfaktorns teoretiska betydelse har varit föremål för omfattande undersökningar (Russell *et al*, 1978).

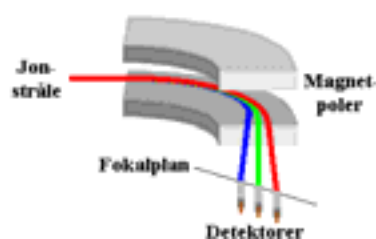
En fullständig matematisk behandling av massdiskrimineringsfaktorn bygger på en grundläggande förståelse av de underliggande fysikaliska orsakerna. Fram till dess förblir K en empirisk korrektionsfaktor trots att den ofta förekommer i olika ”lagar” som refereras till i litteraturen. Av detta skäl finns ett växande behov av att försäkra sig om att de isotopkvoter som uppmäts och korrigeras i ett laboratorium kan reproduceras i ett annat. Detta nödvändiggör att det finns referensmaterial för användning som internationell standard vid kalibrering av mät-

ningar med masspektrometri. Referensmaterial med certifierade isotopsammansättningar kan erhållas från sådana auktoriteter som "Institute for Reference Materials and Measurements", Geel, Belgien och "National Institute of Standards and Technology", Gaithersburg, USA.

(a)



(b)



(c)

$$m/z = \frac{B^2 \cdot r^2 \cdot q_e}{2 \cdot V}$$

- m = isotopmassa (kg)
- z = jonladdning (enhetslös)
- B = magnetisk fältstyrka (T)
- r = magnetsektorns böjningsradie (m)
- q_e = elektronladdning (1.60×10^{-19} C)
- V = accelerationspotential (V)

Figur 5.1. Schematiskt diagram som visar (a) masspektrometerns uppbyggnad; (b) en detaljskiss av en massanalysator av magnetsektor typ; (c) huvudekvationen för masseparationen. Jonerna som bildas i jonkällan har karakteristiska kvoter massa/laddning (m/z). Jonerna accelereras av en potential över jonoptiken och injiceras i massanalysatorn. Eftersom magnetsektorn har en bestämd böjningsradie (r), kan joner med olika m/z fokuseras genom att variera antingen accelerationspotentialen (V) eller den magnetiska fältstyrkan (B). En ökning av B eller en minskning av V kommer att föra tyngre joner till fokus i en given punkt av fokalplanet enligt (b).

5.3.2 Infraröd spektroskopi

Även om masspektrometri avgjort är det första valet av teknik för isotopanalyser är det dock inte det enda. Den stora fördelen med MS i sina olika varianter är att den är applicerbar på i stort sett alla grundämnen och föreningar. Som tidigare nämnts kan, å andra sidan, massdiskrimineringen utgöra en stor felkälla om man inte kompenserar för den på ett riktigt sätt. Det finns därför motiv för att hitta andra tekniska metoder att mäta isotopkvoter för att kunna verifiera data på ett oberoende sätt. En sådan metod är infraröd (IR) spektroskopi.

När det gäller isotopmätningar är dock IR-spektroskopin fortfarande väldigt mycket i sin barndom. I motsats till MS, med vilken man kan mäta isotopsammansättningar av föreningar av nästan alla slag, är IR för närvarande endast applicerbar på föreningar som är i gasform. Isotopmätningar med hjälp av IR-spektroskopi har därför huvudsakligen utförts på gaser i atmosfären, bland vilka koldioxid (CO_2) har blivit ett populärt val. (Becker *et al.*, 1992; Esler *et al.*, 2000) Den största fördelen med IR jämfört med MS, bortsett från frånvaron av problem med massdiskriminering, är att den är betydligt billigare och portabel. Mätning och övervakning av atmosfären utgör därför de viktigaste applikationsområdena.

Esler *et al.* (2000) har anmärkt att man med IR spektroskopin kan analysera s.k. isotopomerer i gaser som ozon (O_3) och dikväveoxid (N_2O). Den senare är en gas som påverkar den globala uppvärmningen och som bryter ned ozonlagret i stratosfären (Spiro & Stagliani, 2003). – Isotopomerer kallas de kemiska föreningar i vilka en eller flera atomer utgörs av isotopblandningar. Eftersom det finns två stabila väteisotoper, ^1H och ^2H kan den enkla vätemolekylen (H_2) förekomma i form av tre isotopomerer nämligen $^1\text{H}-^1\text{H}$, $^1\text{H}-^2\text{H}$ och $^2\text{H}-^2\text{H}$, vilka representerar alla tänkbara kombinationer av två väteatomer.

När det gäller N_2O finns det två isotopomerer, $^{14}\text{N}^{15}\text{N}^{16}\text{O}$ och $^{15}\text{N}^{14}\text{N}^{16}\text{O}$ som har identiskt lika molekylvikt och som därför inte kan skiljas med hjälp av MS (Yung & Miller, 1997). Orsaken

till att man med hjälp av IR spektroskopi kan skilja på och analysera dessa och andra par av isotopomerer ligger i bindningen mellan atomerna i molekylen.

Även om massdiskriminering inte utgör ett problem med IR-spektroskopin kräver metoden ändå en kalibrering för att överföra instrumentets utslag till en viss koncentration av isotopomerer. Gaser med standardiserade sammansättningar måste därför finnas för att kalibrera mätningarna. Sådana gasstandards är ofta analyserade med MS (Esler *et al.*, 2000) Lyckligtvis kan syntetiska standards också tillverkas genom att använda isotopanrikade ursprungsmaterial och renade produkter, som innebär att beroendet av MS minskar.

De flesta bilägare kommer omedvetet förr eller senare i kontakt med IR spektroskopi. (Rouessac & Rouessac, 2000) Sådana instrument används nämligen rutinmässigt vid mätning av utsläpp av giftiga gaser som kolmonoxid, oförbränt bränsle i form av kolväten etc.

5.4 Tillämpningar av isotopkvotsmätningar

Mätning av isotopkvoter har ett stort antal tillämpningsområden inom flera vetenskapsområden (Platzner, 1997). Särskilt relevanta forskningsområden behandlar datering av grundvatten och isotopanalys av aktinider, särskilt uran (U) och plutonium (Pu), vilka närmare beskrivs nedan.

5.4.1 Datering av grundvatten

Masspektrometrin har en viktig roll att fylla i samband med valet av plats för slutförvaret av använt kärnbränsle.

Ett viktigt kriterium för platsvalet är, att i händelse av läckage från deponerade kopparkapslar, de frigjorda radionukliderna kan isoleras av geologiska barriärer och hindras från att nå biosfären (KASAM, 2001). Förorenat vatten från förvaret kan då inte

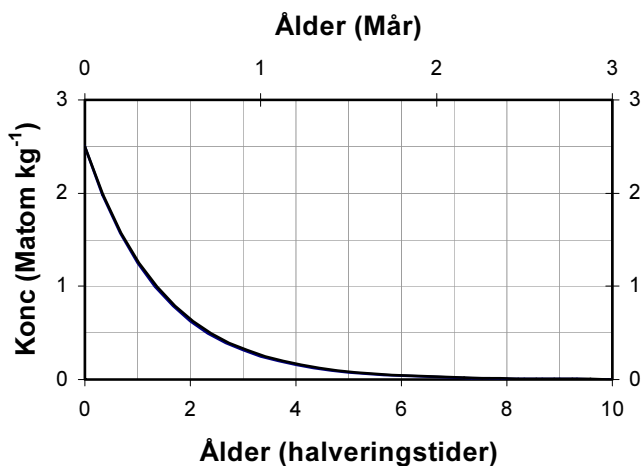
obehindrat blanda sig med omgivande vatten. Genom att införa stabila isotoper eller långlivade radioaktiva spårämnen och mäta deras transport genom geologiska barriärer och förekomst i omgivande miljöer kan man undersöka flödesvägar i borrhål. Genom att mäta förändringar i isotopsammansättningen kan man få en uppfattning om transporthastigheter i berget. Sådana försök har nyligen påbörjats i Äspö.

En mer traditionell, icke-inkräktande metod att fastställa hur effektivt berget är som barriär mot spridning av radionuklider utgörs av dateringstekniker. Dessa består i analys av utvalda isotoper i vattenprover från borrhål i närheten av möjliga förvarsplatser. Vissa radioaktiva isotoper bildas naturligt genom inverkan av kosmisk strålning på atomer på jordytan. Sådana s.k. kosmoga radionuklider sprids i atmosfären och genom inverkan av regn och snö kommer de slutligen att nå vattensamlingar på jordytan. En radioaktiv klorisotop, ^{36}Cl , uppvisar särskilt lovande egenskaper för datering av grundvatten (Faure, 1986). Denna isotop har en halveringstid av $3,08 \times 10^5$ år och de kemiska egenskaperna hos kloridjonen utgör en god garant för att den bildade ^{36}Cl förblir i lösning. En minskning av ^{36}Cl -halten beror således endast på radioaktivt sönderfall och inte på utfällningsreaktioner, som också kan påverka kosmoga radionuklider. Detta gör att miljoner år gammalt vatten kan åldersbestämmas.

Mätningar av ^{36}Cl i färska isprover från Antarktis har visat på halter av $2,5 \times 10^6$ atomer/kg is. Om en viss vattenvolym eller ett stycke is har isolerats från inflöde av nybildad ^{36}Cl minskar halten exponentiellt, vilket visas i *figur 5.2*. Under förutsättning att man känner till den ursprungliga koncentrationen i vattnet och kan mäta den nuvarande nivån i ett prov från t.ex. ett borrhål, kan vattnets ålder beräknas. Om den uppmätta ^{36}Cl -halten t.ex. är $1,25 \times 10^6$ atomer/kg (1,25 miljoner atomer/kg = 1,25 Matomer/kg) motsvarar provets ålder en halveringstid, dvs. omkring 0,3 miljoner år (0,3 Mår). Om ett vatten från en viss plats har isolerats från inflöde av yngre och färskare vatten under mycket lång tid är det troligt att de geologiska formationerna

också kan begränsa utflödet av radionuklider från eventuellt skadade kopparkapslar i ett förvar av utbränt kärnbränsle.

Ytterligare exempel på användning av radioaktiva isotoper i samband med datering av grundvatten och grundvattenflöden ges i kap. 4.



Figur 5.2. Ändringar i koncentrationen av den kosmogena radionukliden ^{36}Cl i grundvatten som funktion av tiden. Det har antagits att initialkoncentrationen är $2,5 \times 10^6$ atomer kg^{-1} , som är det uppmätta värdet i färska isprover från Antarktis (Faure, 1986). Efter $3,08 \times 10^5$ år (en halveringstid), har initialkoncentrationen halverats. Mätningar av koncentrationen av ^{36}Cl i grundvatten med hjälp av masspektrometri gör det därigenom möjligt att bestämma provets ålder.

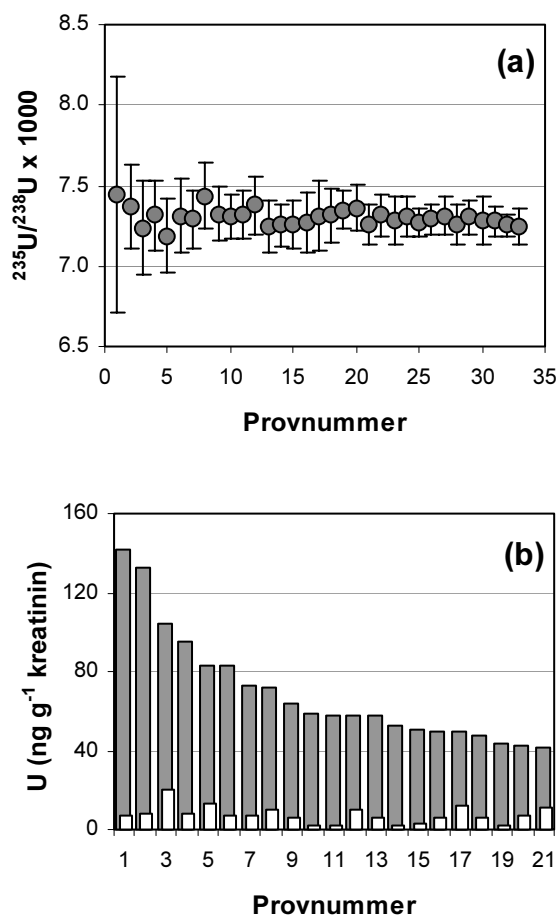
5.4.2 Spårande av radioaktiva källor

Uran i naturligt förekommande mineral har i huvudsak en konstant isotopsammansättning, som består av 0,005 % ^{234}U , 0,720 % ^{235}U och 99,275 % ^{238}U (Richter *et al.*, 1999; Desideri *et al.*, 2002; Cobb *et al.*, 2003).

