

Förstudie Oskarshamn

Erfarenheter från geovetenskapliga undersökningar i nordöstra delen av kommunen

Torbjörn Bergman, Rune Johansson, Anders H Lindén,
Lars Rudmark, Carl-Henric Wahlgren
Sveriges Geologiska Undersökning

Sven Follin, Golder Grundteknik KB

Hans Isaksson, GeoVista AB

Hardy Lindroos, Mirab

Roy Stanfors, Roy Stanfors Consulting AB

Mars 1999

Svensk Kärnbränslehantering AB

Swedish Nuclear Fuel
and Waste Management Co
Box 5864
SE-102 40 Stockholm Sweden
Tel 08-459 84 00
+46 8 459 84 00
Fax 08-661 57 19
+46 8 661 57 19



Förstudie Oskarshamn

Erfarenheter från geovetenskapliga undersökningar i nordöstra delen av kommunen

Torbjörn Bergman, Rune Johansson, Anders H Lindén,
Lars Rudmark, Carl-Henric Wahlgren

Sveriges Geologiska Undersökning

Sven Follin, Golder Grundteknik KB

Hans Isaksson, GeoVista AB

Hardy Lindroos, Mirab

Roy Stanfors, Roy Stanfors Consulting AB

Mars 1999

Förord

Denna utredning sammanställer och utvärderar erfarenheter från de mer detaljerade geovetenskapliga undersökningar som gjorts i nordöstra delen av Oskarshamns kommun. Utredningen spänner över olika ämnesområden vilket återspeglas i sammansättningen av den grupp geovetare som genomfört utredningsarbetet. Under det gemensamma arbetet har huvudansvaret fördelats på följande sätt:

Geologisk översikt

<i>Torbjörn Bergman</i>	<i>- Berggrundsgeologi</i>
<i>Hans Isaksson</i>	<i>- Deformationszoner, geofysik</i>
<i>Anders H Lindén</i>	<i>- Radon i jordarter och berggrund</i>
<i>Hardy Lindroos</i>	<i>- Exploateringsintressen</i>
<i>Lars Rudmark</i>	<i>- Jordartsgeologi</i>
<i>Carl-Henric Wahlgren</i>	<i>- Deformationszoner</i>

Hydrogeologisk översikt

Sven Follin

Tidigare undersökta områden

<i>Sven Follin</i>	<i>- Hydrogeologi</i>
<i>Roy Stanfors</i>	<i>- Berggrundsgeologi, bergteknik</i>

Detaljinformationens betydelse som bedömningsunderlag i förstudien

Förutsättningarna för att applicera erfarenheter från undersökningarna i kommunens nordöstra del har diskuterats av hela gruppen och sammanställts av

*Sven Follin
Rune Johansson
Roy Stanfors*

Sammanfattning

På uppdrag av Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) har en sammanställning och utvärdering gjorts av befintlig information om berggrunds- och grundvattenförhållanden i den nordöstra delen av Oskarshamns kommun. Utredningen sammanfattar kunskap och erfarenheter från de mer detaljerade undersökningar som gjorts på fem platser, nämligen Äspö, Ävrö, Simpevarpshalvön, Laxemar och Kråkemåla. Slutligen diskuteras förutsättningarna för att generalisera resultaten från dessa områden till att omfatta motsvarande geologiska miljöer i andra delar av kommunen.

Sex parametrar, som på olika sätt är av betydelse som bedömningsunderlag i förstudien behandlas; litologi (bergartsfördelning), sprickfrekvens, större sprickzoner, bergkvalitet och grundvattenförhållanden.

Litologi

Äspö, Ävrö och Laxemar domineras alla av olika typer av Smålandsgranit. Laxemarområdet är sannolikt litologiskt representativt för de stora områden där Smålandsgranit är dominerande bergart. Ävrö och i viss mån också Äspö ligger däremot i ett område där berggrunden är något mer inhomogen än i merparten av kommundelen. Simpevarpshalvön skiljer sig från övriga platser genom att drygt hälften av berggrunden utgörs av vulkanit (metavulkanit och granitiserad vulkanit). Jämförbara förhållanden kan närmast förväntas i de delar av kommunen där vulkaniter förekommer. Kråkemålaområdet ligger inom Göttemargraniten, som är yngre än den dominerande Smålandsgraniten. Området är mycket homogent ur bergartssynpunkt, med endast obetydliga inslag av finkornig granit (aplit) och pegmatit. Undersökningarna i Kråkemåla ger sannolikt en representativ bild av områden med yngre graniter.

Litologin i de undersökta områdena uppvisar inte något generellt djupberoende. I de fall där bergartsfördelningen fastlagts genom detaljerade ytkarteringar (t ex på Äspö) är överensstämmelsen god mellan data från ytkarteringarna och från kärnborrhålen.

Sprickfrekvens

Den jämförelsevis inhomogena berggrunden på Simpevarpshalvön motsvaras av högre genomsnittlig sprickfrekvens än på övriga platser. Med tilltagande litologisk homogenitet i Äspö-, Laxemar- och Kråkemålaområdena följer också en lägre sprickfrekvens. Resultaten från borrhålen i de undersökta områdena faller i stort sett inom vad som är normalt för svenskt urberg ner till ca 500 m djup. I allmänhet uppvisar sprickfrekvensen ett djupavtagande, åtminstone i den översta delen av berggrunden. Detta behöver dock på intet sätt gälla för enskilda borrhål. Resultaten är sannolikt representativa för respektive litologiska enhet men förekomsten av sprickor uppvisar erfarenhetsmässigt stora lokala variationer och måste därför bestämmas lokalt. En allmän iakttagelse i Simpevarpsområdet är att bedömd sprickfrekvens baserad på ytkartering och borrhålsinformation är högre än den som observerats i berggrum och tunnlar.

Större sprickzoner

De större sprickzonerna delar in berggrunden i ett mosaikliknande mönster. Kantlängden på de olika bergplintarna i denna mosaik är ofta i storleksordningen upp till några kilometer. Det finns inget i den tillgängliga informationen som tyder på annat än att sprickzonerna formar en mosaikstruktur även i tre dimensioner, och att den genomsnittliga frekvensen av sprickzoner inte beror av djupet. Detta förhållande bedöms i första hand vara representativt för det stora område med Smålandsgranit som sträcker sig från Laxemarområdet och någon mil västerut. Sannolikt är dock förhållandet likartat även inom övriga större granitområden. Undersökningar av ett antal förmodade större sprickzoner i samband med förundersökningarna för Äspölaboratoriet visar att det är först genom geofysiska markmätningar och borrhning som zonernas egentliga bredd och karaktär kan bestämmas. Dessa erfarenheter gäller sannolikt för flertalet större sprickzoner inom kommunen.

Bergkvalitet

I Äspölaboratoriet har berget systematiskt klassificerats i samband med att anläggningen byggdes. För ca 90 % av den totala tunnallengden kan berget beskrivas som medelgott till mycket bra. Översiktliga klassificeringar har gjorts av borrhävar från de undersökta platserna och om samtliga borrhål beaktas fås följande resultat:

Simpevarpshalvön:	medelgott berg
Äspö och Laxemar:	bra berg
Kråkemåla:	bra - mycket bra berg
Ävrö:	medelgott – bra berg

Det går inte att urskilja någon generell förändring av bergkvalitet med djupet. Det är inte heller att förvänta, om man beaktar den nära kopplingen mellan sprickfrekvens och bergkvalitet. Med stor sannolikhet skulle undersökningar på andra platser inom de geologiska enheter som platserna ovan representerar ge jämförbara genomsnittsvärden för bergkvalitet, dock med avsevärda lokala variationer. Data från Äspö-Laxemar är sannolikt giltiga för de stora områden i kommunen där berggrunden domineras av Smålandsgranit.

Bergspänningar

Bergspänningsmätningar har gjorts vid Äspölaboratoriet, på Simpevarpshalvön (CLAB) och i Laxemar (borrhål KLX02). Mätningarna på de olika platserna skiljer sig väsentligt åt vad gäller omfattning, djup och mätteknik, varför jämförelser bör göras med försiktighet. Spridningen i data är avsevärd, men de genomsnittsvärden som erhållits är i stort sett jämförbara med genomsnittet för svensk berggrund, liksom även ökningen mot djupet. Som en första ansats är det rimligt att anta att data från Äspö och Laxemar ger rimliga medelvärden och spridningsintervall för spänningstillståndet i åtminstone de områden i kommunen som domineras av Smålandsgranit. Det skulle innebära överlag gynnsamma förhållanden ner till minst 500 meters djup. I mycket sprickfattiga graniter, exempelvis Göttemargraniten, är det inte uteslutet att bergspänningarna är högre och risken för smällbergsfenomen större. Generellt krävs det mätningar på plats för att få tillförlitliga data om bergspänningar.

Grundvattenförhållanden

Utifrån de borrhålsmätningar av berggrundens vattengenomsläpplighet (K-värde) som gjorts på Ävrö, Äspö och Simpevarpshalvön samt i Laxemar och Kråkemåla kan man konstatera att berggrundens vattengenomsläpplighet är mycket högre i större sprickzoner än i bergmassan. Mätningarna visar att K-värdet varierar med djupet på ett likartat men oregelbundet sätt på alla platserna. Detta kan tolkas som att inget av områdena skiljer sig radikalt från de övriga vad gäller förekomsten av vattenförande sprickzoner, samt att djupet inte har någon betydelse för var dessa uppträder. Kontrasterna i K-värden mellan sprickzonerna och bergmassan i övrigt är störst i fallet Kråkemåla (Götemargranit). I övrigt är det inte möjligt att urskilja några tydliga samband mellan K-värden och bergarter, något som kan bero på att eventuella kopplingar överskuggas av de långt större effekterna av enskilda sprickzoner.

Erfarenheterna från utsprängningen av Äspölaboratoriet tyder på att problem med inläckande grundvatten företrädesvis uppstår där tunnlar passerar genom större sprickzoner. Inflödet av grundvatten är relativt sett större än inflödena till de flesta gruvor i Sverige. En trolig förklaring till detta är att Äspö ligger i en skärningspunkt mellan större sprickzoner. Inflödet till anläggningen har till dags dato resulterat i en avsänkning av grundvattenytan närmast laboratoriet, som mest ca 90 m. Mot bakgrund av information från stora dagbrott och gruvor i Sverige kan förändringen av grundvattenytan på Äspö betraktas som normal med hänsyn till uppmätta K-värden.

Innehållsförteckning

Sammanfattning	v
1 Inledning	1
1.1 Bakgrund	1
1.2 Mål, metodik och underlag	1
1.3 Redovisning	2
2 Geologisk översikt	5
2.1 Jordarter	5
2.2 Bergarter	7
2.2.1 Ytbergarter	7
2.2.2 Djupbergarter	8
2.2.3 Gångbergarter	13
2.3 Deformationszoner	13
2.3.1 Bergartsgrupper i ett tektoniskt perspektiv	14
2.3.2 Deformationszoner inom undersökningsområdet	15
2.3.3 Deformationer i tid och rum	18
2.4 Radon i jordarter och berggrund	21
2.5 Exploateringsintressen	22
3 Hydrogeologisk översikt	25
3.1 Inledning	25
3.2 Skillnader mellan bergmassa och sprickzoner	25
3.3 Bergartsberoende och djupavtagande	28
3.4 Sött och salt grundvatten	31
4 Tidigare undersökta områden	35
4.1 Simpevarp	35
4.1.1 Inledning	35
4.1.2 Tidigare arbeten och utförda underökningar	35
4.1.3 Geologi	37
4.1.4 Borrhål	37
4.1.5 Hydrogeologi	38
4.1.6 Bergspänningsmätningar	39

4.2	Ävrö	41
4.2.1	Inledning	41
4.2.2	Tidigare arbeten och utförda undersökningar	41
4.2.3	Geologi	41
4.2.4	Borrhål	45
4.2.5	Hydrogeologi	46
4.3	Äspö	47
4.3.1	Inledning	47
4.3.2	Tidigare arbeten och utförda undersökningar	47
4.3.3	Geologi	49
4.3.4	Borrhål	50
4.3.5	Hydrogeologi	50
4.3.6	Bergspänningar	55
4.3.7	Byggnadsgeologiska erfarenheter	55
4.4	Laxemar	57
4.4.1	Inledning	57
4.4.2	Tidigare arbeten och utförda undersökningar	57
4.4.3	Geologi	59
4.4.4	Borrhål	60
4.4.5	Hydrogeologi	60
4.4.6	Bergspänningar	61
4.5	Kråkemåla	63
4.5.1	Inledning	63
4.5.2	Tidigare arbeten och utförda undersökningar	63
4.5.3	Geologi	65
4.5.4	Borrhål	65
4.5.5	Hydrogeologi	66
5	Detaljinformationens betydelse som bedömningsunderlag i förstudien	67
5.1	Litologi	67
5.2	Sprickfrekvens	71
5.3	Större sprickzoner	73
5.4	Bergkvalitet	75
5.6	Bergspänningar	77
5.7	Grundvatten	79
6	Referenser	83

1 Inledning

1.1 Bakgrund

På uppdrag av Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) har en sammanställning och utvärdering gjorts av befintlig information om berggrunds- och grundvattenförhållanden i den nordöstra delen av Oskarshamns kommun, se Figur 1-1. Utredningen är en del av det geovetenskapliga underlag som skall ligga till grund för att bedöma förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle till kommunen.

Det geovetenskapliga underlaget i sin helhet redovisas i tre huvudrapporter samt fem underlagsrapporter enligt följande:

- "Jordarter, bergarter och deformationszoner"
- "Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar"
- "Erfarenheter från geovetenskapliga undersökningar i nordöstra delen av kommunen" (denna rapport)
- Underlagsrapporter (5 st) samlade i en pärm med titlen "Geovetenskapligt underlag".

Slutsatser vad beträffar förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar till kommunen redovisas i de två förstnämnda rapporterna.

Underlagsrapporterna behandlar specifikt resultaten från mera detaljerade geovetenskapliga undersökningar som i olika sammanhang gjorts på fem platser i kommunen; Äspö (Äspölaboratoriet), Ävrö, Simpevarpshalvön, Laxemar- samt Kråkemålaområdet. Undersökningarna har gjorts av olika skäl, med olika ambitionsnivå och till olika djup, men gemensamt för alla är att de producerat lokala geovetenskapliga data med en detaljeringsgrad som inte föreligger från kommunen i övrigt. Platserna är samtliga belägna inom den del av kommunen som behandlas i föreliggande rapport, se Figur 1-2.