Den resulterande kvoten, $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 7,25 \times 10^{-3}$ är därför den som kan förväntas i t.ex. biologiska material och kroppsvätskor från växter och djur som utsatts för exponering av uran i den naturliga miljön. Den naturliga isotopsammansättningen blir emellertid radikalt förändrad genom de industriella processer som syftar till en anrikning av uran för tillverkning av kärnbränsle eller kärnvapen. I båda tillämpningarna fordras en anrikning av ^{235}U , om än i mycket olika omfattning. För användning som bränsle i lättvattenreaktorer av den typ som används i Sverige måste halten av ^{235}U vara minst 2,8 %, medan en anrikning till ungefär 93 % ^{235}U krävs för tillverkning av kärnvapen (Spiro & Stigliani, 2003). En biprodukt i denna anrikningsprocess är det ökända materialet utarmat uran (depleted uranium, DU).

I kölvattnet av Gulfkriget och den senare Balkankonflikten, uppstod farhågor om att exponeringen för avfall från pansarbrytande ammunition, som innehåller utarmat uran, skulle utgöra en hälsorisk (Sandström, 2002). Analyser av jordprover från Kosovo efter konflikten har resulterat i förändrade isotopkvoter vilket tyder på att det har skett en förorening av området genom användning av utarmat uran i ammunitionen. Urinprover som togs från boende i det område som misstänktes vara förorenat av utarmat uran visade däremot naturliga isotopkvoter av uran (Tresl. *et al.*, 2004), vilket visas i *figur 5.3(a)*.

Under 2001 gjordes en undersökning av de deltagarna i den svenska fredsstyrkan. Urinprover togs och analyserades med MS före avresan till Kosovo och efter sex månaders tjänstgöring där. Koncentrationerna av uran i urin visades sig vara ungefär 10 gånger lägre vid det senare tillfället vilket åskådliggörs i *figur 5.3(b)*. (Sandström, 2002)



Figur 5.3 (a). Uranisotopkvoter uppmätta i urinen hos lokalbefolkningen i ett område som antas ha blivit smittat av utarmat uran. Osäkerhetsnivåerna motsvarar 95 % konfidensintervall; data har hämtats från Tresl et al. (2004).

(b) Urankoncentrationer i urinen hos KFOR personal före avresan från Sverige (skuggade staplar) och efter sex månaders tjänst i Kosovo (ofyllda staplar). Data har hämtats från Sandström (2002).

På detta vis har användningen av MS bidragit till att skingra farhågorna i samband med den svenska personalens exponering för utarmat uran.

Det bör nämnas att använt kärnbränsle från kärnkraftsreaktorer fortfarande innehåller ^{235}U . Genom upparbetning kan ^{235}U återanrikas upp till omkring 4 % och användas som bränsle i en reaktor (Desideri *et al.*, 2002). Vid den kemiska upparbetningen av använt kärnbränsle kommer dock både det anrikade uranet och biprodukten utarmat uran att vara förorenade av nybildade isotoper som ^{236}U , ^{239}Pu och ^{240}Pu .

Analys med hjälp av masspektrometri har givit ovedersägliga bevis för att den pansarbrytande ammunition, som användes i Balkan, åtminstone delvis innehöll utarmat uran från upparbetat kärnbränsle. Detta har åstadkommit en spridning av konstgjorda radioaktiva isotoper i miljön. De mängder av radionuklider som har tillförts har dock ansetts vara obetydliga i förhållande till andra källor, som till exempel utsläppen från Tjernobyl, och deras toxikologiska effekter har ansetts vara försumbara.

Masspektrometrin har också en viktig roll att fylla när det gäller att identifiera spridningskällor av radioaktiva föroreningar i miljön. Under den senare hälften av 1900-talet, med maximum under perioden 1963-64, har kärnvapensprängningar i stratosfären utförda av USA och Sovjetunionen, givit upphov till en spridning av radioaktivt material över jordklotet.

Detta resulterade i ett globalt nedfall av storleksordningen 50–100 Bq m⁻² uttryckt som summan av de vanligaste isotoperna, ^{239}Pu och ^{240}Pu , och med beteckningen $^{239+240}\text{Pu}$. Det kan dessutom förekomma lokala eller regionala källor som läckage eller medvetna utsläpp från kärnkraftsverk, upparbetningsanläggningar, reaktor- eller satellitolyckor (Warneke *et al.*, 2002). En lokal eller regional spridningskälla kan troligen upptäckas på grund av en förhöjd mängd av $^{239+240}\text{Pu}$, men en mätning av isotopkvoter ger en mer definitiv information, eftersom varje källa har en karakteristisk isotopsammansättning (Kelley *et al.*, 1999; Warneke *et al.*, 2002; Ketterer *et al.*, 2004).

Det bör poängteras att användningen av $^{239+240}\text{Pu}$ beror på den vanliga tillämpningen av α -spektrometri för att mäta mängden plutonium i omgivningen. Energinivåerna hos α -partiklar, som avges vid sönderfall av ^{239}Pu resp. ^{240}Pu , är i de flesta fall alltför lika för att kunna separeras och som en konsekvens av detta mäts i stället summan av de båda isotoperna (Mitchell *et al.*, 1997).

Isotopdata för plutonium har samlats i *tabell 5.1*, där det framgår att kvoten $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ varierar stort mellan olika källor, vilket ger möjligheter att identifiera spridningskällorna till föroreningarna. Denna möjlighet exemplifieras genom data som visas i *figur 5.4* (hämtad från Ketterer *et al.*, 2004). Där visas att jordprover från södra Polen är förorenade av nedfall av plutonium från norra halvklotet. Prover från nordöstra Polen har däremot visat sig innehålla föroreningar från olyckan i Tjernobyl. Det plutonium som finns i de sist nämnda proverna representerar en blandning av material från två olika källor.

Det är viktigt att inse att isotopkvoter kan ändras under den aktuella tidsrymden för ett förvar för utbränt kärnbränsle eftersom radionukliderna har olika halveringstid. När det gäller ^{239}Pu och ^{240}Pu framgår detta tydligt i *tabell 5.1 (a)*. Skillnader mellan isotopsammansättningar från olika källor kommer dock att bestå och därför kommer mätningar av isotopkvoter att ge värdefull information om spridningskällorna långt in i framtiden. Efter ca 65 000 år, vilket motsvarar 10 halveringstider av ^{240}Pu kommer dock koncentrationen av ^{240}Pu att endast vara endast 0,1 % av den nuvarande. Den blir därför svår att detektera åtminstone med dagens teknologi.

Tabell 5.1. (a) Halveringstider (Kelley *et al.*, 1999; Ketterer *et al.*, 2002) och mängd-förhållanden av Pu isotoper i "vapenhaltig" plutonium (Mitchell *et al.*, 1997).

(b) Atomkvoter för de två vanligaste Pu isotoperna med varierande ursprung.

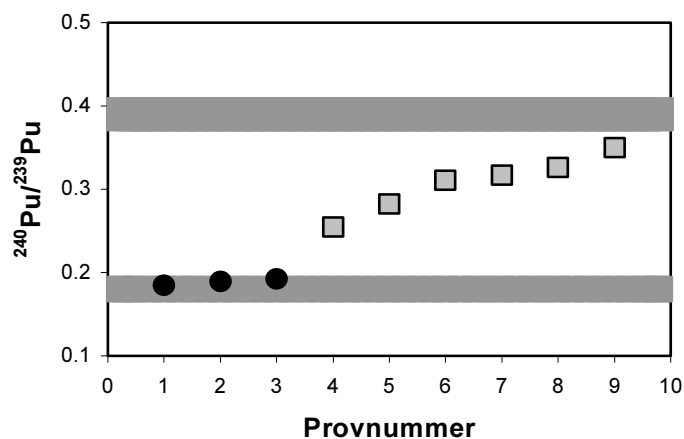
(a) Isotop	Halveringstid (år)	Mängd (atom %)
²³⁸ Pu	87,74	<0,005 – 0,04
²³⁹ Pu	24119 ± 27	93,3 – 97,0
²⁴⁰ Pu	6564 ± 11	2,9 – 6,0
²⁴¹ Pu	14,33 ± 0,02	0,12 – 0,58
²⁴² Pu	376000	–

(b) Pu källor	²⁴⁰ Pu/ ²³⁹ Pu	Referenser
Globalt nedfall (norra halvklotet)	0,166 – 0,194	Kelley <i>et al.</i> , 1999
Vapenproduktion	0,01 – 0,07	Warneke <i>et al.</i> , 2002
DU från upparbetat kärnbränsle	0,12	Desideri <i>et al.</i> , 2002
Olyckan i Chernobyl	0,37 – 0,41	Muramatsu <i>et al.</i> (2002), Boulyga & Becker, 2002

5.5 Processer som leder till isotopfraktionering

I det s.k. LTDE-projektet undersöker SKB i vilken utsträckning olika radioaktiva ämnen kan diffundera in i bergmatrisen. LTDE står för Long Term Diffusion Experiment. I projektet Long Term Test of Buffer Material (LOT) studerar SKB diffusion av radioaktiva ämnen genom bentonitbufferten.

De aktuella projekten att studera transport av radionuklider genom berggrunden i Äspö och bentonit, innehåller två potentiellt komplicerande faktorer, som kan åstadkomma svårigheter när det gäller tolkning av resultaten. Grundvattenflödet genom berggrunden måste vara i stort sett försumbar i mätområdet för att få en diffusionsdriven transport och för att förhindra tillfällig spridning från någon radioaktiv läcka.



Figur 5.4. Isotopkvoter av Pu i jord-prover från Polen som visar på möjligheter att skilja mellan olika källor. Det nedre skuggade området innehåller de isotopkvoter $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ som är typiska för nedfall på norra halvklotet. Pu i proverna 1–3, som är insamlade i södra Polen (fyllda symboler) visar klart att de kommer från denna källa. Det övre skuggade området omfattar sammansättningsintervallet av Pu med ursprung i Tjernobyl. Proverna 4–9 är från i nordöstra Polen och uppvisar isotopkvoter som är karakteristiska för en blandning mellan nedfall på norra halvklotet och Tjernobyl Pu. Data har hämtats från Ketterer et al. (2004).

Den första följdfrågan är om olika isotoper av samma grundämne transporteras med samma hastighet eller inte. Den andra frågan handlar om i vilken omfattning kemiska reaktioner, som utfällning och komplexbildning, kan leda till isotopfraktionering i djupförvaret.

Det är väl känt att lättare atomer och molekyler diffunderar fortare i gasfas, vilket används för att anrika den klyvbara uranisotopen ^{235}U , som tidigare nämnts. Denna process innebär att uran omvandlas till den flyktiga föreningen, UF_6 . Under

passagen genom var och en av en serie porösa diffusionsbarriärer, blir gasen allt mer anrikad på den lättare isotopomeren, $^{235}\text{UF}_6$, med en faktor som är lika med kvadratroten av $^{238}\text{UF}_6/^{235}\text{UF}_6$ dvs. kvoten mellan molekylmassorna. Eftersom varje fluoratom har masstalet 19, blir anrikningsfaktorn $\sqrt{(238+6 \times 19)/(235+6 \times 19)} \approx 1,004$, vilket innebär att det behövs hundratals diffusionsbarriärer för att anrika naturligt uran som innehåller 0,72 % ^{235}U , till den nivå som krävs i kärnbränsle dvs. minst 2,8 % ^{235}U (Spiro & Stigliani, 2003).

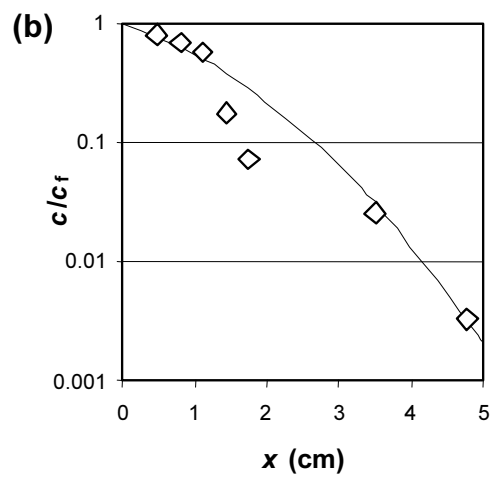
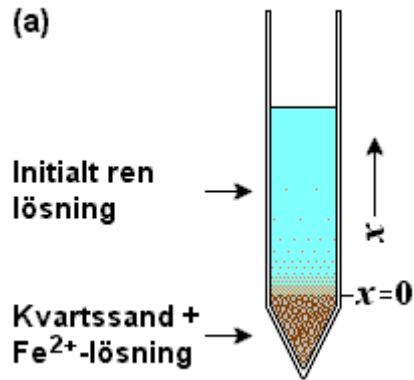
Även om isotopseparering genom gasdiffusion är en välkänd process, har motsvarande effekt i lösning beskrivits först helt nyligen (Rodushkin *et al.*, 2004).