1.2 Mål, metodik och underlag

Målet med den utförda utredningen var att:

- ge en översikt över geologiska och hydrogeologiska förhållanden i den nordöstra delen av kommunen,
- sammanfatta befintlig geovetenskaplig kunskap om de platser i denna del av kommunen som undersökts mer i detalj,
- sammanfatta de erfarenheter som vunnits vid dessa undersökningar,
- utvärdera möjligheten att generalisera resultaten till att omfatta motsvarande geologiska miljöer i andra delar av kommunen.

Den sista punkten är väsentlig eftersom undersökningarna på de nämnda platserna har avsett områden och bergvolymen som ter sig små betraktade i den skala som i huvudsak gäller i förstudien. Det är därför viktigt att klargöra vilka möjligheter och begränsningar som finns när det gäller att generalisera och extrapolera data från dessa "nålstick" i berggrunden.

Ytterligare ett motiv för att särskilt sammanställa geovetenskapligt underlag från den aktuella delen av kommunen är att Simpevarpshalvön och området däromkring är ett av de lokaliseringalternativ som studeras i förstudien. En lokalisering av djupförvaret till detta område skulle ge möjligheter att driftsmässigt samordna djupförvaret med de kärntekniska anläggningar som redan finns på Simpevarpshalvön.

Underlaget till utredningen har i huvudsak varit resultat från undersökningarna på nämnda fem platser. Detta underlag har kombinerats med den geografiskt mera heltäckande men översiktliga information som finns tillgänglig i form av bland annat berggrunds- och strukturgeologiska kartor, data om vattenföring i brunnar mm.

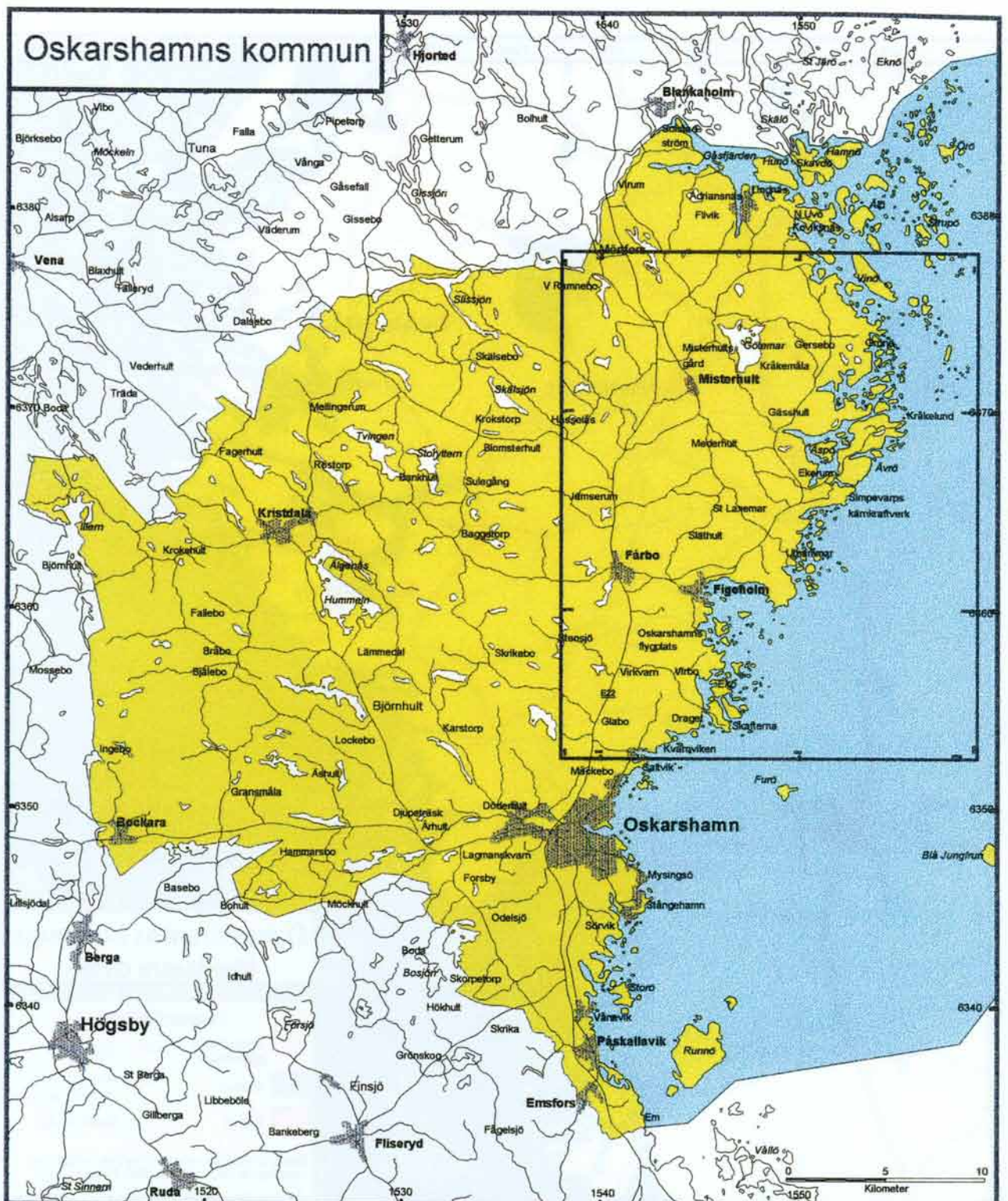
Underlaget är långt ifrån enhetligt. Medan Äspö undersökts mycket noggrant till djup som gott och väl motsvarar planerat "förvarsdjup" har exempelvis Simpevarpshalvön bara undersökts till som mest ca 100 m djup och dessutom i mindre omfattning. Det är bara från dessa två platser som det finns erfarenheter från berganläggningar. Från övriga tre platser finns information från undersökningar från ytan samt ett antal borrhål, varav två å tre på varje plats når större djup. Som jämförelse kan nämnas att i samband med förundersökningarna i Äspöområdet borrades 12 kärnborrhål till djup större än ca 250 m.

Bortser man från de uppräknade, särskilt undersökta platserna skiljer sig det befintliga underlagsmaterialet för kommunens nordöstra del inte på något avgörande sätt från vad som finns för kommunen i övrigt.

1.3 Redovisning

Rapporten ger först en geologisk och hydrogeologisk översikt över den nordöstra delen av kommunen, här definierad på det sätt som visas i Figur 1-1. Därefter sammanfattas resultat och erfarenheter från undersökningarna i området, väsentligen på basis av de mera utförliga redovisningar som återfinns i de fem underlagsrapporterna. Slutligen diskuteras hur och i vilken utsträckning denna information, vad avser ett urval av geovetenskapliga parametrar, kan nyttjas för mera generella bedömningar av förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar.

Förutom till SKB, berörda myndigheter och geovetare i olika sammanhang vänder sig rapporten också till de många intressegrupper och enskilda som vill ta del av förstudien och dess resultat. Den breda målgruppen ställer krav på ett lättläst språk, samtidigt som rapporten skall vara vetenskapligt relevant. Ibland har dessa krav inte gått att förena. Förklaringar till termer och fackuttryck ges i allmänhet då de första gången förekommer i texten. Dessutom har en geologisk ordlista bifogats, Bilaga 1.



Förstudie Oskarshamn

Oskarshamns kommun med omnejd. Det inramade undersökningsområdet benämns i denna rapport "kommunens nordöstra del". Underlagskarta från LMV.

Figur 1-1



Figur 1-2. Oskarshamns kommun, nordöstra delen med områdena Äspölaboratoriet, Ävrö, Simpevarpshalvön, Laxemar och Kråkemåla.

2 Geologisk översikt

Den geologiska översikt som presenteras i detta kapitel är en kortfattad version av den beskrivning som gjorts av kommunen som helhet i rapporten "Förstudie Oskarshamn - Jordarter, bergarter och deformationszoner" (Bergman m fl, 1998). Där återfinns också en utförlig beskrivning av det underlag som använts samt av den metodik som tillämpats.

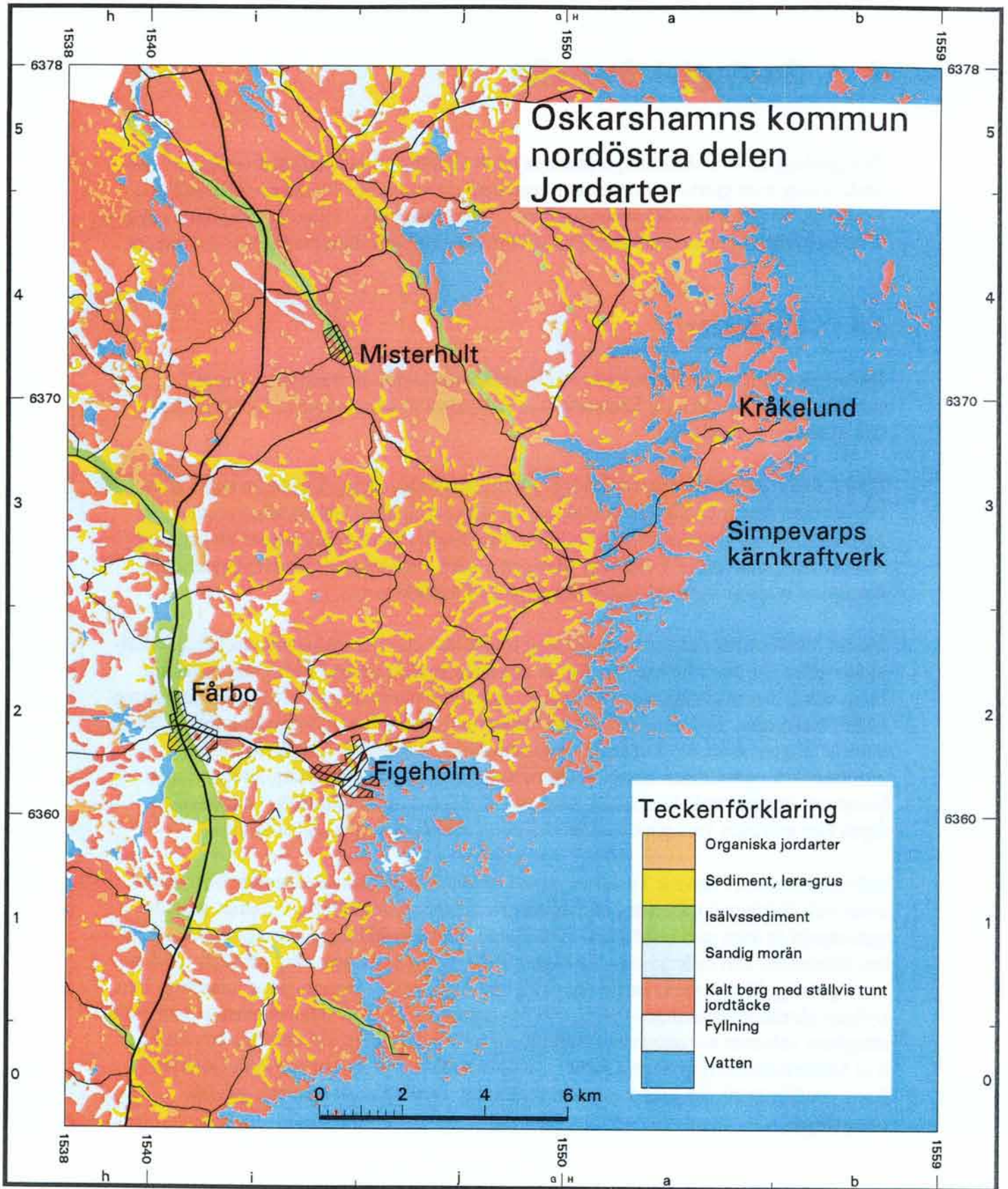
2.1 Jordarter

Jordartsgeologin i nordöstra delen av Oskarshamns kommun framgår av Figur 2-1, som är ett utsnitt ur den jordartskarta som sammanställts inom ramen för förstudien (Bergman m fl, 1998).

Berg i dagen har mycket stor utbredning fränsett området kring Figeholm och Fårbo. Där förekommer mer allmänt morän och ett större stråk med isälvsediment, den s k Tunaåsen. De områden som i Figur 2-1 är markerade med röd färg utgörs av kalt berg eller av berg täckt av ett jordtäckte, vanligen morän, med högst 1-2 meters mäktighet. Berggrundsytan är kuperad vilket återspeglas i jordtäcket yta.

Morän förekommer vanligen i anslutning till hållar och som uttunnande täcken på sluttningar eller i sänkor i hållpartier. Där är moränen vanligen högst några meter mäktig. Inom större sammanhängande moränytor, som i Fårboområdet, kan större moränmäktigheter förekomma. I ett område alldeles väster om Figeholm är moränytan kuperad. Detta beror antingen på att den kuperade berggrundsytan återspeglas i markytan eller på moränens s k egenformer såsom kullar och ryggar. Moränen är sandig-siltig, relativt homogen och saknar kalkinnehåll. Ytan är i allmänhet normalblockig. I exponerade lägen kan moränen vara påverkad av svallning och då omlagrad till svallgrus.

Isälvsedimenten i den s k Tunaåsen, som i området är väl utbildad mellan Virkvarn i söder och Hälsingsö i norr, är i allmänhet grova med en dominans av stenigt grus. I genomsnitt är åsen ca 5 m hög och 300 m bred. På vissa ställen, som exempelvis söder om Jämserum, kan mäktigheten vara upp till 20 m. Uttag av grus sker på några ställen i stora grustag. Denna verksamhet har dock under de senaste åren minskat i omfång. Den nyligen gjorda inventeringen (SGU, 1997) visar att ca 30 % av den återstående teoretiskt uttagbara volymen av naturgrus i kommunen finns i Tunaåsen vid och norr om Fårbo. Vid Misterhult och norr därom samt i området mellan Simpevarp och sjön Götemar finns ytterligare ett par stråk med isälvsediment. Dessa åsar är små och ganska obetydliga.



Figur 2-1. Jordartskarta över den nordöstra delen av Oskarshamns kommun.

2.2 Bergarter

Berggrundsgeologin inom Oskarshamns kommun framgår av berggrundskartorna över kommunen, Figur 2-2, respektive över den nordöstra delen av kommunen, Figur 2-3. Kartornas landområden är till största delen en modifiering av den kartering som gjordes i slutet av 1980-talet i samband med förundersökningarna inför valet av plats för Äspö-laboratoriet (Kornfält och Wikman, 1987a,b och 1988). Tolkningen av bergarternas utbredning under havet grundar sig på kunskap från landområdet samt på flygburna magnetiska mätningar och i viss mån på djupdata. Kartbilden inom dessa delar är mycket förenklad och gränsdragningen för de olika bergarternas utbredning högst preliminär. På berggrundskartan visas också utbredningen av mer betydande deformationszoner. Dessa härrör från den tektoniska tolkning av området som gjorts inom ramen för förstudien.

Bergarterna kan indelas i tre huvudgrupper; ytbergarter, djupbergarter och gångbergarter. Ytbergarterna har bildats på eller nära jordytan. De har antingen avsatts i form av lösa avlagringar (sediment) eller bildats genom att lava flutit ut och stelnat på jordens yta. Djupbergarter bildas på större djup i jordskorpan genom att en bergartsmälta (magma) tränger uppåt och till följd av sjunkande temperatur och tryck stelnar till en bergart. Gångbergarterna bildas vanligtvis sent i ett geologisk skeende och utgörs av gångar som bildats ur trögflytande, kiselrika magmor (aplit-, granit- och pegmatitgångar) eller ur lättflytande, kiselfattiga magmor (diabas).

Baserat på berggrundskartan, Figur 2-3, ges nedan en mer detaljerad beskrivning av bergarterna i den nordöstra delen av Oskarshamns kommun.

2.2.1 Ytbergarter

Metasedimentära och metavulkaniska bergarter

Den metasedimentära berggrunden i områdets nordöstra del domineras av kvartsiter (mörkt blå på berggrundskartan, se Figur 2-3). De är vanligtvis relativt homogena över stora områden och består huvudsakligen av kvarts och fältspat. Primära sedimentära strukturer som korsskiktning och böljeslagsmärken förekommer lokalt, vilket indikerar att den sand som primärt utgjorde bergartens huvudbeståndsdelar avsattes i en miljö motsvarande ett floddelta (Gavelin, 1984).

På öarna närmast kusten är de metasedimentära bergarterna glimmerrikare, vanligtvis mer inhomogena och huvudsakligen utbildade som ådergnejser, d v s uppbyggda av omväxlande mörka glimmerrika och ljusare kvarts- och fältspatdominerade lager, se Figur 2-4a. I dessa bergarter (ljus blå på berggrundskartan) förekommer lokalt metamorfa mineral som cordierit, andalusit och sillimanit.

Inlagrat i de sedimentära bildningarna förekommer också basiska (kvartsfattiga) vulkaniska bergarter. Dessa är vanligtvis omvandlade och utbildade som metabasiter d v s bergarter dominerade av mineralen hornblände, biotit och plagioklas.

I Simpevarpsområdet och på Ävrö uppträder, tillsammans med den dominerande Smålandsgraniten, områden med en grå, fin- till medelkornig bergart med intermediär sammansättning. De finkornigare delarna har tolkats som rester av en metavulkanisk bergart (Kornfält och Wikman, 1987a). De bågige bergarterna bildar tillsammans en relativt inhomogen bergartsblandning som illustreras på berggrundskartan med ljusgröna "spiriller". Det har även föreslagits att bergarten är en s k hybridbergart, d v s en bergart bildad genom blandning av en basisk magma och en "Smålandsgranitmagma" (A Wikström pers komm, 1998). Flera av anläggningarna på Simpevarpshalvön (Oskarshamnsverkets Block 1 och 2 samt CLAB) är anlagda i denna inhomogena blandbergart. Byggnadstekniskt har detta inte medfört några svårigheter (Stanfors och Larsson, 1998).

2.2.2 Djupbergarter

Granitoid och gabbro, äldre än 1830 miljoner år

I den södra delen av undersökningsområdet uppträder ett område med en grå, vanligtvis något gnejsig, medelkornig granitoid, se Figur 2-4b. Regionalt sett utgör detta område den östligaste delen av ett större granitoidbälte som kan följas ca 150 km åt VNV. En tonalit i Vetlandatrakten, tillhörande detta bergartsbälte, har daterats till 1834 miljoner år (Mansfeld, 1996). Inom undersökningsområdet dominerar granodiorit och tonalit men lokalt förekommer också mer basiska partier med diorit och gabbro. Dessutom förekommer rikligt med inneslutningar av fin- till medelkornig metabasit och gångar av röd, fin- till medelkornig granit. Lokalt är bergarten porfyrisk med cm-stora strökorn av kalifältspat och plagioklas. Den porfyriska karaktären ökar i kontakten mot Virbograniten strax norr om Oskarshamn (Kornfält och Wikman, 1987a).

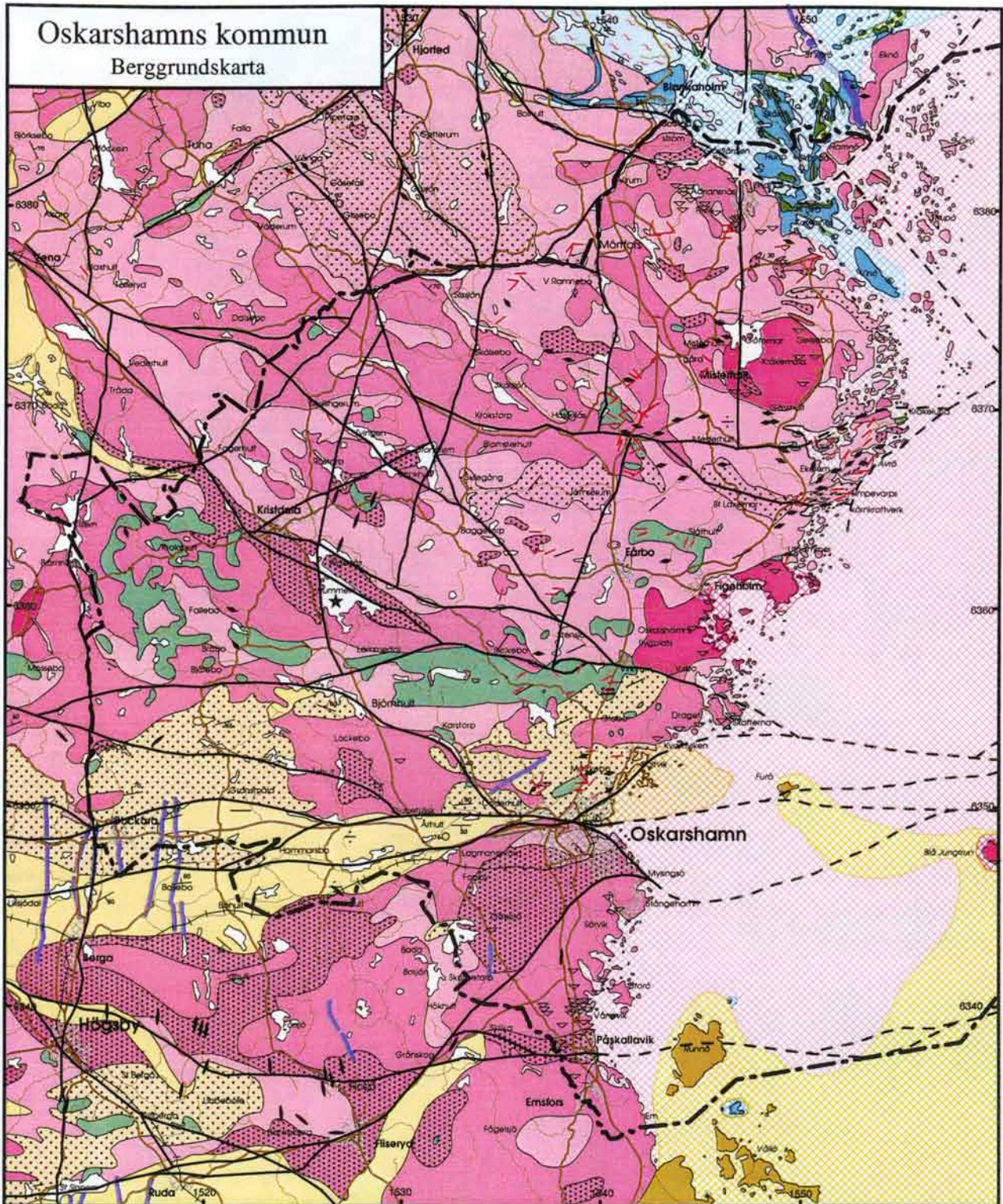
Granitoid och gabbro, ca 1800 miljoner år

Smålandsgranit dominerar inom undersökningsområdet. På berggrundskartan, se Figur 2-3, har den indelats i fyra grupper med utgångspunkt från sammansättning, färg, kornstorlek och textur:

1. Granit till kvartssyenit, gråröd till röd, medel- till grovkornig och vanligtvis jämnkornig (mellanröd på berggrundskartan).
2. Finkornig till fint medelkornig variant av typ 1 (mörkt röd med svarta prickar på berggrundskartan).
3. Granit till kvartsmonzodiorit, rödgrå till gråröd, medel- till grovkornig, vanligtvis porfyrisk (ljus röd med vita prickar på berggrundskartan).
4. Granodiorit till kvartsmonzodiorit, grå till rödgrå, medelkornig, jämnkornig eller glest porfyrisk, hornbländeförande (ljus röd med svarta prickar på berggrundskartan).

Oskarshamns kommun

Berggrundskarta



Teckenförklaring

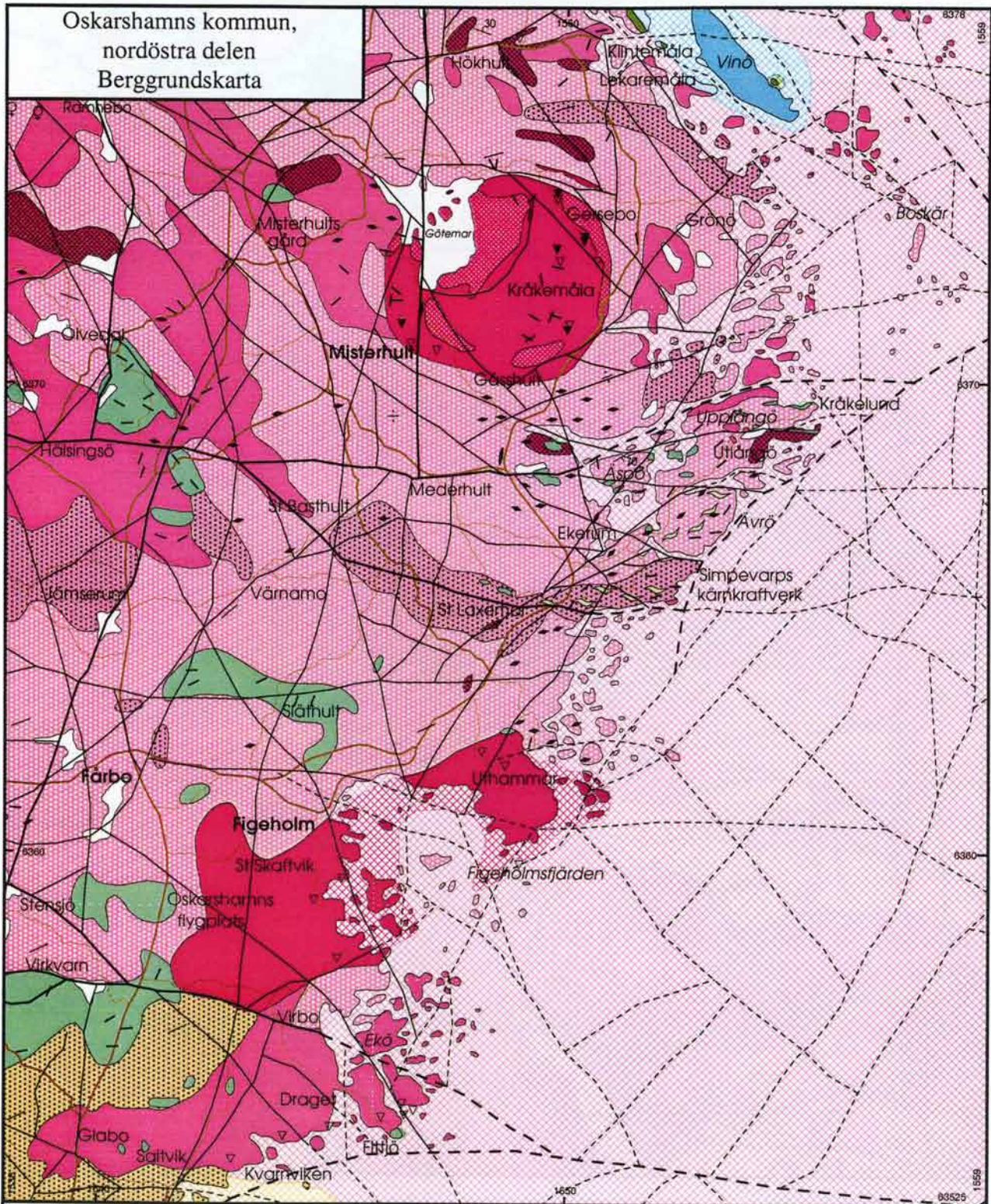
	Sandsten, ca 545 milj. år. Under hav (höger)		Vulkanisk bergart, sur, brun- till brunröd, vanligtvis porfyrisk (s.k. Smålandsporfyr), ca 1800 miljoner år		Inneslutning av äldre bergart i yngre
	Diabas. Magnetiskt indikerade (vänster), dito under hav (mitten), observerade i håll, < 10 m breda (höger)		Diorit och gabbro, medel- till grovkornig		Nedlagd gruva, sulfidmalm
	Aplit, finkornig granit och pegmatit, som gångar		Granodiorit till tonalit, grå till rödgrå, medel- till grovkornig, järnkornig, vanligtvis något gnejsig, > 1830 milj. år. Under hav (höger)		Nedlagd gruva, järnmalm
	Granit, röd, ca 1400 milj. år (Götemar-, Uthammar- och Jungfru-granit). Medel- till grovkornig (vänster), finkornig (mitten), under hav (höger)		Metavulkanisk bergart i allmänhet, sur till intermedjär, ca 1900 miljoner år		Berggläkt
	Granit till kvartarsyenit, gråröd till röd, järnkornig, ca 1800 milj. år. Medel- till grovkornig (vänster), finkornig till fint medelkornig (höger)		Metabasalt, huvudsakligen av vulkaniskt ursprung, ca 1900 miljoner år. Under hav (höger)		Förskifning med gradtal för stupning
	Granit till granodiorit, rödgrå till gråröd, medel- till grovkornig, vanligtvis porfyrisk, ca 1800 milj. år.		Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1900 miljoner år. Ådergnejsomvandlad (höger)		Förskifning, vertikal stupning
	Granodiorit till kvartarsmonzodiorit, grå till rödgrå, medelkornig, järnkornig eller glest porfyrisk, hornbländeförande, ca 1800 milj. år. Blandad med, och/välar med inneslutningar av, intermedjär metavulkanisk bergart (höger)		Kvartsil, ca 1900 miljoner år. Ådergnejsomvandlad (höger)		Förskifning, okänd stupning eller varierande
	Smålandsgranit i allmänhet, under hav		Metasedimentärbergart i allmänhet och kvartsil under hav		Stänglighet med gradtal för stupning
					Större förkastning eller aprickzon. Under hav (höger)
					Kommungräns
					Impakstruktur (meteoritnedslag)

Figur 2-2. Berggrundskarta över Oskarshamns kommun.