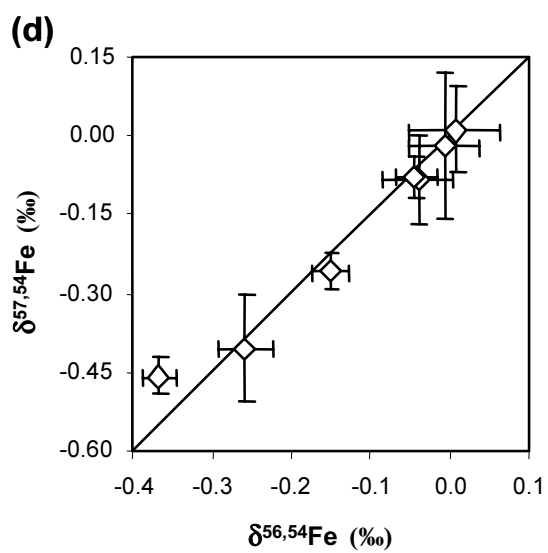
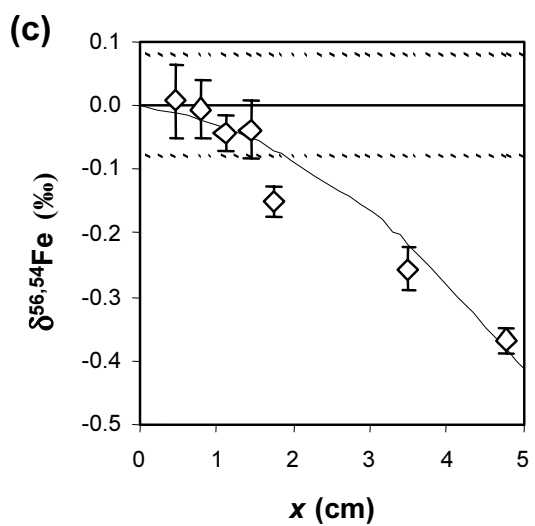
I *figur 5.5(a)* visas schematiskt att när en lösning av Fe^{2+} kommer i kontakt med en annan jonfri lösning kommer Fe^{2+} att diffundera in i den senare. Fe^{2+} kommer gradvis att tränga längre in i den rena lösningen, vilket ger upphov till en koncentrationsgradient som visas i *figur 5(b)*. Järnkonsentrationen minskar med faktorerna 10 och 100 med distanserna (x) på omkring 2,7 cm respektive 4,2 cm från gränssytan mellan de två lösningarna, vilken betecknas med $x = 0$. Dessa observationer överensstämmer perfekt med vad som förväntas enligt teorin (Noggle, 1996).

I *figur 5.5(c)* beskrivs diffusionens inverkan på isotopsammansättningen i järnprover som tagits på olika avstånd från gränssytan, $x = 0$. Efter 72 timmar och på ett avstånd av omkring 5 cm från gränssytan har $\delta^{56,54}\text{Fe}$ -värde på $-0,04$ %, vilket betyder att lösningen har anrikats med avseende på den lättare isotopen, vilket i sin tur betyder att ^{54}Fe joner har diffunderat fortare än motsvarande ^{56}Fe joner. *Figur 5.5(d)* visar att samma förhållande också gäller för en tredje järnisotop ^{57}Fe .

I figuren visas en s.k. treisotopkurva (Zhu *et al.*, 2001), som ger en värdefull kontroll av konsistensnivån hos experimentella data. Hos isotop-paren $^{57}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$ och $^{56}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$ är skillnaderna i massa 3 rep. 2 massenheter. Varje process, som ger upphov till en fraktionering mellan $^{56}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$, kan förväntas ha en ännu större effekt på isotop-paret $^{57}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$ med tanke på den större

skillnaden i massa. Förenklat sett kan det förväntas att kvoten av d-värdena, $(\delta^{57,54}\text{Fe})/(\delta^{56,54}\text{Fe})$, ska bli ungefär lika med kvoten mellan skillnaderna i massa, $3/2$, vilket verifieras av resultaten i figur 5.5(d). Analoga resultat har erhållits för zinkisotoper med samma experimentuppställning.





Figur 5.5. Effekt av diffusion i lösning på koncentration och isotopsammansättning av järn.

(a) Utformning av experiment med 1 ml järnlösning som täcks av kvartssand för att åstadkomma en mekanisk barriär. Efter en försiktig tillsats av 9 ml ren järnfri lösning fick uppställningen stå orörd i 72 timmar. Därefter togs prover från lösningen uppifrån i volymer på 0,5 till 1,0 ml.

(b) Med ökande avstånd (x) från järnkällan minskar koncentrationen i enlighet med en ren diffusionsmodell, som illustreras av den heldragna linjen. Data ges som den uppmätta koncentrationen (c) genom den slutkoncentration (c_f) som erhålles då allt järn är jämnt fördelat i hela volymen.

(c) Ändringar i isotopsammansättningen hos järnprover tagna på olika avstånd från källan. Den horisontella heldragna linjen visar den ursprungliga isotopsammansättningen och de parallella prickade linjerna begränsar osäkerhetsområdet för kvoten $^{56,54}\text{Fe}$. Datapunkterna med osäkerhetsområden visar ändringar i isotopsammansättningen som funktion av avståndet. Efter omkring 1,5 cm har isotopsammansättningen ändrats avsevärt från den ursprungliga. Den heldragna kurvan motsvarar en matematisk modell av diffusionens effekt på isotopsammansättningen.

(d) En s.k. tre-isotopkurva som visar att ändringen i isotopsammansättningen är beroende på massan av de diffunderande isotoperna. Eftersom masskillnaderna mellan isotop-paren $^{57}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$ och $^{56}\text{Fe} - ^{54}\text{Fe}$ är 3 respektive 2 massenheter bör datapunkterna hamna på en linje med lutningen omkring 3/2. Det är tydligt att alla punkter utom en faller på den teoretiska kurvan dvs. den heldragna linjen.

Det är tydligt att diffusion åstadkommer en fraktionering av lösta komplex i alla miljöer, vilket är en potentiell felkälla vid tolkning av resultat från isotop-mätningar. Storleksordningen av denna process är å andra sidan mycket liten och kommer därigenom inte att ha någon märkbar effekt på säkerhetsanalyserna vid djupförvaring av använt kärnbränsle.

Det kan visas att det finns ett enkelt samband mellan diffusionskoefficienten ($D/\text{cm}^2\text{s}^{-1}$) och den distans (x/cm), som en isotop (eller annat diffunderande ämne) kan transporteras på en viss tid (t/s). Detta samband uttrycks genom Einstein-Smoluchowskis ekvation (Atkins, 1990): $D = x^2/(2t)$.

Om vi antar en diffusionskoefficient på $1,0 \times 10^{-5} \text{ cm}_2 \text{ s}^{-1}$, vilket motsvarar ett något lättare och rörligare ämne än järn, ($D \approx 0,6 \times 10^{-5} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$), upplyser oss Einstein-Smoluchowskis ekvation om att transportsträckor på 1, 10 och 1000 m genom enbart diffusion skulle ta 16, 1600 resp. 16 miljoner år. Diffusion är uppenbarligen en extremt långsam process. (Detta gör att du måste röra om i ditt kaffe eller te efter att ha tillsatt en sockerbit.)

Den andra angelägenheten som diskuterats ovan gäller den växande mängd av bevis som antyder att fraktionering är en ganska vanlig konsekvens av kemiska reaktioner av olika slag. Diskussionen här kommer därför att begränsas till att redovisa några preliminära resultat från egna (Forsling, W. *et al.*, 2004) experimentella studier av tillsatser av metalljonlösningar till färsk pulveriserad bentonitlera.

Prover från den lösning som fanns kvar ovanför den svällda bentoniten efter en natt togs ut för isotopanalys. Resultaten som sammanställts i *tabell 5.2* visar att det mesta av de lösta jonerna har avlägsnats av bentoniten. Detta är en av de mest attraktiva egenskaperna hos bentonit som barriärmaterial i KBS-3-konceptet för djupförvar av utbränt kärnbränsle (KASAM, 1998).

En intressant observation, som gjordes vid dessa experiment, gäller bentonitens svällningsegenskaper i närvaro av kopparjoner (Cu^{2+}) i vattenlösningen. Svällningen i vattenlösningen minskade nämligen märkbart. En liknande effekt har tidigare konstaterats

för kalciumjoner (Ca^{2+}) vilket leder till att Na-bentonit sväller betydligt mer än Ca-bentonit (Abdullah *et al.*, 1999; Hoeks *et al.*, 1987). Under förvarets livstid kommer Na-bentoniten (som är den barriär som föredras i KBS-3-konceptet) att omvandlas till Ca-bentonit genom en jonbytesprocess vid inflöde av Ca^{2+} -rikt grundvatten (KASAM, 2001).

Ca-bentoniten kan inte adsorbera lika mycket vatten som natriumformen och kommer därför att krympa vilket kan leda till sprickor i materialet. Detta kan påverka bentonitens egenskaper som barriär för radioaktiva ämnen i händelse av en skada på kopparkapseln. Korrosion av kopparkapseln följt av Cu^{2+} adsorption i leran kan på ett likartat sätt påverka bentonitens egenskaper.

Resultaten av sorptionen uttryckt i procent i *tabell 5.2* visar att effektiviteten vid koppar-upptaget minskar vid högre initialkoncentrationer vilket antyder att buffertkapaciteten för kopparadsorption har överskridits. Detta indikerar att Cu^{2+} är mycket starkt bundet till de negativt laddade ytorna i bentoniten vilket i sin tur leder till attraktion mellan partiklarna och aggregering av leran. Detta minskar effektivt det tillgängliga området för ansamling av vattenmolekyler (KASAM, 2001). Detta förklarar observationen att lösta kopparjoner minskar graden av bentonitsvällning, vilket stöds av isotopdata i *tabell 5.2* och beskrivs närmare nedan.

Först av allt måste emellertid hänsyn tas till de processer som uppträder i samband med hydratisering av bentonitleran. Under vattenupptaget kommer vattenmolekyler och lösta metalljoner att samverka med mineralytorna och diffundera in i partikelporerna. Om diffusion till partikelytorna och i porerna utgör de enda existerande processerna skulle det förväntas att fraktioneringen leder till att de tyngre isotoperna kommer att vara överrepresenterade i lösningen.

Tabell 5.2. Upptag av kadmium, koppar och zink från vattenlösning under svällning av torr pulvriserad bentonit. δ -värdena är uttryckta som genomsnitt per atommassenhet för att underlätta jämförelse mellan isotop-par av olika grundämnen. De uppmätta isotopkvoterna är $^{111}\text{Cd}/^{110}\text{Cd}$, $^{112}\text{Cd}/^{110}\text{Cd}$, $^{113}\text{Cd}/^{110}\text{Cd}$ och $^{114}\text{Cd}/^{110}\text{Cd}$ för kadmium, $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ för koppar och $^{66}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$, $^{67}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$ och $^{68}\text{Zn}/^{64}\text{Zn}$ för zink.

Grundämne	Koncentration (mg l^{-1})		Sorption %	δ (‰ per amu)
	Start	Slut		
Cadmium	500	18,9	96,2	+0,02±0,04
Cadmium	50	2,0	96,1	+0,13±0,04
Copper	500	55,1	89,0	-0,06±0,10
Copper	50	0,2	99,6	-1,64±0,09
Zinc	50	0,35	99,3	+0,52±0,14

Som framgår av *figur 5.5(c)* gynnar diffusionen transport av lättare isotoper, vilka då bör vandra snabbare in i porerna och lämna de tyngre kvar i lösningen. Detta är också vad som visar sig hända med lösningar av kadmium och zink (*tabell 5.2*). De båda startkoncentrationerna av kadmium leder till statistiskt identiska resultat. Detta visar att kapaciteten för kadmiumupptag i bentonit inte har överskridits men även att Cd^{2+} befinner sig i porvattnet mellan partiklarna och inte är så starkt bundet till ytorna som kopparjonerna.

Vid sidan av vanliga transportprocesser kan kemiska reaktioner ske vid hydratiseringen. Reaktionsprodukterna utgör de mest stabila ämnen som kan bildas från ett visst utgångsmaterial. Tyngre isotoper bildar mer stabila bindningar än lättare isotoper (Fujii *et al.*, 2002; Schauble *et al.*, 2001; Weston, 1999) och därför kan kemiska reaktioner utgöra en viktig orsak till fraktionering. Eftersom kopparjoner kan misstänkas vara starkt bundna till bentonitpartiklar bör detta kunna leda till att den tyngre kopparisotopen, ^{65}Cu , utarmas från lösningen. Med andra ord bör $\delta^{65,63}\text{Cu}$ värdet vara negativt för den återstående lösningen, vilket

också visas i *tabell 5.2*. Isotopmätningar kan därför användas för att sprida ljus över de processer som sker i djupförvaret.

5.6 Slutsatser

Det finns en rad processer som ändrar den naturliga isotopsammansättningen hos olika grundämnen. Förändringarna som kan dokumenteras genom att mäta förhållandet mellan isotopkvoter kallas med ett gemensamt namn för isotopfraktionering.