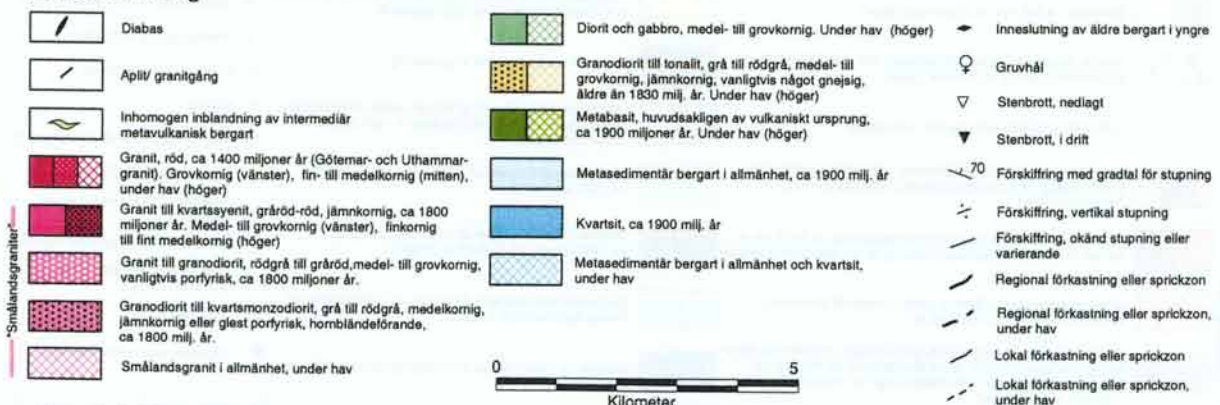
0 5 10
Kilometer



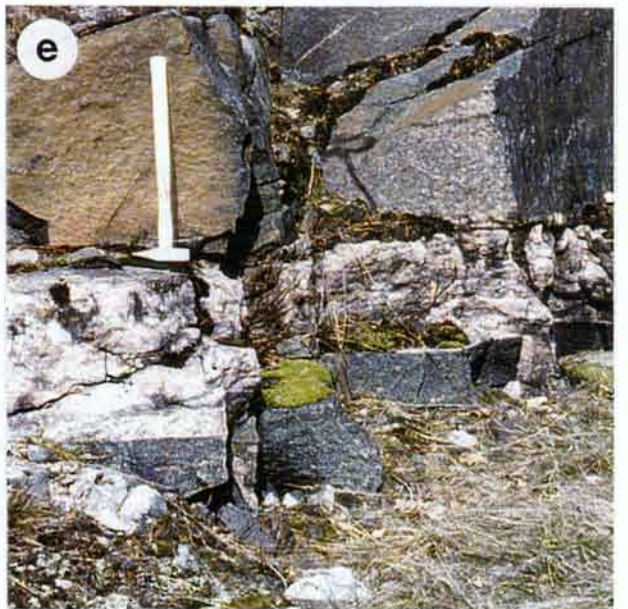
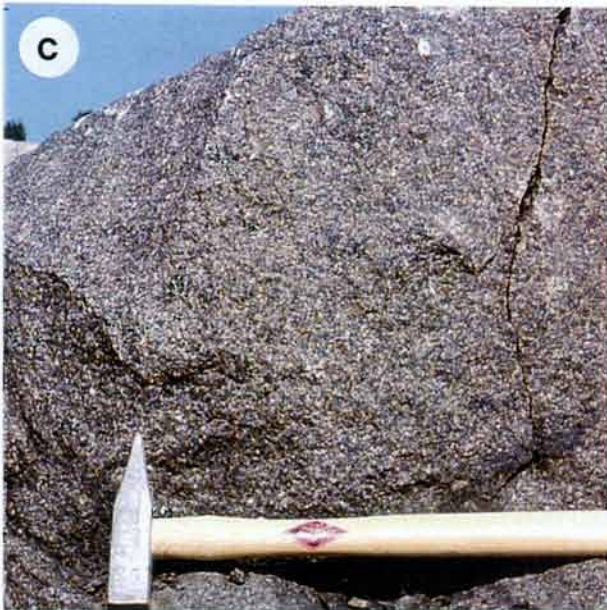
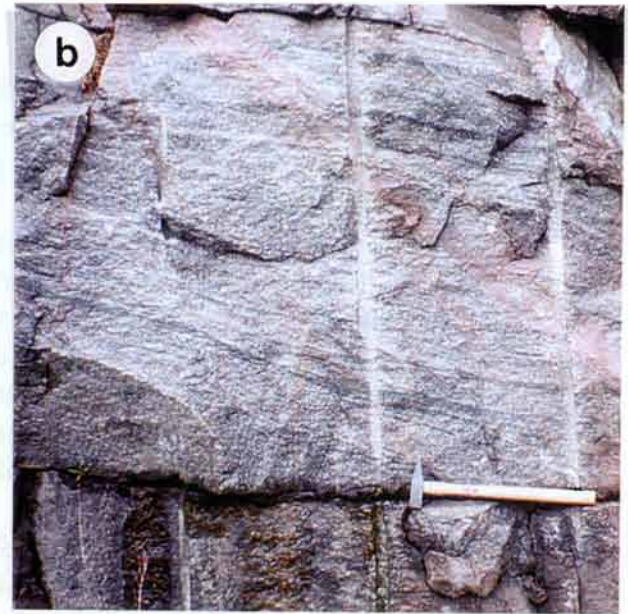
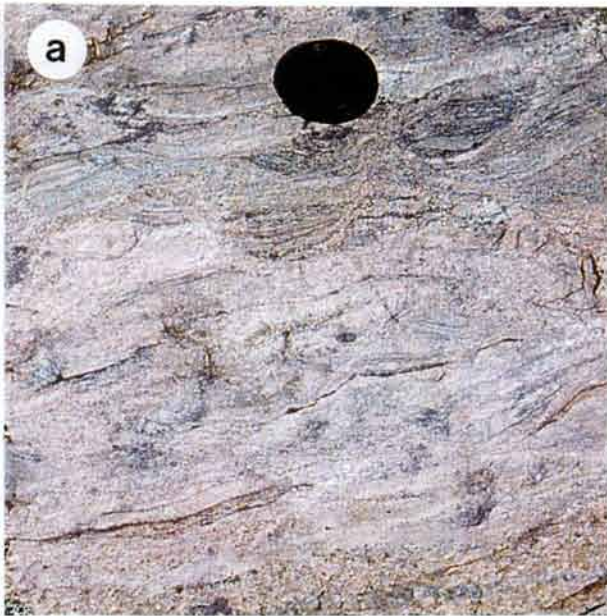
Oskarshamns kommun,
nordöstra delen
Berggrundskarta



Teckenförklaring



Figur 2-3. Berggrundskarta över den nordöstra delen av Oskarshamns kommun.



Figur 2-4. Typiska bergarter från den nordöstra delen av Oskarshamns kommun (Foto T Bergman 1998).

- a) Ådergnejs, Norra Uvö.
- b) Gnejsig granit, Oskarshamns stad.
- c) Rödgrå, porfyrisk granit ("Smålandsgranit"), Stenbo.
- d) Grovkornig, röd granit ("Göttemargranit"), Kråkemåla.
- e) Subhorisontell pegmatit, Gersebo.

De olika varianterna av Smålandsgranit förekommer mycket intimt associerade med varandra och mellanled samt gradvisa övergångar mellan alla typer förekommer. Störst utbredning har glest porfyrisk, medel- till grovkornig granit och granodiorit (typ 3).

Den jämnkorniga och vanligtvis röda varianten (typ 1) dominerar framför allt i områdets nordvästra och södra delar. Det större området i söder benämns sedan gammalt "Virbogranit" (Svedmark, 1904). Virbograniten är en röd, grovkornig, jämnkornig granit med stort innehåll av kalifältspat. På grund av dess stora likheter med de yngre Götemar- och Uthammargraniterna har den ibland räknats till dessa. Den samlade bedömningen, med utgångspunkt från strålningsmätningar, magnetiska mätningar och strukturella observationer, är dock att Virbograniten bör betraktas som Smålandsgranit.

Röd, medel- till grovkornig, jämnkornig Smålandsgranit upptar även relativt stora områden i den nordvästra delen av undersökningsområdet och uppvisar på många håll gradvisa övergångar till finkornigare varianter (typ 2). Finkornig röd granit förekommer också som gångar och mindre massiv, vilka är markerade med röda streck på berggrundskartan. Erfarenheter från arbetena vid Äspölaboratoriet indikerar att den finkorniga graniten vanligtvis är mer uppsprucken och därmed mer vattenförande än den grövre Smålandsgraniten (Stanfors, 1998).

På Äspö domineras berggrunden av en porfyrisk Smålandsgranit som vanligtvis är något mörkare än i andra delar av kommunen. Bergarten har i samband med undersökningarna på ön benämnts "Äspödiorit" och den något ljusare bergarten på intilliggande Ävrö har benämnts "Ävrögranit". Senare analyser har visat att bergarten på Äspö huvudsakligen har en sammansättning motsvarande granodiorit till kvartsmonzodiorit medan den på Ävrö huvudsakligen utgörs av granit. "Äspödioriten" har åldersbestämts till 1804 miljoner år (Kornfält m fl, 1997). Dessa båda lokala varianter har inte skiljts ut på berggrundskartan utan omfattas av typ 3.

Typ 4 är sammansättningsmässigt lik Äspödioriten och förekommer i ett flertal mindre områden över hela undersökningsområdet (ljus röd med svarta prickar på berggrundskartan). Bergarten är vanligtvis relativt mörk och grå med en kvartsmonzodioritisk sammansättning (Wikman och Kornfält, 1995). Svedmark (1904) benämnde bergarten "hornbländegranit" på grund av bergartens betydande innehåll av mineralet hornblände.

Granit ca 1400 miljoner år

Områdets yngsta graniter, mörkt röda på berggrundskartan, förekommer inom ett par väl avgränsade områden, bl a runt sjön Götemar, s k Götemargranit och utefter kusten mellan Uthammar och Virbo, s k Uthammargranit.

Götemargraniten har studerats i detalj av Kresten och Chyssler (1976) och beskrivs huvudsakligen som en röd, grovkornig, jämnkornig och kalifältspatrik granit, se Figur 2-4d. Lokalt förekommer även fin- till medelkornig granit och pegmatit. Aplit och pegmatit relaterade till Götemargraniten förekommer även i den omgivande Smålandsgraniten upp till 300 meter från kontakten mellan de bägge bergarterna. Vissa pegmatiter innehåller sällsynta mineral såsom beryll och topas. Mineralet flusspat är mycket vanligt i graniten.

Flusspat, liksom pyrit uppträder också i sandstensfyllda sprickor. Sandstenen antas vara av kambrisk ålder (ca 545 miljoner år) och har endast noterats i sprickor öster om den N-S-liga förkastningen genom sjön Götemar. Detta har tolkats som en indikation på att rörelser har skett utmed denna förkastning senare än för ca 545 miljoner år sedan (Kresten och Chyssler, 1976), se även Kapitel 2.3.3.

Uthammargraniten med sitt utbredningsområde vid kusten runt Figeholmsfjärden liknar utseendemässigt och kemiskt Götemargraniten och antas vara likåldrig med denna. För att bekräfta detta antagande krävs dock att Uthammargraniten dateras.

2.2.3 Gångbergarter

Gångbergarterna utgör en underordnad bergartsgrupp. Större diabaser saknas helt och endast ett fåtal mindre, decimeter- till meterbreda, gångar har dokumenterats (svarta spolar på berggrundskartan). En av dessa gångar går i N-S-lig riktning genom den centrala delen av Götemargraniten (Kresten och Chyssler, 1976). Gången antas tillhöra ett regionalt system av gångar som går att följa från Blekinge i söder till Dalarna i norr. Detta gångsystem har en ålder av ca 930 miljoner år (Johansson och Johansson, 1990; Solyom m fl, 1992) och diabas utgör därmed områdets yngsta magmatiska bergart.

Betydligt vanligare är gångar av finkornig granit och aplit (röda streck på berggrundskartan). Dessa gångar har noterats i samtliga magmatiska bergarter inom området med undantag för diabas. Åldersdateringar av finkornig granit från Äspö indikerar en ålder på nära 1800 miljoner år (Kornfält m fl, 1997). Kända gångar av finkornig granit och pegmatit i Götemargraniten visar dock att även yngre gångar förekommer.

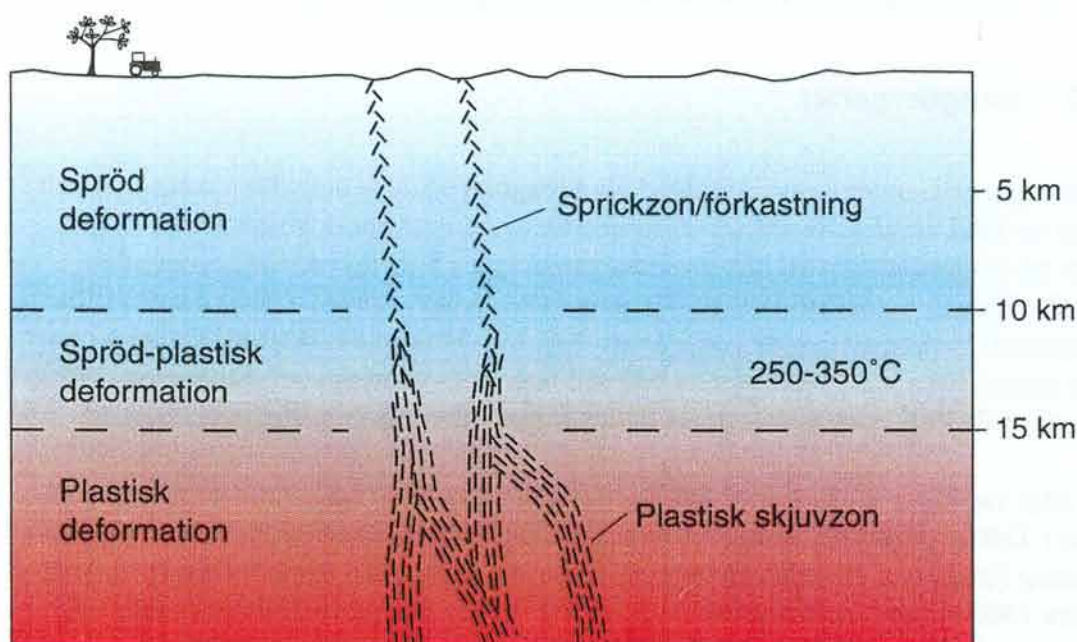
De få pegmatitgångar som noterats är vanligtvis flacka, till skillnad från gångarna av finkornig granit som vanligtvis är brantstående eller vertikala. Ett exempel på en subhorisontell (nära horisontell) pegmatit kan ses i en vägsränning strax SO om Gersebo, se Figur 2-4e.