En hel del processer som orsakar isotopfraktionering är kända sedan lång tid tillbaka t.ex. isotopfraktionering av syre och kol i naturliga kretslopp eller förändringar i isotopsammansättningen genom radioaktivt sönderfall.

De naturliga processerna har i de allra flesta fall det gemensamt att isotopfraktioneringen har åstadkommits genom diffusion i gasfas.

Detta kapitel visar att det finns andra kemiska och fysikaliska processer, som kan åstadkomma fraktionering i t.ex. vattenlösning och därigenom kan påverka transporten genom naturliga och konstgjorda barriärer i djupförvaret. Dit hör t.ex. diffusion i lösning som i huvudsak anrikar de lättare isotoperna av ett visst grundämne medan många kemiska reaktioner, som utfällning, komplex-bildning och troligen också adsorption, leder till anrikning av tyngre isotoper.

Isotopsammansättningen av ett visst grundämne har traditionellt använts för att spåra spridningskällor av föroreningar men det faktum att många kemiska reaktioner på transportvägen förändrar isotopkvoterna kan göra det vanskligt att använda den metoden.

Som visats genom egna experiment kan man använda sig av att olika kemiska och fysikaliska processer påverkar isotopsammansättningen på olika sätt. Genom en noggrann mätning av isotopkvoter kan man få viktig information om mekanismerna för transport av olika grundämnen i djupförvaret.

Det är ett område som lämpligen SKB bör undersöka närmare.

Referenser

- Abdullah, W.S., Alshibli, K.A. & Al-Zoúbi, M.S. (1999) *Applied Clay Science*, **15**, 447–462.
- Atkins, P.W. (1990) *Physical Chemistry*, 4th Edn., Oxford University Press, Oxford, Chapter 25, pp. 748–776.
- Becker, J.F., Sauke, T.B & Loewenstein, M (1992) *Applied Optics*, **31**, 1921–1927.
- Boulyga, S.F., Testa, C., Desideri, D. & Becker, J.S. (2001) *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **16**, 1283–1289.
- Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Kastner, M. & Edwards, R.L. (2003) *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, 91–103.
- Desideri, D., Meli, M.A, Roselli, C., Testa, C.; Boulyga, S.F. & Becker, J.S. (2002) *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, **374**, 1091–1095.
- Esler, M.B., Griffith, D.W., Wilson, S.R. & Steele, L.P. (2000) *Analytical Chemistry*, **72**, 216–221.
- Faure, G. (1986) *Principles of Isotope Geology*, 2nd Edn., Wiley, New York, Chapter 23, pp 405–428.
- Forsling, W., Stenberg, A., Ranheimer, M., Baxter, D.C. *To be published.*
- Fujii, Y., Nomura, M. & Ban, Y. (2002) *Journal of Nuclear Science and Technology*, **39**, 413–418.
- Hoeks, J., Glas, H., Hofkamp, J. & Ryhiner, A.H. (1987) *Waste Management and Research*, **5**, 93–105.
- KASAM (1998) "Safety analysis of the final disposal system", in *Nuclear Waste, State-of-the-Art Reports 1998*, KASAM (Swedish Council for Nuclear Waste), SOU 1998:68, Fritzes, Stockholm, Chapter 5, pp. 95–119.
- KASAM (1998) "Säkerhetsanalysen av slutförvaringen", i *Kunskapsläget på kärnavfallsområdet 1998*, KASAM, SOU 1998:68, Fritzes, Stockholm, Kapitel 5, s. 99–117.
- KASAM (2001) "Groundwater in hard rock" in *Nuclear Waste State-of-the-art Reports 2001*, KASAM, SOU 2001:35, Fritzes, Stockholm, Chapter 4, pp. 113–189.

- KASAM (2001) "The function of bentonite as a barrier in the deep repository for spent nuclear fuel", *Nuclear Waste, State-of-the-Art Reports 2001*, KASAM (Swedish Council for Nuclear Waste), SOU 2001:35, Fritzes, Stockholm, Chapter 5.
- KASAM (2001) "Bentonitens roll som teknisk barriär vid slutförvar av använt kärnbränsle", i *Kunskapsläget på kärnavfallsområdet 2001*, KASAM, SOU 2001:35, Fritzes, Stockholm, Kapitel 5, s. 191–226.
- Kelley, J.M., Bond, L.A. & Beasley, T.M. (1999) *Science of the Total Environment*, **237/238**, 483–500.
- Ketterer, M.E., Watson, B.R., Matisoff, G. & Wilson, C.G. (2002) *Environmental Science and Technology*, **36**, 1307–1311.
- Ketterer, K.E., Hafer, K.M., Link, C.L., Kolwaite, D., Wilson, J. & Mietelski, J.M. (2004) *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*, **19**, 241–245.
- Mitchell, P.I., León Vitró, L., Dahlgård, H., Gascó, C. & Sánchez-Cabeza, J.A. (1997) *Science of the Total Environment*, **202**, 147–153.
- Muramatsu, Y., Ruhm, W., Yoshida, S., Tagami, K., Uchida, S. & Wirth, E. (2000) *Environmental Science and Technology*, **34**, 2913–2917.
- Noggle, J.H. (1996) *Physical Chemistry*, 2nd Edn., Harper-Collins, New York, Chapter 9, pp. 459–502.
- Platzner, I.T. (1997) *Modern Isotope Ratio Mass Spectrometry*, Wiley, New York.
- Richter, S., Alonso, A., De Bolle, W., Wellum, R. & Taylor, P.D.P. (1999) *International Journal of Mass Spectrometry*, **193**, 9–14.
- Rodushkin, I., Stenberg, A., Andrén, H., Malinovsky, D. & Baxter, D.C. (2004) *Analytical Chemistry*, **76**, in press.
- Rouessac, F.F. & Rouessac, A. (2000) *Chemical Analysis: Modern Instrumental Methods and Techniques*, English Edn., Wiley, New York, Chapter 16, pp. 289–327.

- Rouessac, F.F. & Rouessac, A. (2000) *Chemical Analysis: Modern Instrumental Methods and Techniques*, English Edn., Wiley, New York, Chapter 16, pp. 161–187.
- Russell, W.A., Papanatassiou, D.A. & Tombrello, T.A. (1978) *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1075–1090.
- Sandström, B. (2002) *Levels of uranium in urine from Swedish personnel that have been serving or will serve in the Swedish KFO contingent. Part II. Follow-up*. User Report FOI-R-0581-SE, Swedish Defence Research Agency, Umeå (in Swedish, English abstract); B. Sandström (2002) *Urannivåer i urinen hos svensk personal som arbetat eller avser att arbeta i den svenska KFOR-styrkan i Kosovo. Del II – Uppföljning av tidigare studie*. Användarrapport FOI-R-0581-SE. Totalförsvarets Forskningsinstitut, Umeå.
- Schauble, E.A., Rossman, G.R. & Taylor, Jr, H.P.. (2001) *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 2487–2497.
- Spiro, T.G. & Stigliani, W.M. (2003) *Chemistry of the Environment*, 2nd edn. Prentice Hall, Upper Saddle River, Chapter 3, pp. 44–73.
- Spiro, T.G. & Stigliani, W.M. (2003) *Chemistry of the Environment*, 2nd edn., Prentice Hall, Upper Saddle River, Chapters 6 and 8, pp 145-179, 194–215.
- Tresl, G. De Wannemacker, C.R. Quéstel, I. Petrov, F. Vanhaecke, L. Moens & P.D.P. Taylor (2004) *Environmental Science and Technology*, **38**, 581–586.
- Warneke, T., Croudace, I.W., Warwick, P.E. & Taylor, R.N. (2002) *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 1047–1057.
- Weston, Jr, R.E.. (1999) *Chemical Reviews*, **99**, 2115–2136).
- Woodhead, J. (2002) *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **17**, 1381–1385.
- Yung, Y.L.& Miller, C.E. (1997) *Science*, **278**, 1778–1780.
- Zhu, X.K., Guo, Y., O’Nions, R.K., Young, E.D. & Ash, R.D. (2001) *Nature*, **412**, 311–.

6 Kopparkapslar – tillverkning, förslutning, beständighet

6.1 Inledning

Utgående från tillgänglig information om kapseltillverknings-tekniker, strategier och industriella erfarenheter ges i denna kunskapslägesrapport en redogörelse för de tillverkningsprocesser, -metoder och -tekniker, vilka är allmänt kända inom industrin, som är tillförlitliga och som har en bred erfarenhetsbas. Processer, metoder och tekniker som är nya eller skräddarsydda för den här applikationen kommer också att belysas. En jämförelse mellan detta tillverkningsprojekt och andra motsvarande industriella tillverkningsprojekt görs särskilt med avseende på formning, svetsning och restspänningar. Även krav som ställs på metoder för oförstörande provning (OFP) jämförs med andra industriella tillämpningar. Metallurgiska egenskaper, som uppkommer som följd av olika tillverknings-tekniker, utvärderas och dessas effekt på slutförvarets långtidsegenskaper granskas.

Förslutningen i slutförvaret granskas genom att utvärdera dess långtidsegenskaper samt genom att ställa frågan huruvida det finns några kapseltillverkningsprocesser som skulle kunna degradera mekaniska egenskaper eller förorsaka långtidskorrosion. Metoder, procedurer och modeller, som vanligen används inom industrin för att utvärdera långtidskorrosion eller krypning, diskuteras på basis av mycket lång tid. Dessutom diskuteras hur väl olika modeller kan förutsäga fenomen som korrosion och krypning i mycket långa tidsperspektiv.

Kapseln, som består av olika delar (*figur 6.1*), är en viktig barriär i förvaret enligt KBS-3 metoden eftersom kapseln förhindrar grundvattnet att komma i kontakt med det radioaktiva använda bränslet. Ytterst finns ett hölje av koppar och insatsen är av gjutjärn – yttre korrosionsbeständighet förenas här med inre hållfasthet. Båda delarna är därför viktiga för att isolera det använda bränslet från grundvattnet under extremt lång tid (>100 000 år), vilken är mycket längre än någon annan industriellt tillverkad produkts livslängd. För att förhindra att radioaktivitet kommer ut från kapseln krävs tillverkningstekniker, som ger en felfri kapsel med garanterade materialegenskaper hos koppar och gjutjärn och som är optimerade mot alla relevanta skademekanismer, så som olika former av korrosion, krypning, brott, osv.



Figur 6.1. Mått och viktangivelser för kapsel med 50 mm och 30 mm väggjocklek (FUD-program 2001).

Bränsle från såväl kokarvatten- (BWR) som tryckvattenreaktorer (PWR) kommer att deponeras i förvaret. Den totala mängden använt bränsle beror av det totala antalet driftår. Till exempel, för ett alternativ med 40 års reaktordrift, uppskattas mängden av BWR-bränsle från de svenska anläggningarna uppgå till ungefär 7 000 ton och mängden av PWR-bränsle till ungefär 2 300 ton. Utöver detta kommer det att deponeras 23 ton MOX-bränsle och 20 ton bränsle från reaktorn i Ågesta. De hypotetiska förvaren dimensioneras för 8 000 ton BWR-bränsle, vilket motsvarar 4 000 kapslar i Sverige. Kapslarna väger cirka 25 ton per styck fyllda med fyra PWR- eller tolv BWR-element, dvs. en kapsel rymmer cirka två ton bränsle. (FUD-program 2001)

I Finland behövs tre olika kapselmodeller för respektive BWR-bränsle, VVER 440-bränsle och OL3-bränsle. Efter 50 till 60 års reaktordrift uppskattas mängden av använt BWR- och VVER 440-bränsle till ungefär 6 000 ton, vilket motsvarar 3 000 kapslar i Finland. Nuvarande uppskattning av använt OL3-bränsle blir ungefär 2 000 ton, vilket motsvarar 1 000 kapslar (TKS-2003).

Kopparhöljet (50 mm väggjocklek) skyddar det använda bränslet mot korrosion. Från tillverkningssynpunkt skulle tunnare tjocklek (30 mm) vara bättre, men väggjockleken måste vara acceptabel från korrosionssynpunkt, speciellt med avseende på lokal korrosion. 30 mm:s väggjocklek underlättar oförstörande provning (OFP). I tunnare material uppnås även mindre kornstorlek och mikrostrukturen i kapseln är lättare att kontrollera.

Kopparkapseln planeras att tillverkas antingen av heldragna sömlösa rör eller genom att svetsa samman två halvror av valsad plåt. En botten svetsas fast på kopparröret antingen med elektronstrålesvets eller genom ”Friction Stir Welding” (FSW).



Figur 6.2. Exempel på tillverkade kapselkomponenter och utställningsföremål (FUD-program 2001).

Efter det att bränslet har deponerats i kapseln försluts insatsen med ett lock som skruvas fast. Därefter svetsas locket på kopparhöljet, varefter tätheten kontrolleras med oförstörande provning. Mängden av koppar som behövs för färdiga kapslar är ungefär 40 000–60 000 ton i Sverige och ungefär 25 000–30 000 ton i Finland.

Kopparmaterialet måste först och främst uppfylla kraven enligt standarderna ASM UNS C10100 (Cu-OFE) eller EN133/63:1994 Cu-OF1. Utöver dessa krav erfordras att O < 5 ppm, P 40–60 ppm (i framtiden möjligen 30–70 ppm), H < 0,6 ppm, S < 8 ppm, samt kornstorleken < 360 nm i alla tillstånd efter tillverkningen. Se *tabell 6.1* för kvalitetskrav för koppar (Andersson, 2002).

Kapselns insats tillverkas i form av en kassett av kvadratiska stålrör för bränslekanalerna. Därefter tillverkas innerbehållare och botten genom att gjuta in kassetten i gjutjärn. Gjutjärnet måste uppfylla kraven enligt standarden EN-GJS-400-15U. Insatsen är den tyngsta komponenten av kapseln.

Tabell 6.1. Krav på materialsammansättning och kommentar om olika egenskaper av kopparkapsel materialet (Andersson, 2002; bilaga 2, teknisk specifikation nr KTS001).

<i>Egenskap</i>	<i>Specifikation</i>	<i>Kommentar</i>
Svetsbarhet	O <5 ppm	Högre syrehalt ger minskad svetsbarhet
Svetsbarhet, duktilitet	H <0,6 ppm	Högre vätehalt ger kraftigt försämrade svetsbarhet och mekaniska egenskaper (väteförspädning)
Draghållfasthet, duktilitet	S <8 ppm	Högre svavelhalt ger sämre mekaniska egenskaper troligen på grund av svavelsegring till korngränser
Maximal töjning innan sprickbildning (krypduktilitet)	P 40–60 ppm	Fosforhalt av denna storleksordning krävs för att få tillräcklig deformationskapacitet (duktilitet) vid krypning
Mikrostruktur	Kornstorlek <360 µm	Kornstorleken måste vara låg för att få tillräcklig krypduktilitet och för att möjliggöra oförstörande provning med hjälp av ultraljud
Krypduktilitet	Krypduktilitet >10 %	Kopparkapseln deformeras 4–5 % i förväret genom krypning

Tre metoder av oförstörande provning används för kapseln. Med röntgenradiografi upptäcks pordefekter, med ultraljud detekteras även defekter som inte upptar volym, t.ex. bindfel, och med virvelströmprovning avslöjas ytnära defekter. Eftersom svetsens yta måste motstå korrosion är det viktigt att det inte finns några

ytliga defekter i en färdig kapsel. Acceptanskriterier kommer att fastställas i framtiden för kapselns alla delar inklusive svetsarna. Med provmetoderna måste man kunna avgöra om acceptanskriterierna uppfylls för att kvalificera oförstörande provningsmetoder.

6.2 Tillverkning

6.2.1 Kopparhölje

Smidning

Smidning av kopparrör är ett möjligt alternativ för tillverkning av kapseln, men den här processen har inte utforskats och utvecklats fullständigt. Ett stort antal lock och bottenar i koppar har tillverkats genom varmsmide av stränggjutet utgångsmaterial. Homogent och felfritt material har erhållits för de färdiga komponenterna. Materialstrukturen är grovkornigare än materialet i extruderade eller dornpressade kopparrör men uppfyller kravet på kornstorlek i Svensk Kärnbränslehantering AB:s (SKB) specifikation (360 mm), se *tabell 6.1*. Fortsatt utvecklingsarbete behövs ännu för att optimera smidesprocessen när det gäller materialstruktur och -utbyte.

Rullformning

Genom rullformning och längssvetsning har 12 stycken kopparrör i full skala längssvetsats med elektronstrålesvetsning för SKB. Svetstekniken har förbättrats och svetskvaliteten har ökat under tiden. Därför kan metoden troligen utvecklas vidare, speciellt för tunnare (30 mm) väggjocklek, som ett lämpligt alternativ för rörtillverkningen.

Extrudering och dornpressning

Extrudering och dornpressning är två olika metoder för tillverkning av heldragna eller sömlösa rör. Båda metoderna förefaller i dagens läge att vara tillämpbara vid kapseltillverkningen. Minst 14 sömlösa rör har tillverkats, 11 med extrudering och tre med dornpressning för SKB. För Posiva i Finland har 5 rör tillverkats.

Het Isostatisk Pressning (HIP)

HIP-processen är för närvarande en teoretisk möjlighet, därför att de största HIP-ugnarna är bara 3 m höga. HIP-processen kan ge en liten och jämn kornstorlek jämfört med andra tillverkningstekniker, men förbättringarna av egenskaperna kan ändå bli enbart måttliga på grund av syreupptagning under processen.

6.2.2 Insats av gjutjärn

Många försök (över 20 insatser i Sverige och två stycken i Finland) har gjorts för gjutning av insatser i full skala. Eftersom de mekaniska egenskaperna av gjutjärn är starkt beroende av den gjutna kroppens dimensioner, måste materialprovning utföras på de färdiga insatserna. Hittills har dessa studier visat stor spridning i brottöjning vid dragprov. Denna har orsakats av både gjutdefekter och inhomogenitet i mikrostruktur. Sannolikheten att ha en defekt av kritisk storlek ökar med komponentens storlek och under antagandet att största defekten styr kapselns lastbärande kapacitet minskar den maximala tillåtna lasten i större komponenter, s.k. storlekseffekt. Gjutprocessen liksom gjutjärnets specifikation, EN-GJS-400-15U (EN 1563), (se också Andersson, 2001), måste optimeras på grund av ovannämnda undersökningar av insatser. För gjutjärnsinsatsen erfordras tillförlitliga materialdata som ingångsdata vid hållfasthetsberäkningar.

Kapseln med sin insats av gjutjärn måste klara stora påfrestningar under det hydrostatiska tryck, som kan uppstå i ett djupförvar, t.ex. grundvattentrycket på ett djup av mer än 500 m ner i berget, trycket från den uppsvällda bentonitbufferten som omger kapseln och också från ett 3 km tjockt istäcke. Sammanlagt uppstår en tryckspänning på cirka 45 MPa (450 bar) på kapseln. I ett nyligen genomfört test klarade modellkapseln, vars gjutjärnsinsats innehöll defekter, det tredubbla hydrostatiska trycket, 130 MPa. Undersökningar av deformation och möjliga sprickor i kapseln pågår. På basis av dessa studier kommer man med hög tillförlitlighet att kunna uttala sig om huruvida kapseln klarar säkerhetskraven med tillräcklig marginal (Nilsson och Burström, 2004).

Gjutjärnsinsatsen måste kunna tillverkas med höga toleranskrav liksom även kopparröret till kapseln. Kopparrör tillverkade med rullformning och längssvetsning kräver mera material för den slutliga maskinbearbetningen än andra tillverkningstekniker.

6.2.3 Locksvetsning

Elektronstrålesvetsning

Elektronstrålesvetsning är en smältsvetsningmetod, som i vakuum (och lågt tryck) med en kraftig elektronstråle smälter materialet genom lokal upphettning. Metoden har flera fördelar: Tjocka objekt kan svetsas utan kontakt och tillsatsmaterial och svetsparametrar är programmerbara och reproducerbara. Svetsen har samma sammansättning som grundmaterialet, men speciellt syrehalten i koppar har en negativ effekt på svetsbarheten och syrehalten måste därför kontrolleras. Även med en högenergimetod som elektronstrålesvetsning är svetsning av koppar svår att genomföra på grund av materialets höga värmeledningsförmåga och smältans låga viskositet. Därför behövs mera utvecklingsarbete av elektronstrålesvetsning med avseende på utrustning och svetsparametrar för att komma fram till en stabil

process med hög tillförlitlighet (Claesson & Ronnetag, 2003). Speciellt förslutningssvetsen måste uppfylla kraven på långtidsegenskaper och hållfasthet.

Friction Stir Welding (FSW)

Principen för Friction Stir Welding är förhållandevis enkel. Ett roterande verktyg pressas in i fogen mellan de delar som skall svetsas. Materialet runt verktyget värms upp av friktionen till över 800°C och blir mjukt. Därefter förs verktyget fram i fogens riktning och de två metalldelarna binds samman. Den fundamentala skillnaden jämfört med elektronstrålesvetsning är att materialet inte smälter vid svetsningen. En ny stor svetsmaskin för FSW har tagits i bruk vid SKB:s Kapsellaboratorium i Oskarshamn under år 2003. Konstruktionen är sådan, att svets-huvudet roterar under processen runt den stationära kapseln. När FSW tekniken utvecklas, kan både lock och botten svetsas till rör och även kopparrör tillverkas av två halvor av rullformad plåt, speciellt om 30 mm tjock koppar kommer att användas. Verktygsmaterialets utveckling, tillsammans med optimering av design, behövs speciellt för att få tekniken att fungera tillförlitligt. Vid svetsning i full skala av 50 mm tjock kopparkapsel (3,3 m lång svets) med en svetshastighet på ungefär 100 mm/min blir svetstiden upp till en timme för hela kapselomkretsen. Svetstemperaturen kan vara ända upp till 950°C och svetskrafterna är höga (Andersson *et al.*, 1999; 2000; Cederqvist, 2003).

Narrow Gap (NG) svetsning

Narrow Gap (NG) TIG svetsning används i dag i stor utsträckning vid tillverkning av kärnkraftverkens komponenter av stål. På grund av flera olika skäl, t.ex. att koppars termiska diffusivitet är 10 till 100 gånger högre jämfört med stål och nickel-baserade legeringar, så kan man inte tillämpa den här tekniken för tjock-

väggiga kopparprodukter då värmeförseln måste vara mycket hög och svetsastigheten då blir långsam (Pohja et al., 2003).

6.2.4 Restspänningar

Efter alla tillverkningskedan, med formning, bearbetning och svetsning, uppkommer restspänningar i materialet. Dessa restspänningar måste mätas och modelleras. Restspänningarna har en stor inverkan på krypning och spänningskorrosion. Det högsta tillåtna värdet för restspänningarna, vilket borde vara under hälften av sträckgränsen, måste bestämmas. Dessutom måste behovet av olika tekniker för att kontrollera restspänningar, t.ex. genom avspänningsglödning eller mekaniska ytbehandlingsmetoder, utvärderas.

6.2.5 Oförstörande provning (OFP)

Kopparkapseln har defekter efter tillverkningen, men bara ett fåtal (0,1 %) kapslar får ha större fel än vad acceptanskriterierna för den oförstörande provningen tillåter (FUD-program, 2001). Acceptanskriterierna är inte ännu specificerade. Ett antagande är att dessa oacceptabla defekter kan orsaka vattenläckage i kapseln inom 100 000 år. Bowyer (2000) har gjort en sammansättning av alla tänkbara material- och tillverkningsdefekter samt restspänningar, som kan uppträda i kopparkapslar och i gjutjärnsinsatser. Framför allt är defekter i kapselns locksvets viktiga. Från korrosionsynpunkt är det viktigt att minimera uppkomsten av denna typ av defekter. Det är därför viktigt att storlek och form av olika initialdefekter kan mätas så noggrant som möjligt. Här är också kraven på maximikornstorlek viktiga för att underlätta ultraljudsprovning. Acceptanskriterierna för initialdefekter måste baseras på bästa tillgängliga oförstörande provningsmetoder. Känsligheten av OFP-metoderna måste verifieras med hjälp av metallografi och mikroskopiska undersökningar av defekter

och vidare måste POD(probability of detection)-diagram för defekter av olika storlek, form och läge genereras. Ytterligare kvalificering av de oförstörande provningsmetoder som kommer att användas i den slutliga processen vid tillverkning och förslutning av kapslar, måste utföras.

6.2.6 Inkapslingsanläggning

Nio färdiga kapslar med gjutjärnsinsats har hittills tillverkats i tillverkningsförsök (Andersson, 2002). Fem av dessa är redan deponerade i olika forskningsprojekt.

Kapselverkstads layout för kapseltillverkningen har planerats i Sverige (Andersson, 2001). Fabriken planeras att producera mer än 200 kapslar per år och innehåller maskiner för maskinbearbetning av kopparrör och lock, svetsning av kopparbottnar, slutbearbetning av gjutjärnsinsatser, kvalitetskontroll och slutlig sammansättning av kapslarna. Slutligen levereras färdigställda kapslar till inkapslingsanläggningen. Hanteringen av kapslarna vid produktion, transport och deponering i förvaret är kritisk för dessas senare korrosionsbeteende. Tillverkningsmetoder, utrustningar och organisation måste ännu skapas för en fungerande tillverkning av kapslar och för att uppfylla ställda krav samt för att uppnå hög produktivitet och kvalitet i tillverkning. Vidare utredningar angående metodval rör speciellt svetsprocesser och bearbetning av kopparcylindrar.