2.3 Deformationszoner

Undersökningen av deformationszoner grundas på befintlig geologisk, geofysisk och topografisk information, se även Bergman m fl (1998). Inom Äspö-Simpevarpsområdet finns detaljerade strukturgeologiska, i första hand spricktektoniska, analyser baserade på topografisk information (t ex Tirén m fl, 1987; Tirén och Beckholmen, 1988a,b och 1989) och på flyggeofysiska data (Nisca, 1987). Vidare finns en strukturgeologisk analys av havsområdet utanför Simpevarp (Tirén och Beckholmen, 1988c). Vad gäller andra detaljundersökningar inom Äspö-Simpevarpsområdet hänvisas till befintliga underlagsrapporter och sammanställningar av de viktigaste resultaten (Munier, 1995; Ekman, 1998; Follin m fl, 1998; Stanfors, 1998; Stanfors och Erlström, 1998; Stanfors och Larsson, 1998).

En *deformationszon* är en svaghetszon i berggrunden i vilken deformationen är betydligt kraftigare än i omgivande bergmassa. Sker deformationen på stora djup (mer än 10-15 km) och under varma förhållanden (över 250-350 °C) deformeras bergarterna plastiskt, liksom en trögflytande massa, och zonen benämns då allmänt plastisk deformationszon eller *plastisk*

skjuvzon. Högre upp i jordskorpan där temperaturen är lägre är deformationen av spröd karaktär, dvs det sker en mekanisk nedbrytning och uppsprickning av bergarterna. I detta fall kallas zonen allmänt för en spröd deformationszon eller *sprickzon*. En *förkastning* är en sprickzon längs vilken rörelser skett parallellt med zonen. Termen *lineament* används för en ospecificerad, topografiskt och/eller magnetiskt framträdande, linjär (långsträckt) struktur i landskapet. Figur 2-5 visar en principskiss över relationen mellan plastisk och spröd deformation.



Figur 2-5. Principskiss som visar relationen mellan spröd och plastisk deformation i jordskorpan. Övergången från spröd till plastisk deformation är i första hand temperaturberoende och sker gradvis på ett djup av ca 10-15 km.

2.3.1 Bergartsgrupper i ett tektoniskt perspektiv

Bergarterna har indelats i tre huvudgrupper med utgångspunkt från deformationsstil och grad av omvandling, se Figur 2-6.

1) *Ytbergarter och granitoider, ca 1900 och 1830 miljoner år.* Dessa bergarter har påverkats mer eller mindre kraftigt av regional, plastisk deformation och omvandling för ca 1830-1800 miljoner år sedan och delvis senare, under den s k svekokarelska orogenesen (bergskedjebildningen).

2) *Granit och associerade bergarter, ca 1800 miljoner år.* Jämfört med bergarterna i grupp 1 är dessa relativt välbevarade och uppvisar endast tecken på att ha utsatts för lokal och stråkvis deformation och omvandling under senare delen av den svekokarelska orogenesen.

3) *Granit, ca 1400 miljoner år*. Dessa bergarter bildades efter det att jordskorpan vid den i dag exponerade nivån upphört att deformeras plastiskt. De är således opåverkade av den plastiska deformation som drabbat bergarterna i grupp 1 och delvis även grupp 2, och därmed endast påverkade av spröd deformation.

2.3.2 Deformationszoner inom undersökningsområdet

Deformationszonskartan, se Figur 2-6, visar bergartsgrupper utifrån ett tektoniskt perspektiv, förekomst av myloniter och krossbreccior samt tolkade formlinjer, magnetiska konnektioner, plastiska skjuvzoner, sprickzoner och förkastningar.

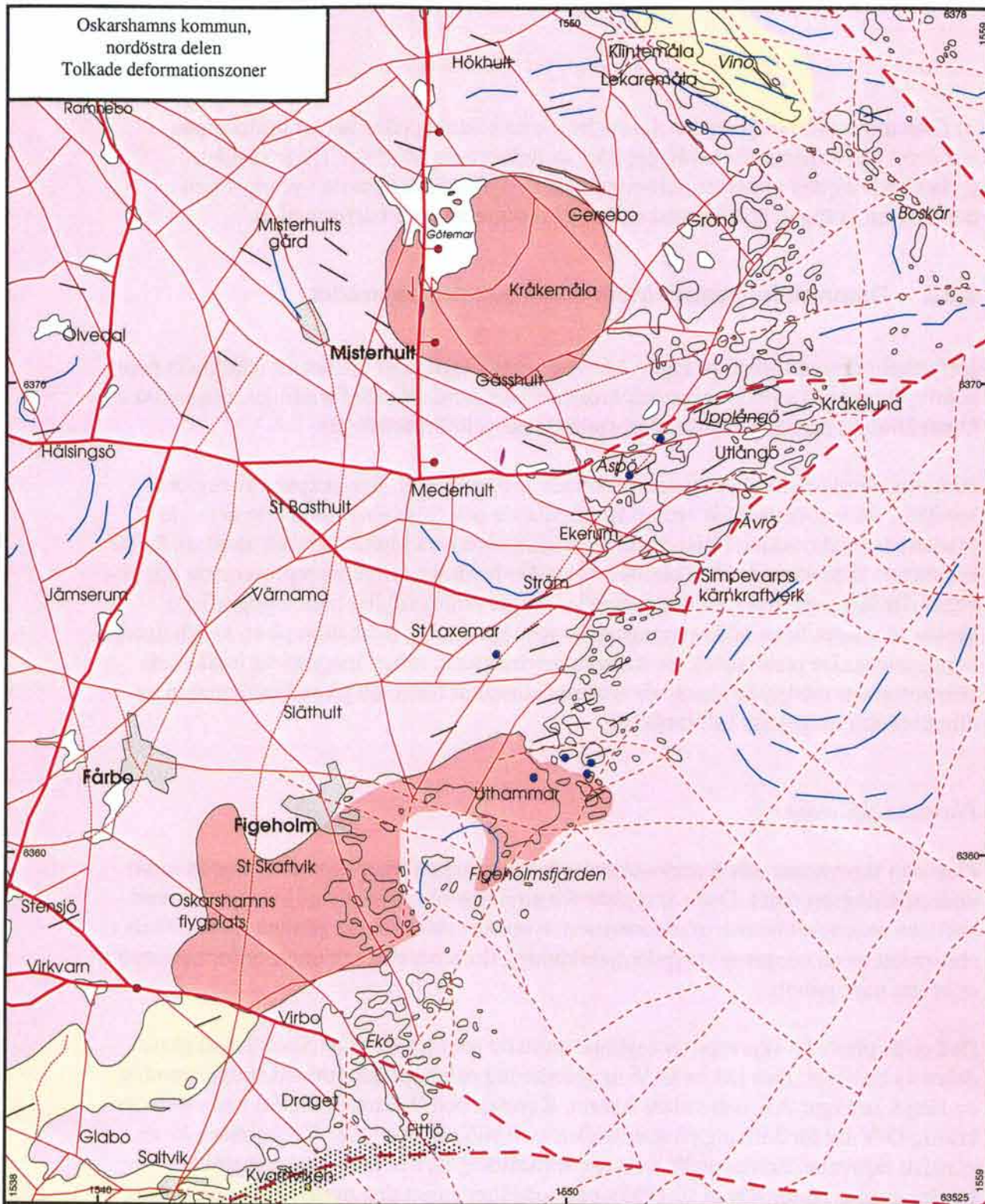
På kartan är plastiska skjuvzoner markerade med ett raster. Sprickzoner av regional karaktär, d v s zoner som är tydligt framträdande och följbara 10-tals kilometer, är markerade med tjockare linjer, medan sprickzoner av mer lokal karaktär (kortare än 10 kilometer) är markerade med tunnare linjer. De heldragna linjerna representerar sprickzoner där lågmagnetiska linjära anomalier i regel sammanfaller med topografiska sänkor, d v s det finns både en magnetisk och topografisk indikation på en svaghetszon i berggrunden. De punktstreckade linjerna representerar enbart magnetiskt indikerade svaghetszoner medan de streckade zonerna i havet är baserade på en kombination av djupdata och magnetisk information.

Plastiska skjuvzoner

Plastiska skjuvzoner, såväl regionala som lokala, förekommer mycket sparsamt inom undersökningsområdet. Detta är typiskt för områden som domineras av yngre, huvudsakligen massformiga och ur deformationssynpunkt välbevarade graniter, som bildats i slutstadiet av en orogenes (bergskedjebildning), d v s när den regionala deformationen i stort sett har upphört.

Den enda plastiska skjuvzon av regional karaktär som påvisats återfinns i sydligaste delen av området. Den har en O-V-lig orientering och uppträder utmed södra stranden av Fittjö, se Figur 2-6, och vidare österut. Kornfält och Wikman (1987a) har noterat en kraftig O-V-lig förskiffring på södra delen av Fittjö vilket styrker förekomsten av en plastisk skjuvzon. Zonen utgör en östlig fortsättning på den stora Oskarshamns-Bockarazonen (Bergman m fl, 1998), och fortsätter enligt den magnetiska tolkningen vidare österut genom Öland, där den dock är täckt av kambro-ordoviciska sedimentära bergarter.

I samband med SKB:s undersökningar i Äspöområdet med omnejd har ett antal plastiska skjuvzoner av mer lokal karaktär dokumenterats (t ex Nisca, 1987; Talbot och Riad, 1988; Talbot m fl, 1988; Talbot och Munier, 1989; Talbot, 1990). Zonerna har NO- till ONO-liga riktningar och är upp till några 10-tals meter breda. Ett exempel på dessa är den NO-liga s k Äspöskjuvzonen vilken utgör en enbart magnetiskt indikerad zon i Figur 2-6. De NO-liga zonerna karakteriseras av sinistrala (moturs) horisontalrörelser, medan de ONO-liga zonerna karakteriseras av dextrala (medurs) rörelser (t ex Talbot och Munier, 1989).



Teckenförklaring

- Krossbreccia
 - Mylonit
 - Sprickzon, t.h. under havet
 - Regional sprickzon, t.h. under havet
 - Deformationszon (sprickzon?), enbart magnetiskt indikerad
 - ↕ Moturs horisontell rörelse i sprickzon
 - Vertikal rörelse i sprickzon. Symbol pekar mot sänkta blocket
 - ▨ Område påverkat av plastisk skjuvdeformation (plastisk skjuvzon)
 - Strykningsriktning av planstruktur (foliation)
 - Magnetisk konnektion
 - ▨ Diabas, ca 900 miljoner år.
 - ▨ Granit, ca 1400 miljoner år
 - ▨ Granit och associerade bergarter, ca 1800 miljoner år
 - ▨ Ytbergarter och granitoider, ca 1900-1830 miljoner år
 - ▨ Tätort
- 0 5
Kilometer

Figur 2-6. Deformationszonskarta över nordöstra delen av Oskarshamns kommun



Utanför Äspö-Simpevarpsområdet, norr om sjön Götömar, har smala, plastiska skjuvzoner observerats utmed den N-S-liga förkastning som går genom Götömargraniten. Väster om Götömargraniten finns ett N-S-ligt orienterat system av 2-7 dm breda, dextrala mylonitiska zoner, vilka är följbara minst en kilometer (Talbot, 1990).

På berggrundskartorna över Äspö-Simpevarpsområdet med omnejd (Kornfält och Wikman, 1987a, b) har förekomster av mylonit markerats i ONO-liga förskiffringszoner på Fläskö öster om Uthammar, i VNV-liga zoner på öarna söder och väster om Fläskö, i NNO-liga zoner söder om Laxemar utmed vägen mellan Figeholm och Simpevarp, samt i dessa zoners förlängning norr om Ström.

Sprickzoner och förkastningar

Av deformationszonskartan, se Figur 2-6, framgår att undersökningsområdet karakteriseras av ett regelbundet, tvärkorsande sprickzonsmönster, vilket är typiskt för en berggrund bestående av välbevarade granitiska bergarter. De regionala zonerna, d v s zoner som har en längdutsträckning på flera 10-tals kilometer, har dominerande ca N-S-liga och ca O-V-liga riktningar. Mellan dessa förekommer lokala zoner, d v s zoner som i regel är kortare än 10 kilometer, i varierande riktningar. Förutom de nu nämnda regionala sprickzonerna, bildar de lokala zonerna ett varierande sprickzonsmönster som begränsar berggrundsblock vilka i sin tur innehåller sprickzoner av ännu lägre dignitet. Tolkningen av djupdata och magnetiska data antyder att sprickzonsmönstret i den av hav täckta berggrunden är likartat jämfört med det som kan studeras på fastlandet.

Två regionala N-S-liga zoner förekommer inom området. En, den s k Götömarzonen, utgörs av en sprickzon/förkastning som löper från trakten av Mederhult i söder genom sjön Götömar där den genomkorsar den västra delen av Götömargraniten, och vidare norrut genom Gåsfjärden norr om undersökningsområdet. Den andra zonen löper från trakten sydväst om Stensjö i söder till Mörtfors och sjön Maren norr om undersökningsområdet. Den södra delen av zonen, söder om den O-V-liga Mederhultzonen (se nedan) är förskjutet ca 1,5 kilometer åt öster och har samtidigt en mer NNO-lig trend.

De ungefärligen O-V-liga regionala sprickzonerna/förkastningarna inom området är också två till antalet. Den ena är den s k Mederhultzonen, vilken löper från Hasselås i väster (utanför undersökningsområdet), genom Mederhult och vidare österut till kustbandet, där den norr om Äspö och österut har en mer ONO-lig riktning. En gren av Mederhultzonen löper parallellt med Simpevarpshalvöns södra strand. Den andra O-V-liga sprickzonen löper från området sydväst om Stensjö, österut genom Virkvarn till Virbo och vidare i OSO-lig riktning. Denna zon utgör en del av ett i huvudsak NV-ligt system av zoner som löper genom sjön Hummeln (Bergman m fl, 1998). Ute i havet ansluter sprickzonen till den ovan beskrivna O-V-liga plastiska skjuvzonen.