6.3 Beständighet

6.3.1 Korrosionsegenskaper

Kopparkapslarna kommer att påverkas av både allmän och olika typer av lokal korrosion i förvarets komplexa kemiska, mikrobiella och mekaniska miljö, som varierar i tid och rum. Sannolikheten för korrosionspenetrering i kapseln bör ändå vara

mycket låg i ett 100 000-årsperspektiv. Under de första hundra eller två hundra åren deformeras kopparhöljet under tryckspänning. Under samma tid uppkommer oxiderande korrosionsförhållanden i förvaret. Risken för spänningskorrosion under detta skede måste utvärderas mycket noggrant. Tröskelvärden för initiering och spricktillväxt av spänningskorrosion hos koppar måste mätas i slutförvarsmiljö under olika typer av belastning. För andra korrosionsmekanismer, både med avseende på allmän och lokal korrosion (punktangrepp och spaltkorrosion), har man en betydligt bättre förståelse tack vare laboratorieundersökningar och erfarenheter från marina och arkeologiska fynd av koppar. Stora framsteg har även gjorts för modellering av dessa korrosionsformer. Ett fundamentalt problem är dock att korrosionshastigheterna är baserade på korttidsexperiment. Därmed är det osäkert om dessa resultat är relevanta för mycket långa tidsperioder. Alla kända korrosionsmekanismer med avseende på koppar har sammanfattats i en kunskapslägesrapport (King *et al.*, 2002). Korrosionsegenskaper av svetsmaterial, där mikrostrukturerna varierar och är ganska olika jämfört med grundmaterialet, har undersökts i begränsad utsträckning.

När kopparhöljet har penetrerats på grund av någon korrosions- eller brottmekanism, kommer vatten in i den skadade kapseln och tränger in i spalten mellan kopparhöljet och gjutjärnsinsatsen. Koppar och gjutjärn är i kontakt med varandra och galvanisk korrosion uppkommer därför i gjutjärnet, vilket leder till vätgasutveckling och ökat tryck inne i kapseln. Under anaeroba förhållanden är hastigheten för korrosion av gjutjärn ändå mycket låg, mindre än 1 mm/år. Den galvaniska kontakten med koppar i syrefritt vatten kommer endast att öka korrosionshastigheten marginellt. Verifierande experiment bör ändå utföras för att visa att galvanisk korrosion är inte sannolik i förvarsmiljön för den aktuella kapselkonfigurationen. Vatten kommer efter en tid i kontakt med det använda bränslet och tubmaterialet av zirkonium och själva bränslematerialet kommer också att angripas av korrosion. I detta skede är ett antal korro-

sionsmekanismer aktiva och modellering måste baseras på många olika antaganden (t.ex., Shoesmith, 2000). På grund av komplexiteten och möjlig interaktion mellan olika mekanismer för att bättre modellera hur korrosionsskador utvecklar sig i den skadade kapseln, måste empiriska studier under realistiska förhållanden göras i framtiden.

6.3.2 Krypegenskaper

Efter tillverkningen finns ett mellanrum av ungefär två mm mellan kopparhöljet och gjutjärnsinsatsen (beroende på toleranser). Det betyder att koppar måste kunna deformeras ungefär 4–5 % i förvaret. Långsam deformation, i temperaturområdet 75 till 90°C som råder i förvaret, under restspänningar tillsammans med tryck, orsakat av ansvällning av bentonitbufferten, orsakar krypning i kopparhöljet ända in till gjutjärnsinsatsen. Koppar som används måste ha en krypduktilitet (maximal töjning före sprickning) på minst 10 % även efter långa tidsperioder både i grundmaterial och i svetsgods. Betydelsen av fosforlegering (50 ppm) i grundmaterialet för krypbrotthållfastheten av ren koppar måste förklaras mekanistiskt. Uppgifter om mekanismerna behövs också för långtidsextrapolering av tillgängliga data. Det är också viktigt att förklara krypegenskaperna hos svetsar, både för elektronstrålesvets och FSW-svets, vilka har mycket olika krypegenskaper jämfört med grundmaterialet på grund av deras mycket varierande kornstorlek, vilken spelar en viktig roll vid krypning. När krypdata för alla kapselmaterial är tillgängliga, är det möjligt att göra en "Finite Element Modelling" (FEM) av deformationen i hela kapseln.

6.4 Sammanfattning

Kapseldesignen är redan specificerad med preciserad måttangivelse och designprinciperna kan anses vara goda. Flexibilitet måste dock bibehållas vid val av slutliga tillverkningsmetoder, som t.ex. locksveitsning. Tillverkning i full skala är troligen enklare med extrudering och dornpressning jämfört med rullformning och längssveitsning, vilka orsakar större restspänningar i kapseln. Vid val av den slutliga tillverkningsmetoden bör inte endast ekonomiska faktorer utan också exempelvis kapselns långtidsegenskaper beaktas. De ovannämnda metoderna är kända inom stålindustrin i stor skala, men har inte tidigare använts för kopparkapslar. Följaktligen förväntas att ett mycket litet antal företag behärskar dessa tekniker i stor skala för kopparkapslar.

Insatsen, som är av nodulärt gjutjärn, har ännu inte visat acceptabla mekaniska egenskaper och därför måste gjutningsprocessen analyseras och bättre kontrolleras eller så måste någon annan typ av gjutjärn användas. Gjutdefekter måste analyseras noggrannare. Gjutsimulering kan vara ett stöd vid planering av förbättringar i gjutprocesser och för design av olika insatsformer. Också noggrannare specificering av gjutningsprocessen (downhill eller uphill) och krav på insatsen behövs.

Båda sveitsmetoderna, elektronstrålesveitsning och FSW, är potentiellt acceptabla för sveitsning av kopparkapslar av hög kvalitet. Båda metoderna, i synnerhet FSW, bör utvecklas ytterligare. Elektronstrålesveitsning är känd för stålprodukter i stor skala och FSW har tillämpats tidigare för tjocka aluminiumstrukturer. FSW är en helt ny teknik och den har aldrig använts för sveitsning av 50 mm tjock kopparkapslar. Dessa metoder bör studeras vidare eftersom båda metoderna kan behövas speciellt när reparationer kommer i fråga. Under alla omständigheter måste en mycket djupgående förståelse, angående de mekanismer som orsakar sveitsdefekter, byggas upp och planering av sveitsreparationer måste inledas i ett tidigt skede. För detta fordras olika OFP-metoder för att detektera defekter och verifiera kapslarnas kvalitet. Det är också mycket viktigt att inga makrodefekter,

som snabbt kan genombryta kapseln, uppkommer vid tillverkningen. Man måste noggrant följa utvecklingen av nya OFP-metoder och bestämma deras begränsningar för olika defekter (Stepinski *et al.*, 2004).

Mer forskningsarbete inriktat på kopparkapslarnas långtidsegenskaper vid olika tillverkningsmetoder och förhållanden erfordras för bättre prediktering av framtida scenarier. Mera korrosionsforskning behövs, speciellt med inriktning på spänningskorrosion och mikrobiell korrosion av kopparkapseln; i ett första skede under laboratorieförhållanden men även i ett längre perspektiv och om möjligt också i själva förvaret *in situ*.

För att garantera tillförlitligheten under hela kapseltillverkningen och slutförvarsperioden måste acceptanskriterier för kapselns alla delar, inklusive svetsar, utvecklas. Dessa kriterier bör beakta materialegenskaper och defekter, både ytdefekter och defekter inne i materialet, i såväl kopparhöljet som i gjutjärnsinsatsen. Sammantaget måste konsekvensanalyser göras för att förutsäga möjliga förlopp när kapseln inte uppfyller de uppställda kriterierna. Det är också viktigt att acceptanskriterier kan verifieras med OFP-metoder och att ett kvalitetssystem för kapseltillverkningen formuleras.

Referenser

- FUD-program 2001, Program för forskning, utveckling och demonstration av metoder för hantering och slutförvaring av kärnavfall. SKB, September 2001.
- TKS-2003, Nuclear Waste Management of the Olkiluoto and Loviisa Power Plants: Programme for Research, Development and Technical Design for 2004–2006. Posiva Oy, December 2003.
- C.-G. Andersson, Development of Fabrication Technology for Copper Canisters with Cast Inserts. Status Report in August 2001. Technical Report TR-02-07, SKB, April 2002.

- S. Claesson, U. Ronnetag, Electron Beam Welding of Copper Lids, Status Report up to 2001-12-31. R-03-25, SKB.
- C.-G. Andersson, R.E. Andrews, Fabrication of Containment Canisters for Nuclear Waste by Friction Stir Welding. 1st Int. Symposium on Friction Stir Welding, Thousand Oaks, CA, USA, 1999.
- C.G. Andersson, R.E. Andrews, B.G.I. Dance, M.J. Russel, E.J. Olden, R.M. Sanderson, A Comparison of Copper Canister Fabrication by Electron Beam and Friction Stir Processes. 2nd Int. Symposium of Friction Stir Welding, Gothenburg, Sweden, 2000.
- L. Cederqvist, R.E. Andrews, A Weld Lasts for 100,000 Years: FSW of Copper Canisters. 4th Int. Symposium on Friction Stir Welding, Park City, Utah, USA, 2003.
- R. Pohja, H. Vestman, P. Jauhiainen, H. Hänninen, Narrow Gap Arc Welding Experiments of Thick Copper Sections. Posiva 2003-09, October 2003.
- W.H. Bowyer, Defects Which Might Occur in the Copper-Iron Canister Classified According to their Likely Effect on Canister Integrity. SKI Report 00:21, June 2000.
- F. King, L. Ahonen, C. Taxen, U. Vuorinen, L. Werme, Copper Corrosion under Expected Conditions in a Deep Geologic Repository. Posiva 2002-01, January 2002.
- D.W. Shoesmith, Fuel Corrosion Processes under Waste Disposal Conditions. J. of Nuclear Materials 282(2000)1-31.
- K-F Nilsson, M. Buström, Pressure Test of KBS-3 Canister Mock-up. European Commission, DG-JRC, Institute for Energy, NSU/KN/04.01.02.
- T. Stepinski (editor) *et al.*, Inspection of Copper Canisters for Spent Nuclear Fuel by Means of Ultrasound, NDE of Friction Stir Welds, Nonlinear Acoustics, Ultrasonic Imaging. Technical Report TR-04-03, January 2004.

7 Ett försök till jämförbar klassificering av radioaktivt avfall och farligt kemiskt avfall

7.1 Inledning

Samhällets värdering och klassificering av risker sker idag på olika sätt för olika verksamheter. Det innebär att de risker vi människor utsätts för är svåra att jämföra och den sammanlagda risksituationen svår att bedöma. Från samhällets synpunkt är det önskvärt med så likartade bedömningar som möjligt. Detta bidrag beskriver ett försök att jämföra risker med radioaktivt avfall och farligt kemiskt avfall.

Avfall är material som anses ha för lågt värde för att motivera ytterligare användning och som därför måste tas om hand på annat sätt. Avfallet utgör därmed en ekonomisk belastning för verksamheten eller för samhället. Det kan dock inte uteslutas att avfallet kan ha ett värde i någon annan verksamhet än den där det produceras eller i en framtida verksamhet. Avfall, som innehåller toxiska (giftiga) substanser, antingen de är radionuklider (radioaktiva ämnen) eller giftiga kemikalier, skapas av många mänskliga verksamheter. Sådant avfall kan uppstå som en följd av ökad tillgänglighet och koncentrerings av naturliga substanser och material (gruvverksamhet, oljeutvinning, uranbrytning), industriell verksamhet (smältverk, metallindustri, kemisk industri, läkemedelsindustri), jordbruk (ogräsgifter, växtskyddsmedel) eller i hushållen (batterier, brandvarnare, elektronik, mediciner).

Många av de ur avfallssynpunkt viktigaste radioaktiva ämnena är tungmetaller och har kemiska egenskaper som liknar de hos andra icke-radioaktiva (stabila) tungmetaller. De är icke-flyktiga och mindre lösliga i vatten än flera andra föroreningar. Det är

också viktigt att komma ihåg att radioaktiva ämnen med lång fysikalisk halveringstid kan vara mer giftiga kemiskt än strålningensmässigt. Detta gäller t.ex. naturligt uran i människan och troligtvis också radioaktiv jod, ^{129}I , i jord.

Till skillnad från organiska föreningar – och i likhet med metaller – kan radionuklider inte förstöras eller brytas ner. Därför bygger omhändertagandet av avfallet på tekniker som separation, koncentration, volymreduktion, fixering och isolering.

Radionuklider har den fördelen framför stabila tungmetaller att mängden av ett radioaktivt ämne reduceras genom det radioaktiva sönderfallet, även om det i en del fall går mycket långsamt.

Under årens lopp har man kommit att se på olika sätt på radioaktivt och kemiskt avfall. Klassificeringssystem och regelverk hänger i dag starkt samman med källan till avfallet.