Utöver de N-S-liga och O-V-liga sprickzonerna förekommer en regional NO-lig zon som löper parallellt med kusten utanför Ävrö. Den är markerad till havsområdet söder om Simpevarp där den fortsätter i SV-lig riktning som en mindre tydlig zon. Vidare finns i den nordöstligaste delen av området en regional sprickzon i NV-lig riktning. Den korsar omedelbart öster om undersökningsområdet den NO-liga zonen.

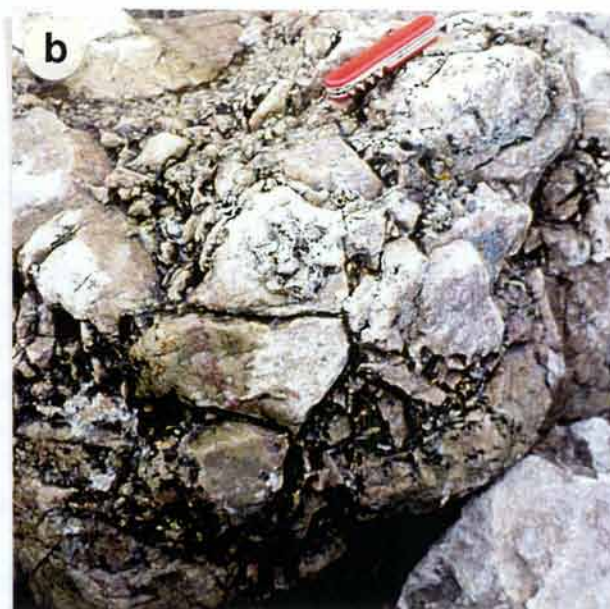
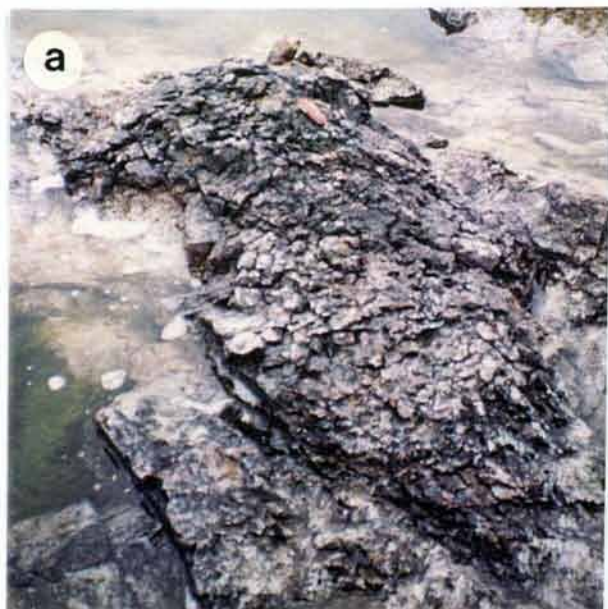
Inom undersökningsområdet förekommer även tolkade svaghetszoner vilka enbart är magnetiskt indikerade, se Figur 2-6. Två sådana zoner, med en längdutsträckning på upp till mer än 10 kilometer, är markerade i NNO-lig riktning väster om Figeholm samt från den sydvästra delen av området upp till området sydväst om sjön Götemar. Eftersom de inte är topografiskt markerade är deras karaktär oklar. Vid fältkontroll av en NNO- till NO-lig zon av denna typ nära Stora Laxemar bekräftades förekomsten av en bred lågmagnetisk zon men utan nämnvärd deformation. I den centrala delen påträffades en måttligt uppkrossad kvartsläkt sprickzon. För att avgöra varje enskild zons karaktär krävs mer ingående undersökningar, inklusive fältkontroll. Den tidigare nämnda Äspözonen, som också är enbart magnetiskt indikerad, har vid undersökningarna på Äspö konstaterats vara en bred plastisk skjuvzon.

Eftersom sprickzoner, till skillnad från plastiska skjuvzoner, så gott som alltid är dåligt blottade, är stupningen av zonerna dåligt känd. Det är dessutom ofta svårt att avgöra om rörelser skett parallellt med zonerna, dvs om zonerna utgör förkastningar. Sannolikt har dock rörelser skett parallellt med de mer ihållande sprickzonerna. Den N-S-liga sprickzonen genom Götemargraniten tolkas som en förkastning där det östra blocket sjunkit relativt det västra. Detta antagande grundar sig på att sprickfyllnader av kambrisk sandsten enbart är dokumenterade i området öster om förkastningen. Vertikalförskjutningen uppskattas till ca 500 m, men en moturs horisontalförskjutning på ca 200 m har också skett (Kresten och Chyssler, 1976). I den västra förlängningen av Virbo-Virkvarnszonen, vid Baggetorpskvarn, förekommer rivningsbreccior och uppsprucket berg, vilket tydligt indikerar att även denna zon utgör en förkastning.

I Äspö-Simpevarpsområdet, där man som ett resultat av detaljerade undersökningar har god kunskap om zonernas orientering och karaktär, stupar de flesta sprickzonerna 60-90° (Stanfors och Erlström, 1998). En sprickzon med 45° stupning, som dock utgör en del av ett system av zoner i vilket även vertikala zoner ingår, har rapporterats (Munier, 1995). Flacka zoner har rapporterats av Nordenskjöld (1944), men enbart en, vid Hälleberg ca 4,5 kilometer nordväst om sjön Götemar, har återfunnits (Talbot, 1990; Munier, 1995). Detta indikerar att de flesta sprickzonerna/förkastningarna inom området har relativt brant till vertikal stupning, brantare än ca 60°.

2.3.3 Deformationer i tid och rum

De plastiska skjuvzonerna inom området bildades förmodligen för ca 1800 miljoner år sedan i samband med intrusionen av Smålandsgranit och dess relaterade basiska bergarter. Bergarterna är dock även påverkade av senare plastisk deformation. De ca 1400 miljoner år gamla Götemar- och Uthammargraniterna är inte påverkade, vilket innebär att deformationen måste ha skett innan dessa intruderade. Det är vidare rimligt att anta att ingen plastisk deformation av regional karaktär skett senare än för ca 1700 miljoner år sedan, eftersom skjuvzonerna förmodas vara ett resultat av stråkvis deformation i slutskedet av den bergskedjebildning (svekokarelska orogenesisen) som skapat berggrunden i östra Sverige.



Figur 2-7. Exempel på spröd deformation i bergarterna på Furö (Foto C-H Wahlgren 1998).

- a) Uppsprucken-breccierad Smålandsgranit på sydspetsen av Rönnudden på västra Furö.
- b) Uppsprucken-breccierad kambrisk sandsten i NV-lig sprickzon utmed stranden på nordvästra Furö, väster om Furö-Glo.
- c) Kvartsläkta sprickor i kambrisk sandsten i samma sprickzon som i b)
- d) Uppsprucken-breccierad, kvartsläkt kambriska sandstenen i samma sprickzon som i b) och c).

Under de senaste ca 1700 miljoner åren har berggrunden inom undersökningsområdet huvudsakligen deformerats under spröda förhållanden med bildning av sprickzoner och förkastningar som följd. När i tiden dessa zoner bildats och reaktiverats samt hur de rört sig är svårt att avgöra, dels p g a bristen på bergarter som är yngre än ca 1400 miljoner år vilka kan användas för att relativt åldersbestämma zonerna, dels p g a bristen på andra referensstrukturer än det subkambriska peneplanet. Det senare utgör en plan urbergsyta som utbildades genom vittring och erosion under en tektoniskt sett mycket stabil period i slutet av prekambrium, d v s för ca 700-545 miljoner år sedan. Den kambriska sandstenen är avsatt på detta peneplan. Alla sprickzoner som utgör markerade sänkor, eller utefter vilka markerade nivåskillnader förekommer i peneplanet, är potentiella zoner i vilka rörelser yngre än ca 700-545 miljoner år har skett.

Den N-S-liga förkastningen genom Göttemargraniten har med stor sannolikhet rört sig i postkambrisk tid, d v s senare än för ca 545 miljoner år sedan, eftersom sprickfyllnader av kambrisk sandsten enbart dokumenterats öster om förkastningen. På Enudden söder om Kråkelund förekommer mindre förkastningar vilka inte påverkar sprickor fyllda med kambrisk sandsten (Talbot, 1990). Detta indikerar att småskaliga förkastningar inom de berggrundsblock som omgärdas av större sprickzoner/förkastningar huvudsakligen är av prekambrisk ålder. Eventuella postkambriska rörelser har förmodligen koncentrerats till de större zonerna (jfr Talbot, 1990). Sålunda behöver inte rörelser i de större zonerna innebära att berggrundsblocken mellan zonerna påverkas i någon större utsträckning.

Inom ramen för förstudien gjordes en fältrekognosering på Furö strax söder om undersökningsområdet. På den södra stranden av Rönnudden i den nordvästra delen av ön förekommer en breccierad, röd, grovkornig granit, se Figur 2-7a. Resten av Furö utgörs av kambrisk sandsten. Utmed stranden norr om Rönnudden förekommer en breccierad och delvis kraftigt uppsprucken sandsten i en NV-lig subvertikal sprickzon, se Figur 2-7b-d. Zonen kan vara relaterad till den tolkade O-V-liga regionala sprickzonen i området. Detta indikerar att kontakten mellan sandstenen och graniten i detta fall är tektonisk och att rörelser skett i berggrunden senare än för ca 700-545 miljoner år sedan.

Som nämnts ovan indikerar den magnetiska anomalikartan att de O-V-liga deformationszonerna i Oskarshamn-Bockarastråket, till vilket zonen utmed södra Fittjö tillhör, kan följas österut genom Öland. Enligt Milnes och Gee (1992) och Munier (1995) är dock de ordoviciska bergarterna utmed den nordvästra kusten av Öland, bortsett från förskjutningar i cm-skala, helt intakta och opåverkade av tektoniska störningar. Detta indikerar att inga rörelser skett i dessa zoner i postkambrisk tid. Den nordligaste delen av Öland, norr om Byxelkrok, uppvisar emellertid ett enklare och samtidigt något annorlunda tektoniskt mönster, vilket möjligen indikerar förekomsten av en NV-lig störningszon i ett oblottat område vid Byxelkrok (Milnes och Gee, 1992).

Maddock m fl (1993) har använt t ex paleomagnetiska och radiometriska dateringsmetoder för att bestämma åldern på sprickzoner i Äspölaboratoriet. Undersökningarna indikerar att de senaste rörelserna i sprickzonerna skett för mer än 250 miljoner år sedan.

Beträffande de allra yngsta, sen- eller postglaciala rörelserna i berggrunden kan konstateras att inga sådana har dokumenterats i kommunen. Vissa blockansamlingar, sprickor i berget och störningar i jordlagerföljder har dock tolkats som orsakade av sen- eller

postglaciala rörelser i berggrunden. Särskilt kan nämnas den undersökning (Mörner, 1989) på Äspö där 120 lokaler framhölls som bevis för att sen- eller postglaciala rörelser skett. De forskare som granskade detta arbete hävdade emellertid att förekommande sprickor och hållkanter snarare är ytliga fenomen som t ex bankning och frostsprängning eller resultat av att inlandsisen i ett sent skede spräckt berget (SKB, 1990).

De först förväntade framtida rörelserna av betydelse i berggrunden inom Oskarshamns kommun är de som kan komma att utlösas i samband med avsmältningen av nästa inlandsis, om ungefär 100 000 år. Rörelserna antas i sådana fall företrädesvis ske längs med äldre förkastningar (Bäckblom och Stanfors, 1989; Stanfors och Ericsson, 1993). Tektoniska rörelser av den dignitet som krävs för att nybilda eller reaktivera regionala deformationszoner kommer sannolikt inte att inträffa förrän om tidigast flera tiotals miljoner år.

2.4 Radon i jordarter och berggrund

Över hela Oskarshamns kommun finns flygburna radiometriska mätningar som möjliggör bestämning av radiumhalten i det översta marklagret samt, över blottad berggrund, av bergartens radiumhalt. Blottad berggrund utgör dock normalt ganska små ytor men eftersom moränen antas relativt väl avspegla den underliggande berggrundens sammansättning är det möjligt att slå samman områden med morän och områden med blottad berggrund till större ytor.

Radiumhalten i berggrunden är viktig eftersom den avgör potentialen för att radon, genom avgång från bergytor och inläckande vatten, ska tillföras luften i en berganläggning. Liksom i bostäder kan radon i berganläggningar medföra miljöproblem och ökat ventilationsbehov.

Inom kommunens nordöstra del finns större områden med förhöjd radonpotential i jordlagren nordost om linjen Kråkelund-Misterhult-Mörtfors. I övrigt är radonpotentialen normal eller låg. Av de yngre granitmassiven är Göttemargraniten kraftigt radiumförande, vanligen mer än 100 Bq/kg. Uthammargraniten innehåller däremot i stort sett normala halter, 30-70 Bq/kg. Områden med mera markant förhöjd radiumhalt i Smålandsgranit finns norr och nordväst om Göttemargraniten. De förhöjda värdena ligger vanligen i intervallet 70-100 Bq/kg. I övrigt är halten radium 30-60 Bq/kg.

De höga radiumhalterna i Göttemargraniten är en av flera anledningar till att den bedöms vara mindre gynnsam som värdbergart för ett djupförvar (Bergman m fl, 1998).