De skilda synsätten har t.ex. inneburit att allmänheten ofta bedömer radioaktivt avfall som farligt medan det bland planerare finns en schablonbild av att säkerhetsmarginalerna är mycket stora då det gäller radioaktiva ämnen. Likartade riskbaserade klassificeringssystem och regelverk för radioaktiva ämnen och kemiskt giftiga substanser skulle förenkla miljökonsekvensbedömningar och göra dessa mer "rättvisa". Både av miljömässiga och ekonomiska skäl skulle samhället tjäna på en samsyn/samordning och så likartade bedömningar som möjligt. Detta skulle också vidga perspektiven i diskussionen om slutförvaret för använt kärnbränsle och aktualisera behovet av liknande förvar för tungmetaller, som t.ex. kvicksilver (SOU, 2001).

7.2 Förslag till jämförbar klassificering av radioaktivt och kemiskt avfall

National Council on Radiation Protection (NCRP, 2002) i USA har nyligen föreslagit ett system för att klassificera alla typer av avfall som innehåller toxiska substanser, antingen de är radioaktiva eller har en kemisk toxicitet. Detta kapitel beskriver för-

slaget och diskuterar det i skenet av nuvarande system som skiljer sig åt när det gäller radioaktiva ämnen och giftiga kemikalier. Det föreslagna systemet är principiellt intressant eftersom det ger förutsättningar för de ovan efterlysta likartade bedömningarna av olika typer av avfall.

I Europa förekommer begränsade aktiviteter inom området inom OECD/NEA och inom EU:s 5:e ramprogram (www.riskgov.org).

Det av NCRP föreslagna systemet

- är användbart för varje slags avfall som innehåller radionuklider, farliga kemikalier eller en blandning av dessa,
- har en klassificering, som grundas på bedömning av de hälsorisker för befolkningen som uppkommer till följd av avfallet,
- har en undantagsklass för sådant avfall som innebär en så låg risk att det kan hanteras som ofarligt avfall.

Systemet omfattar 3 avfallsklasser:

1. Avfall med hög farlighet
2. Avfall med låg farlighet
3. Ofarligt avfall

Systemet bygger på följande principer:

- Linjärt dos-effekt samband utan tröskelvärde för cancerframkallande substanser och med tröskelvärde för icke-cancerframkallande
- Termen dos ges en likartad mening. Dos betyder i dag olika saker för radioaktiva ämnen och farliga kemikalier. För strålning och radioaktiva ämnen betyder dos absorberad dos (oftast medelabsorberad dos i hela det angivna organet eller vävnaden) eller effektiv dos. Från sådana dosuppgifter kan den biologiska effekten bedömas. Dos för giftiga kemikalier (liksom för läkemedel) syftar på intagen mängd substans.

- Ett enhetligt riskbegrepp. De risksiffror som hittills använts för joniserande strålning och radioaktiva ämnen syftar på antalet döda i cancer (under resten av livet) medan man för kemiskt cancerogena ämnen vanligtvis anger antalet inträffade cancerfall (incidensen).
- Sättet att uppskatta hälsorisker skiljer sig också för radionuklider och farliga kemikalier genom den olika grad av försiktighet som man lägger in i de antagna sannolikheterna för oönskade hälsoeffekter per dosenhet och genom att man tar hänsyn till olika antal riskorgan i kroppen.
- Man antar ett antal exponeringsscenarier vid uppskattning av den risk som allmänheten löper (exponeringssituationer som kan användas vid varje avfallsförvar).

7.3 Beteckning på risker för individer

För joniserande strålning gör man ofta följande bedömningar av riskerna

- *Oacceptabla risker*, som måste reduceras oberoende av kostnad eller andra förhållanden. Denna bedömning görs om den av strålningen orsakade extra risken att dö i cancer under resten av livet är större än en acceptabel nivå (ofta ett värde i intervallet 0,1–0,001 eller större eller med andra ord mellan 10 % och 0,1 % eller större; var i intervallet man lägger sig beror på exponeringssituationen).
- *Acceptabla risker* (risker under oacceptabla nivåer samt ALARA – ”as low as reasonably achievable”). Risker precis under oacceptabla nivåer betraktas som nätt och jämt acceptabla och bör reduceras avsevärt med hjälp av ALARA principen
- *Försumbara risker* bedöms så låga att ytterligare ansträngningar att reducera risken (enligt ALARA) inte är berättigade. Utgörs vanligtvis av 0,0001–0,000001 (0,01–0,0001 %) eller lägre extra dödlig cancerrisk under resten av livet.

Det vi i dag kallar "acceptabla" risker eller doser av giftiga kemikalier motsvarar vad som kallas "försumbara" för radionuklider, medan "acceptabla" risker eller doser för radionuklider kan ligga väl över försumbara nivåer förutsatt att de är ALARA. För farliga kemikalier, betyder "oacceptabel" väsentligen detsamma som "icke försumbar". För radionuklider syftar "oacceptabel" på doser och risker som ligger klart över försumbara nivåer som inte kan tolereras under normala förhållanden.

Tabell 7.1. Skillnader i tolkningen av "acceptabel" och "oacceptabel" risk (dos) för radionuklider och farliga kemikalier

<i>Riskbeskrivning</i>	<i>Tolkning för radionuklider</i>	<i>Tolkning för vådliga kemikalier</i>
"Oacceptabel"	Oacceptabla risker. De måste reduceras vad det än kostar.	Riskerna ligger över försumbara nivåer. Reduktion av riskerna måste övervägas, men krävs bara i lämplig utsträckning.
"Acceptabel"	Risker under oacceptabla nivåer och ALARA.	Riskerna är försumbara. Ytterligare reduktion av riskerna behövs inte.

Risker för radioaktiva ämnen anses som oacceptabla även om de ligger under oacceptabla nivåer, men inte är ALARA. Denna tolkningsskillnad mellan giftiga kemikalier och radioaktiva ämnen i bedömning av risker orsakar stora svårigheter för beslutsfattare och allmänhet och för de som skall informera nämnda grupper.

7.4 Föreslaget riskindex för avfallsklassificering (NCRP)

Med ”risk” avses generellt sannolikheten för en skada kombinerad med graden av skadans allvarlighet (t.ex. död, förkortad livslängd, nedsatt njur-, lever- eller sköldkörtelfunktion).

När det gäller avfall anger NCRP risk, som sannolikheten att det händer något med en individ eller som frekvensen av händelser i en befolkningsgrupp. För att uppskatta detta behöver man

1. Sannolikheten för händelser som resulterar i utsläpp
2. Sannolikheten att individen eller befolkningsgruppen exponeras för utsläppet
3. Sannolikheten att exponeringen ger en skada

Risken från ett förvar/en deponi skulle kunna uttryckas som ett dimensionslöst riskindex (RI). Riskindexet för den i :te farliga substansen (R_i) definieras som den risk som uppkommer från deponering av den aktuella substansen relativt en bestämd tillåtlig risk för ett antaget avfallssystem.

$$R_i = F_i \frac{\text{(risk på grund av deponeringen)}}{\text{(tillåtlig risk)}}$$

F_i är en modifierande faktor för substans i och kan bero på avfallsanläggningens utformning, avfallets förpackning, osäkerhet i riskbedömningen m.m.

För varje substans där risken kan antas proportionell mot dosen (substansmängd/aktivitetsmängd) utan tröskelvärde, kan RI_i skrivas:

$$RI_i = F_i \frac{\text{(dos på grund av deponeringen)}}{\text{(tillåtlig dos)}}$$

Skillnaden i betydelsen av ”dos” för radionuklider och kemikalier är ointressant så länge samma betydelse används för en given substans i täljare och nämnare.

Om vi antar att riskerna från en enskild källa är additiva krävs att

$$\sum_i RI_i < 1$$

dvs. summan av alla bidrag får inte överstiga den tillåtliga dosen (eller tillåtliga risken).

Att addera riskerna för icke-cancerogena substanser kräver givetvis försiktighet med tanke på att dos-effekt sambanden där inte behöver vara linjära och att man inte kan utesluta samverkande (multiplikativa) faktorer mellan olika kemiska substanser.

Fördelen med det föreslagna riskindexet är att alla toxiska substanser behandlas på ett likartat sätt.

7.5 Ett riskbaserat avfallsklassificeringssystem

NCRP föreslår att alla typer av avfall delas in i tre klasser.

I Avfall som undantas från regelverket

För icke-cancerogena giftiga kemikalier rekommenderar NCRP att en försumbar dos ska definieras som en liten andel (t.ex. 10 %) av ett visst tröskelvärde för deterministiska (förutsägbara) effekter i människor. För radionuklider rekommenderas att en årlig effektiv dos på 0,01 mSv skall betraktas som en försumbar individdos. Den motsvarar en uppskattad livstidsrisk att dö i cancer på omkring $4 \cdot 10^{-5}$ (0,004 %) för en antagen exponeringstid på 70 år (5 % per Sv). Denna dos är också den som IAEA

använder för att definiera en undantagsklass för radioaktivt avfall.

Vad som menas med försumbara risker eller doser för radionuklider och kemiska carcinogener skulle också kunna diskuteras i relation till risker man inte kan undvika från den naturligt förekommande bakgrundsstrålningen (1 mSv/år). Eftersom livstidsrisken från exponering för naturlig bakgrundsstrålning och naturlig förekomst av kemiska cancerframkallande ämnen är omkring 1 %, skulle en försumbar risk kunna sättas till en liten del av denna medelbakgrundrisk (t.ex. 1 % av 1 %). En sådan "försumbar risk" skulle då på sikt bli mindre än variationen i bakgrundrisk som på olika orter följer av skillnader i levnadsvanor.

II Låg-riskavfall

Låg-riskavfall kan deponeras i en särskild marknära anläggning för farligt avfall. Gränsvärde för koncentrationer av farliga substanser skall kunna härledas genom att risken eller dosen för en oavsiktlig "inträngling" inte bör överskrida acceptabla (nätt och jämt tolererbara) nivåer.

Acceptabla (nätt och jämt tolererbara) risker eller doser

För icke-cancerogena giftiga kemikalier bör en acceptabel dos sättas vid ett tröskelvärde för deterministisk effekt i människa eller strax under tröskelvärdet (t.ex. med en faktor 2 eller 3) om en ytterligare säkerhetsmarginal önskas.

För radionuklider är gränsvärdet för årlig effektiv dos till individer bland allmänheten 1 mSv, vilket motsvarar en uppskattad risk att dö i cancer under resten av livet på omkring 4×10^{-3} eller 0,4 % (för en antagen exponeringstid av 70 år). Detta kan jämföras med risken att dö i cancer av andra skäl än strålning som är drygt 20 % eller drygt en person av fem.

Acceptabla risker eller doser kan, som ovan, också relateras till den oundvikliga risken från naturlig bakgrund.

III Hög-riskavfall

Detta avfall kan inte deponeras i marknära anläggningar, utan kräver deponering under markytan. Geologiska förvar är hittills lösningen för det högaktiva radioaktiva avfallet. Denna typ av förvar rekommenderas nu också för kvicksilver (SOU, 2001).

7.6 Riskuppskattningar och riskjämförelser

Det är möjligt att åtminstone teoretiskt uppskatta risken från låga stråldoser (ICRP, 1991). Det är givetvis nödvändigt att diskutera dessa risker i skenet av de risker som vi utan mycket funderande accepterar i vårt dagliga liv, t.ex. från naturligt förekommande bakgrundsstrålning. Å andra sidan berättigar ju inte existensen av andra risker en exponering för ytterligare strålning. De risker vi accepterar sedan tidigare ger emellertid en ram för att få perspektiv på risken med en ytterligare exponering för strålning från radioaktivt avfall.

Ett annat sätt att få perspektiv på vilka stråldoser vi utsätts för är att jämföra risker med radionuklider och kemikalier. Det finns en grundläggande skillnad mellan radioaktiva ämnen (joniserande strålning) och kemikalier när det gäller dos-effekt uppskattningar. Effektuppskattningarna när det gäller strålning kan baseras på en uppskattad absorberad dos till organ och vävnader i kroppen. Vidare kan sambandet mellan dos och effekt som erhållits från studier av exponerade persongrupper eller djurgrupper appliceras på alla radionuklider och de flesta exponeringssituationer. Man behöver således inte göra separata studier för varje enskild radionuklid såsom krävs för varje enskild kemikalie. När det gäller kemikalier kompliceras bilden av att det finns ca 30 000 substanser, av vilka kanske 20–25 % kan tänkas

orsaka cancer, fosterskador och genetiska effekter (Bengtsson, 2002). För giftiga kemikalier har man alltså ännu inte definierat några storheter som liknar absorberad dos eller ekvivalent dos även om det i dag förekommer mycket arbete på att hitta ett ”dosmått” (Törnqvist och Ehrenberg, 2001). Dos-respons samband för aktuella giftiga kemikalier måste därför bygga på studier av den individuella substansen.

Förutsägbara (deterministiska) effekter

En grundläggande princip i skyddsarbetet är att förhindra att förutsägbara (deterministiska) effekter (för strålning: hudskador, linsgrumling; för kemikalier: njur- och leverskador, neurologiska effekter m.m.) uppkommer såväl till följd av radioaktiva ämnen som av kemikalier. Såväl för kemikalier som för strålning antas dos-effekt-kurvan ha en tröskel när det gäller deterministiska effekter. För varje substans baseras det antagna tröskelvärdet på data för det mest känsliga organet eller vävnaden. Det finns emellertid viktiga skillnader mellan radioaktiva ämnen och giftiga kemikalier i det sätt dessa tröskelvärden är uppskattade och sedan tillämpas när det gäller skyddsarbetet.

När det gäller strålskyddet grundas dosgränser för förutsägbara effekter (hudskador, linsgrumling) bara på data från människor och sätts normalt till en faktor 10 under de antagna tröskelvärdena. Denna säkerhetsfaktor är avsedd att tillförsäkra att deterministiska effekter utesluts för praktiskt taget alla individer, inklusive de som skulle kunna vara ovanligt känsliga för strålning. När det gäller giftiga kemikalier har man normalt ett ännu mer konservativt (mer troligt att de överskattar än underskattar risken) betraktelsesätt. Delvis beror detta på att substansernas giftighet bara har studerats i djurförsök. Gränser för acceptabla doser definieras oftast av ”referensdoser”, som vanligtvis härleds från det nedre värdet i osäkerhetsintervallet för de antagna tröskelvärdena på det sätt som de är representerade av de s.k. NOAELS (no observed adverse effect level) eller lägre

konfidensgränser, för den s.k. ”benchmark”-dosen (den dos där 10 % av försöksdjuren visar påverkan), genom att lägga på åtskilliga säkerhets och osäkerhetsfaktorer, oftast på åtminstone en faktor 100 för att få en referensdos. Dessa säkerhetsfaktorer kan vara så höga som 5 000 för några substanser.

Referensdoserna för giftiga kemikalier ger således troligtvis oftast en betydligt större säkerhetsmarginal än dosgränserna för strålningsinducerade förutsägbara effekter.

Slumpmässiga (stokastiska) effekter

Den grundläggande principen för skyddet mot såväl radioaktiva ämnen som giftiga kemikalier är att sannolikheten för slumpmässiga effekter, i första hand cancer, ska begränsas till en för individen och samhället acceptabel nivå, sett mot bakgrund av de fördelar som den aktuella verksamheten genererar. För varje substans som orsakar slumpmässiga effekter, antas generellt när det gäller hälsoeffekter ett linjärt dos-effekt samband utan tröskelvärde. Detta synsätt är väl etablerat inom strålskyddet och vinner allt mer insteg när det gäller att uppskatta cancerrisker från cancerogena kemikalier i vår omgivning (Bengtsson, 1988; Granath och Ehrenberg, 1997; Duggan and Lambert, 1998; Granath et al, 1999; Törnquist och Ehrenberg, 2001).

De angivna sannolikhetsvärdena för radioaktiva ämnen och kemikalier som ger upphov till stokastiska effekter skiljer sig på två viktiga sätt. För det första är dos-effekt sambanden för strålning och tillhörande sannolikhetskoefficienter baserade på bästa tänkbara uppskattningar. Å andra sidan är, när det gäller kemikalier som orsakar stokastiska effekter, motsvarande data oftast avsedda att vara övre gränsvärden (det övre värdet i osäkerhetsintervallet). I djurdata kan ett sådant värde bli 5 till 100 gånger större än bästa uppskattning. För det andra har det primära måttet när det gäller slumpmässiga effekter till följd av strålning och radioaktiva ämnen varit andelen döda under resten av livet. Däremot har man när det gäller kemikalier arbetat

med incidensen, dvs. andelen insjuknade eller skadade i en befolkning till följd av exponering för ett cancerogent ämne, vilket förklaras att man i det senare fallet baserar sin uppskattning på djurförsök.

Det finns en annan skillnad mellan strålning och kemikalier. Strålning är en mera generell cancerogen, som kan ge upphov till cancer i många fler organ och vävnader än kemikalier. I strålskyddet tar storheten effektiv dos hänsyn till detta. För de flesta giftiga kemikalier tar man bara hänsyn till ett riskorgan eller -vävnad och ignorerar resten av kroppen. Utvecklingen av biokinetiska modeller för giftiga kemikalier ger en motsvarande möjlighet, men sådana modeller har ännu inte tagits fram i någon större utsträckning.

7.7 Beräkning av risksiffror

Måtten på cancerrisken är satta olika för radionuklider/strålning och kemikalier. För att klassificera radioaktivt avfall kan man använda risksiffran 0,05 per Sv (5 % per Sv) som är den som normalt användes när det gäller strålskydd av allmänheten (ICRP, 1991). Den har härletts från bästa anpassning till epidemiologiska data för höga doser framför allt från Hiroshima och Nagasaki och därefter anpassats till låga stråldoser och doshastigheter (faktor: 0,5). För kemiskt cancerogena ämnen kommer risksiffrorna från det övre värdet i osäkerhetsintervallet för observerad effekt vid höga doser (huvudsakligen från djurstudier). Anpassningen på övre gränsen i osäkerhetsintervallet ligger i flera studier 10 gånger högre än vad som erhålles med bästa möjliga anpassning.

Beträffande riskuppskattningar för radionuklider appliceras risksiffran ovan på den effektiva dosen. Risksiffrorna för kemiskt cancerogena substanser baseras på iakttagen effekt i ett enskilt organ eller i en speciell vävnad (oftast hos djur). Möjligheten till effekt i flera organ uppmärksammas sällan. Risksiffror för låga

doser av cancerogena kemikalier är mer konservativa (mer troligt att de överskattar risken) än risksiffrorna för radioaktiva ämnen.

För radionuklider förhindrar gränsvärdet 1 mSv i effektiv dos deterministiska effekter. För giftiga icke-cancerogena kemikalier kan tröskelvärdet för deterministiska effekter i människa uppskattas ur "benchmark"-doser, som i allt större utsträckning används för att få fram värden på tillåtliga doser av icke-carcinogener. En "benchmark"-dos är som redan nämnts en dos som hör samman med en specificerad effektnivå i en studerad population (t.ex. 10 % ökning av effekten). Det lägre värdet i osäkerhetsintervallet för "benchmark"-dosen (som hör ihop med 10 % ökningen) användes sen som utgångspunkt för att få fram den tillåtliga dosen. För att få fram en dos som utgör ett säkert skydd för alla människor rekommenderas att man tar en dos som är 10 gånger lägre än den undre konfidensnivån för den "benchmark"-dos, som fås vid en väl genomförd studie på människor och 100 gånger lägre än den undre konfidensnivån för en "benchmark"-dos som erhålles vid en väl genomförd studie på djur.

För att det föreslagna enhetliga klassificeringssystemet skall bli användbart fordras att risksiffror för ett mycket stort antal kemikalier tas fram. Den begränsade tillgången till sådana risksiffror begränsar i dag det föreslagna systemets användbarhet.

7.8 Exempel på jämförande gränsvärden för strålning, asbest och nickel

I detta avsnitt jämföres först de gränsvärden för yrkesbetingad verksamhet som tagits fram för exponering, dels för strålning och dels för asbestfibrer och nickelföreningar (Schneider et al., 2000). Såväl epidemiologiska undersökningar som djurförsök har klart visat att såväl asbestfibrer som vissa nickelföreningar kan orsaka cancer på samma sätt som strålning. Epidemiologiska studier har visat att det finns ett samband mellan relativt höga exponeringsnivåer och en extra förekomst av cancer. Där finns

det också anledning att för riskbedömningar anta linjära, icke-tröskelsamband mellan exponering och risk. Jämförelsen mellan risker och tillåtliga nivåer bygger på de regler som tillämpas i Frankrike (vilket åtminstone när det gäller strålning är desamma som i Sverige) och illustreras i *tabell 7.2*.

Tabell 7.2. Jämförelser mellan riskuppskattningar och tillätlig exponeringsnivå för joniserande strålning, asbest och nickel. Vid denna jämförelse har exponeringstiden satts till 40 år.

	<i>Extra risk att dö under resten av livet per dosenhet</i>	<i>Tillätlig exponeringsnivå (PEL)</i>	<i>Risk vid tillätlig exponeringsnivå under 40 år</i>
Joniserande strålning, anställda	4 % per Sv	100 mSv/5 år	3 %
Asbest, anställda	0,04 % per fiber/ml år	0,1 fiber/ml	0,16 %
Joniserande strålning, allmänheten	5 % per Sv	1 mSv/år	0,2 %
Nickel, allmänheten	14 % 10^{-6} per ng/m^3 år	10-tals ng/m^3	0,01 %

Dosgränserna för joniserande strålning, asbest och nickel är baserade på extrapolering från kända dos-risk relationer vid höga exponeringsnivåer. För att komma fram till tillåtliga exponeringsnivåer har för anställda gjorts jämförelse med risken att dö i andra yrken, som betraktas som säkra. För allmänheten har bl.a. jämförelser med naturlig bakgrundsstrålning gjorts.

7.9 Konsekvenser av det föreslagna klassificeringssystemet

Det föreslagna avfallsklassificeringssystemet är tillämbart på varje typ av avfall som innehåller radioaktiva ämnen, giftiga kemikalier eller en blandning av dessa två avfallslag. Systemet baseras på en bedömning av hälsoriskerna till allmänheten som uppkommer till följd av avfallsdeponeringen. Det innehåller en undantagsklass, som innehåller avfall som innebär en mycket låg risk och som kan hanteras som ofarligt material. De två övriga klasserna är låg-riskavfall (kan förvaras i marknära förvar) och hög-riskavfall (som kräver berggrundsförvar).

Gränserna mellan de olika avfallsklasserna får i det fortsatta arbetet kvantifieras i termer av gränser för koncentrationer för olika substanser så att undantagsgruppen kommer att innehålla så låga koncentrationer att substanserna inte innebär mer än en försumbar risk för en hypotetisk "inträngling" i ett avfallsförvar. Låg-riskanläggningen får inte orsaka mer än acceptabla risker för en inträngling. Avfall med högre innehåll än vad som kan tas omhand i de nämnda två typerna av avfallslag klassificeras som hög-riskavfall och kräver berggrundsförvaring.

Att anseliga mängder avfall som innehåller små mängder radionuklider eller giftiga kemikalier kan undantas från regelverket gör hanteringen enklare och billigare. Hög-riskavfallet kommer att utgöras av det mesta högaktiva radioaktiva avfallet, transuranavfall och långlivat radioaktivt avfall med lägre aktivitet. I samma grupp hamnar kemiskt avfall som innehåller höga koncentrationer av tungmetaller (bly, kadmium, kvicksilver). Nuvarande klassificeringssystem för kemiskt avfall innehåller inte någon sådan klass. Det föreslagna systemet kan antas få fördelar jämfört med dagens. Det är enkelt och lätt att förstå. Den tydliga kopplingen mellan klassificeringen och kraven på att skydda medborgarnas hälsa kommer förhoppningsvis att öka allmänhetens förtroende för avfallshanteringen och deponeringsverksamheten. Systemet har självklara fördelar när det gäller att hantera ett blandat avfall. Systemet ger förutsättningar för en

mer rättvis bedömning av olika avfallstypers farlighet än dagens system.

Referenser

- Bengtsson G. Comparison of radiation and chemical risks. SSI-rapport 88-18. Swedish radiation protection authority, Stockholm, 1988.
- Duggan M J, Lambert B E Standards for environmental, non-threshold, carcinogens: A comparison of the approaches used for radiation and for chemicals. *Ann occup hyg* 42(5), 315-323, 1998.
- Granath F, Ehrenberg L. Cancer risks at low doses of ionizing radiation and chemicals. In: *New risk frontiers, Proceedings of 10th anniversary conference of the society of risk analysis-Europe, Stockholm 1997* (Ed by B-M Sjöberg) Center for risk research, Stockholm, Sweden) 1997.
- Granath F, Vaca C E, Ehrenberg L, Törnqvist M A. Cancer risk estimation of genotoxic chemicals based on target dose and a multiplikative model. *Risk analysis* 19, 309-320, 1999.
- ICRP, International commission on radiological protection. 1990 recommendations of the international commission of radiological protection. ICRP Publication 60. *Annals of the ICRP* 21 (1-3), 1991.
- NCRP, National Council on Radiation Protection and Measurements. Risk-based classification of radioactive and hazardous chemical wastes. NCRP Report No. 139, 2002.
- Schneider T, Lepicard S, Oudiz A, Gadbois S, Hériard-Dubreuil. A comparison of the carcinogenic risk assessment and management of asbestos, nickel and ionising radiation. Report NEA/CRPPH(2000)11, November 2000, Nuclear Energy Agency.

SOU. Kvicksilver i säkert förvar. Betänkande av Utredningen om slutförvaring av kvicksilver. Statens offentliga utredningar, SOU 2001:58.

Törnqvist M, Ehrenberg, L. Estimation of cancer risk caused by environmental chemicals based on in vivo dose measurements. *J Env Pathol Toxicol Oncol* 20, 263–271, 2001.