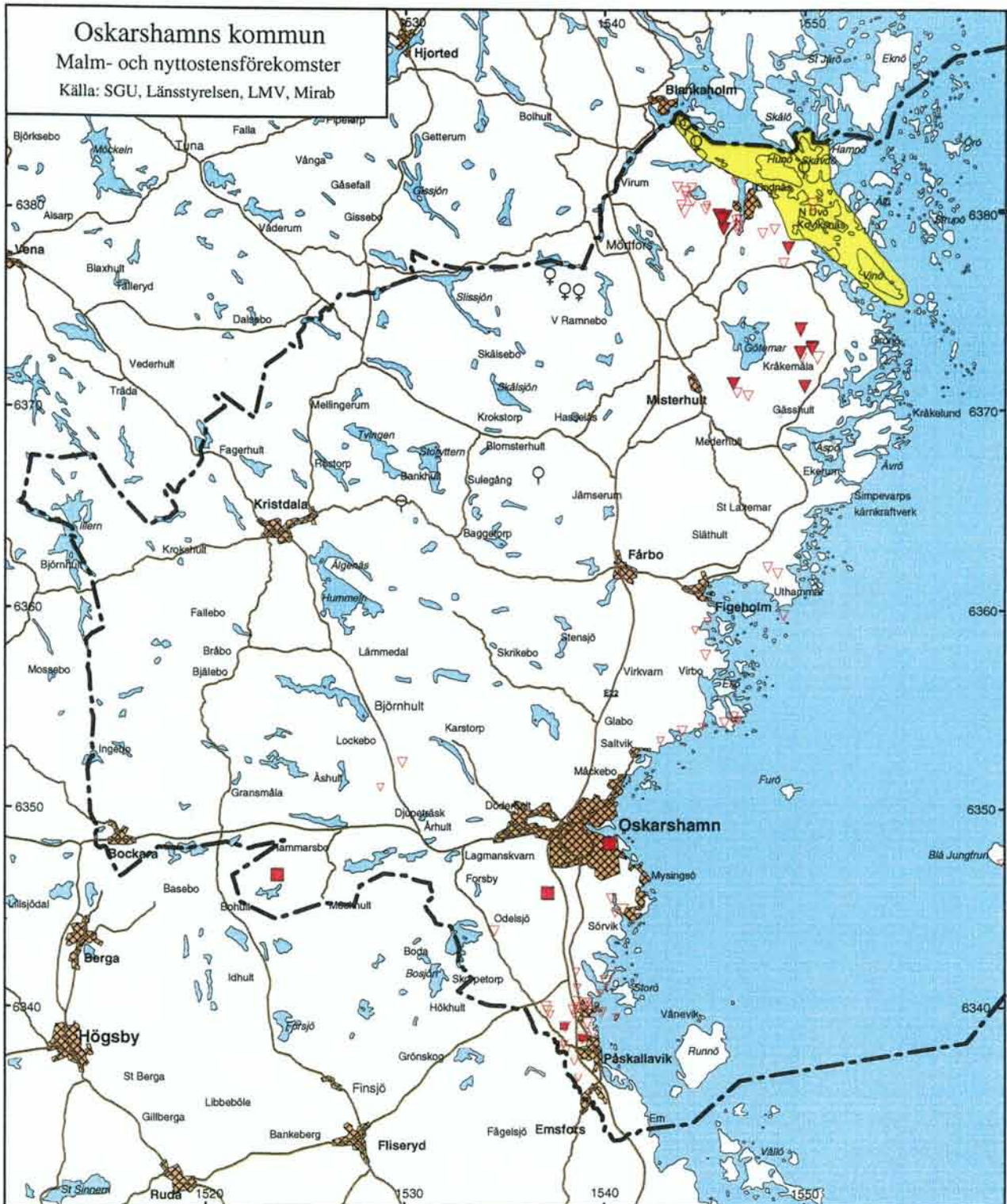
2.5 Exploateringsintressen

Kartan i Figur 2-8 visar malmpotentiell berggrund, kända malmförekomster samt aktiva och nedlagda bergtäkter för krossberg och för stenbrytning.

Malmpotentiell berggrund finns i ett mindre område i den nordostligaste delen av undersökningsområdet. I övrigt finns inga områden som bedömts vara malmpotentiella eller intressanta ur prospekteringssynpunkt. Detta beror på att berggrunden helt domineras av graniter vilka sällan är malmförande. Endast i några fall förekommer sulfidmineraliseringar med koppar, zink, bly, kobolt och molybden i regionens dominerande granit, Smålandsgraniten. De yngre graniterna, främst den i Götömarområdet, liknar de graniter som malmgeologer vanligen betecknar tenn- och volframkritiska, men mineraliseringar av denna typ är inte kända inom kommunen.

Stenbrytning och bergtäkter för krossberg är, i likhet med exploaterbara jordarter, ytliga ingrepp som inte bedöms påverka eller påverkas av ett djupförvar. Industrianläggningen ovan jord bör dock lokaliseras så att inte nyttjandet av dessa resurser blockeras.

Oskarshamns kommun
Malm- och nyttostensförekomster
Källa: SGU, Länsstyrelsen, LMV, Mirab



Teckenförklaring

♀ Äldre gruva, gruvhål

♀ Mindre kisförekomst

▼ Stenbrott i drift

Stenbrott nedlagt

▽ Äldre stenbrott med bredd < 20 meter

▽ Äldre stenbrott med bredd 20-100 meter

▽ Äldre stenbrott med bredd > 100 meter

Bergtäkt i drift

■ Täkt med tillståndsmängd < 100 000 ton

■ Täkt med tillståndsmängd > 100 000 ton



Malmpotentiellt område



Figur 2-8. Malm- och nyttostensförekomster i Oskarshamns kommun

3 Hydrogeologisk översikt

3.1 Inledning

Detaljundersökningarna i den nordöstra delen av kommunen har, jämfört med kommunen som helhet, gett omfattande information om de hydrogeologiska förhållandena. Framför allt är det berggrundens vattengenomsläpplighet och grundvattnets kemiska beskaffenhet på stora djup som har dokumenterats. I detta kapitel redogörs för på vilka grunder man kan anse att informationen från den nordöstra delen även gäller för övriga delar av kommunen.

3.2 Skillnader mellan bergmassa och sprickzoner

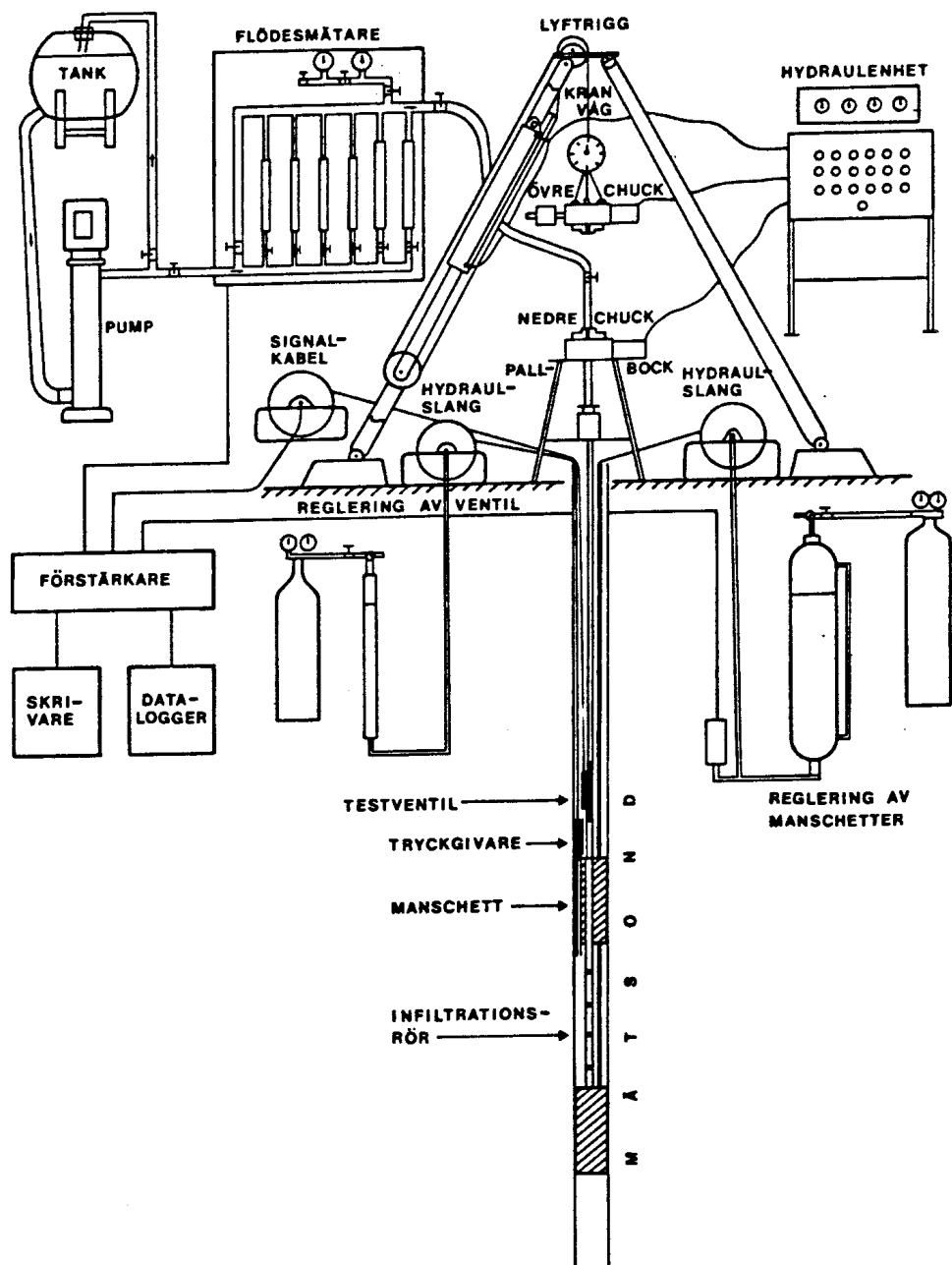
Det vanligaste sättet att beskriva vattengenomsläppligheten i jord och berg är att ange K-värdet (hydraulisk konduktivitet). K-värdet för kristallint berg är beroende av förekomsten av vattengenomsläppliga sprickor, d v s sprickor som inte är isolerade eller täta utan står i kontakt med andra öppna sprickor. I hydrogeologiska sammanhang brukar man skilja på sprickzoner och bergmassa. Bergmassan innehåller också sprickor, men har lägre sprickfrekvens än sprickzonerna.

Sprickfrekvensen i ett kärnbrorrhål bestäms antingen genom att studera borrhärnan eller genom att sänka ner en sond, t ex en TV-kamera. Bergets vattengenomsläpplighet brukar också mätas. I Figur 3-1 visas principen för K-värdesbestämning med s k dubbelmanschett. K-värdet uttrycks vanligtvis i sorten m/s alternativt m/år ($1 \text{ m/år} = 3,2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$).

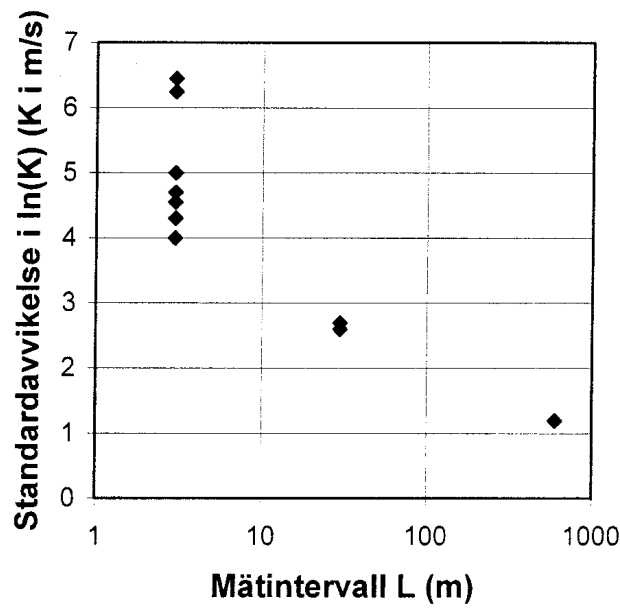
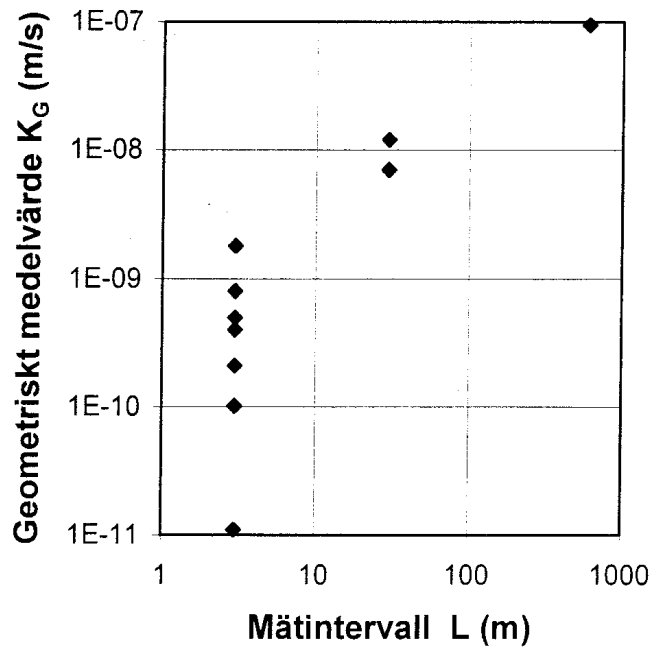
En viktig egenskap hos kristallint berg är att frekvensen av sprickor med hög vattengenomsläpplighet är mycket låg jämfört med frekvensen av sprickor med ringa till måttlig vattengenomsläpplighet. En annan viktig egenskap är att skillnaden i vattengenomsläpplighet är mycket stor (flera tiopotenser) mellan olika sprickor. Dessa två egenskaper hos kristallint berg påverkar K-värdesbestämningen med dubbelmanschett på två sätt. Dels är förekomsten (frekvensen) av låga K-värden högre än frekvensen av höga K-värden, dels är frekvensfunktionen och de parametrar som definierar den (väntevärde, standardavvikelse etc) beroende av mätintervallets längd, d v s avståndet mellan manschetterna.

I Figur 3-2 visas ett exempel på K-värdets beroende av mätintervallets längd. Värdena har hämtats från mätningar i några kärnbrorrhål på Äspö. Diagrammen visar att vid korta mätintervall är det geometriska medelvärde av uppmätta K-värden mindre och standardavvikelsen större än vid långa mätintervall. Figur 3-2 säger således att skillnaderna i K-värde längs med ett borrhål jämnas ut (homogeniseras) ju längre mätintervallet är.

Följaktligen är det viktigt att tänka på mätintervallets längd om man skall kunna använda konduktivetsbegreppet för att noggrant karaktärisera vattengenomsläppligheten i sprickigt berg, dvs skilja på bergmassa och vattenförande sprickzoner.



Figur 3-1. Principskiss för K-värdesbestämning i kristallint berg med dubbelmanschett. Vatten från tankar på markytan pumpas in mellan manschetterna under konstant tryck, s k vatteninjektionstest. Genom att mäta flödets variation med tiden kan K-värdet beräknas. Bilden visar en äldre modell av utrustning (Timje, 1983).



Figur 3-2. Exempel på hur K -värdet kan variera med mätintervallets längd. Den övre bilden visar det geometriska medelvärdet och den undre visar standardavvikelsen. Med ökande längd på mätintervallet utjämnas lokala variationer i beräknat K -värde (efter Follin, 1992). Värdena i diagrammen härrör från borrhål KAS02-08.

Enligt de undersökningar som gjorts på Äspö med omnejd, se Rhén m fl, 1997b, är kontrasten i K-värde mellan sprickzoner och bergmassa ca två till tre tiopotenser, dvs vattengenomsläppligheten är ca 100-1 000 gånger högre i en vattenförande sprickzon än i omgivande bergmassa. Eftersom spricksystemen i berggrunden tycks vara likartade inom hela Oskarhamns kommun (Bergman m fl, 1998) bedöms denna kontrast i K-värde gälla tämligen allmänt.

3.3 Bergartsberoende och djupavtagande

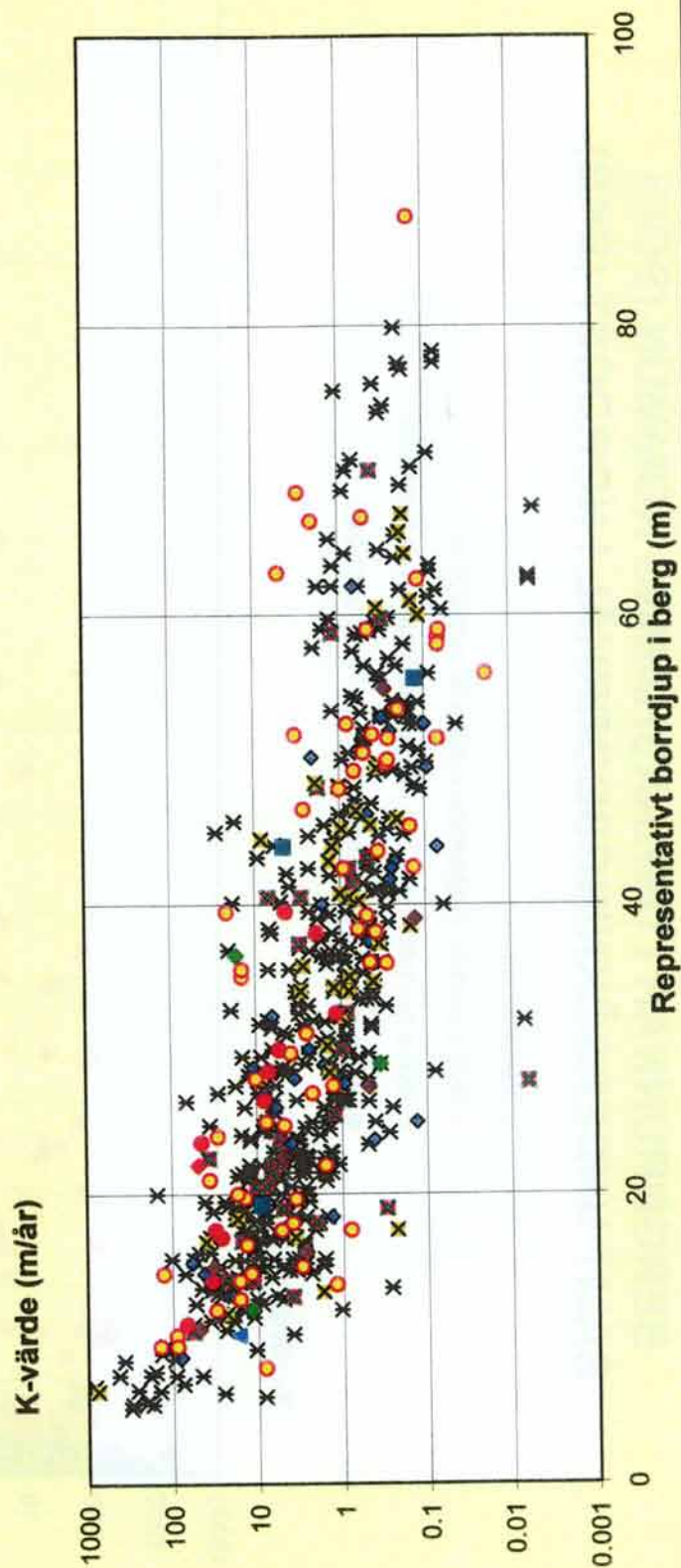
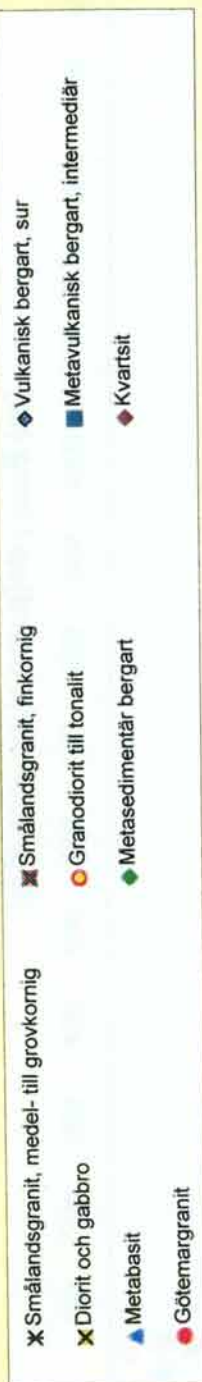
De bedömningar av berggrundens vattengenomsläpplighet som görs i kommunskala av Follin m fl (1998b) grundar sig på uppgifter från knappt 600 bergbrunnar i SGU:s brunnarkiv. De analyserade brunnarna är i medeltal ca 70 m djupa och testade med konventionell brunnborrningsteknik, vilket bl a innebär att underlaget härrör från ett annat sammanhang och har tagits fram med andra metoder än de data som SKB:s undersökningar genererat för den nordöstra delen av kommunen. För- och nackdelar med att använda uppgifter från brunnarkivet för att beräkna K-värden har redovisats av Follin m fl (1998b) och Wladis m fl (1997).

Follin m fl (1998b) konstaterar att brunnarkivets uppgifter pekar på att berggrundens vattengenomsläpplighet varierar enligt ett oregelbundet mönster, om man betraktar hela kommunen. Variationsvidden för K-värden inom en och samma bergart är större än skillnaderna mellan olika bergarter, ett förhållande som också har framhållits i tidigare förstudier (Axelsson och Ekstav 1995; Follin m fl, 1996a,b). Underlaget från SGU:s brunnarkiv återges i Figur 3-3 med K-värdet i sorten m/år.

Vad gäller K-värdets geometriska medelvärde kan man med brunnarkivets uppgifter som grund möjligen notera att unga graniter, finkornig Smålandsgranit och kvartsit tycks ha en något högre vattengenomsläpplighet än medel- till grovkornig Smålandsgranit samt diorit och gabbro (Follin m fl, 1998b). Detta gäller inom hela kommunen, d v s även för den nordöstra delen. Att spridningen inom en och samma bergart är stor skall tolkas som att lokala skillnader är allmänt förekommande.

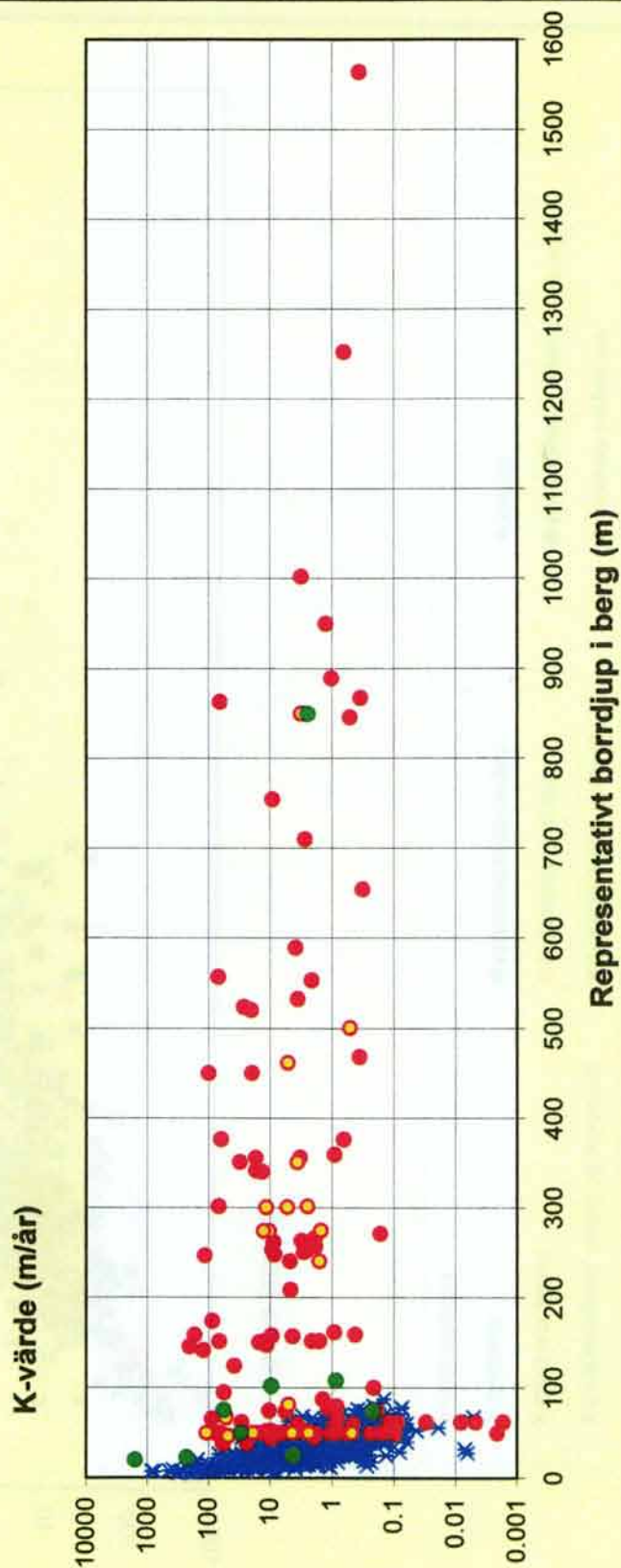
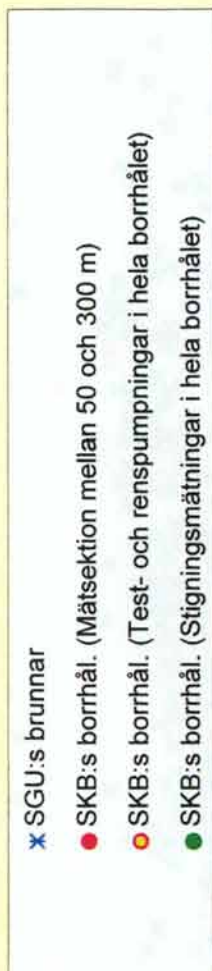
Figur 3-3 och Figur 3-4 visar berggrundens K-värde på olika djup i sorten m/år. Figur 3-4 innehåller förutom data från SGU:s brunnarkiv (hela kommunen) även data från SKB:s mätningar i den nordöstra delen (149 st). Underlaget från SKB härrör från test- och rensumpningar, stigningsmätningar och manschettmätningar i grunda hammarborrhål samt i 50-300 m långa mätintervall på olika nivåer i undersökta kärnborrhål. De senare värdena är beräknade utifrån mätdata lagrade i SKB:s databas SICADA. Underlaget från SKB är således jämförbart med underlaget från SGU:s brunnarkiv med avseende på mätintervallens längd och viss utsträckning även mätteknik.

BERGBRUNNAR I OSKARSHAMNS KOMMUN (SGU)



Figur 3-3. K-värden på olika mätdjup och för olika bergarter. K-värdena har beräknats utifrån uppgifter om bergbrunnar inom Oskarshamns kommun enligt SGU:s brunnsarkiv. Antalet bergbrunnar i figuren är 594 st.

BERGBRUNNAR I OSKARSHAMNS KOMMUN (SGU) SAMT UNDERSÖKNINGSBORRHÅL I NORDOST (SKB)



Figur 3-4. K-värden på olika mätdjup. Stjärnor indikerar K-värden som beräknats för Oskarshamns kommun utifrån data i SGU:s brunnarsarkiv. Olika typer av cirklar (149 st) indikerar K-värden för Äspö med omnejd. Dessa har beräknats utifrån mätdata i hammarborrhål och kärnborrhål enligt SKB:s databas SICADA.

Figur 3-3 indikerar att K-värdena i SGU:s brunnsarkiv avtar med djupet. Under ca 60 m mätdjup tycks dock djupavtagandet upphöra. Iakttagelsen stöds av Figur 3-4, där man kan se att K-värdena från SKB:s mätningar i grunda hammarborrhål är samstämmiga med K-värdena för SGU:s bergbrunnar på motsvarande mätdjup. Figur 3-4 indikerar vidare att det inte tycks föreligga något djupavtagande i K-värdet för 50-300 m långa mätintervall under ca 100 m djup, samt att K-värdet för så långa mätintervall kan variera ett par tiopotenser beroende på om det förekommer en dominant vattenförande spricka inom mätintervallet eller inte. Det är rimligt att, som en första hypotes, anta att avsaknaden av ett djupavtagande i K-värdet under ca 100 m djup gäller tämligen allmänt för kommunens berggrund (avser K-värden bestämda med 50-300 m långa mätintervall). Bengtsson (1997) och Wladis m fl (1997) diskuterar ingående kvaliteten hos tillgängliga data och uppfattningar beträffande relationen mellan K-värde och djup. Författarna drar bl a slutsatserna att underlaget från SGU:s brunnsarkiv bör användas med försiktighet för att uppskatta ett eventuellt djupavtagande samt att ett eventuellt djupavtagande tycks upphöra efter 100-300 m djup beroende på plats.

3.4 Sött och salt grundvatten

Förekomsten av salt grundvatten i berggrunden i den nordöstra delen av kommunen är väl dokumenterad via mätningar i borrhål (Rhén m fl, 1997b). I Figur 3-5 visas salthalten (uttryckt som milligram klorid per liter) i de djupa kärnborrhålen KLX01 och KLX02 (Laxemar) samt KAS02 (Äspö). De tre borrhålen ligger olika långt från Östersjön med KAS02 närmast och KLX02 längst bort (ca 1,5 km). Som framgår av Figur 3-5 är salthalten på grunda djup något högre i KAS02 än i KLX02. Detta förhållande beror huvudsakligen på närheten till det salta (bräckta) Östersjövattnet. Salthalten på förvarsnivå (ca 500 m djup) är enligt mätningarna i KAS02 obetydligt högre än den salthalt som gäller för Östersjön utanför Oskarshamns kommun (3 000-4 000 mg Cl/L).

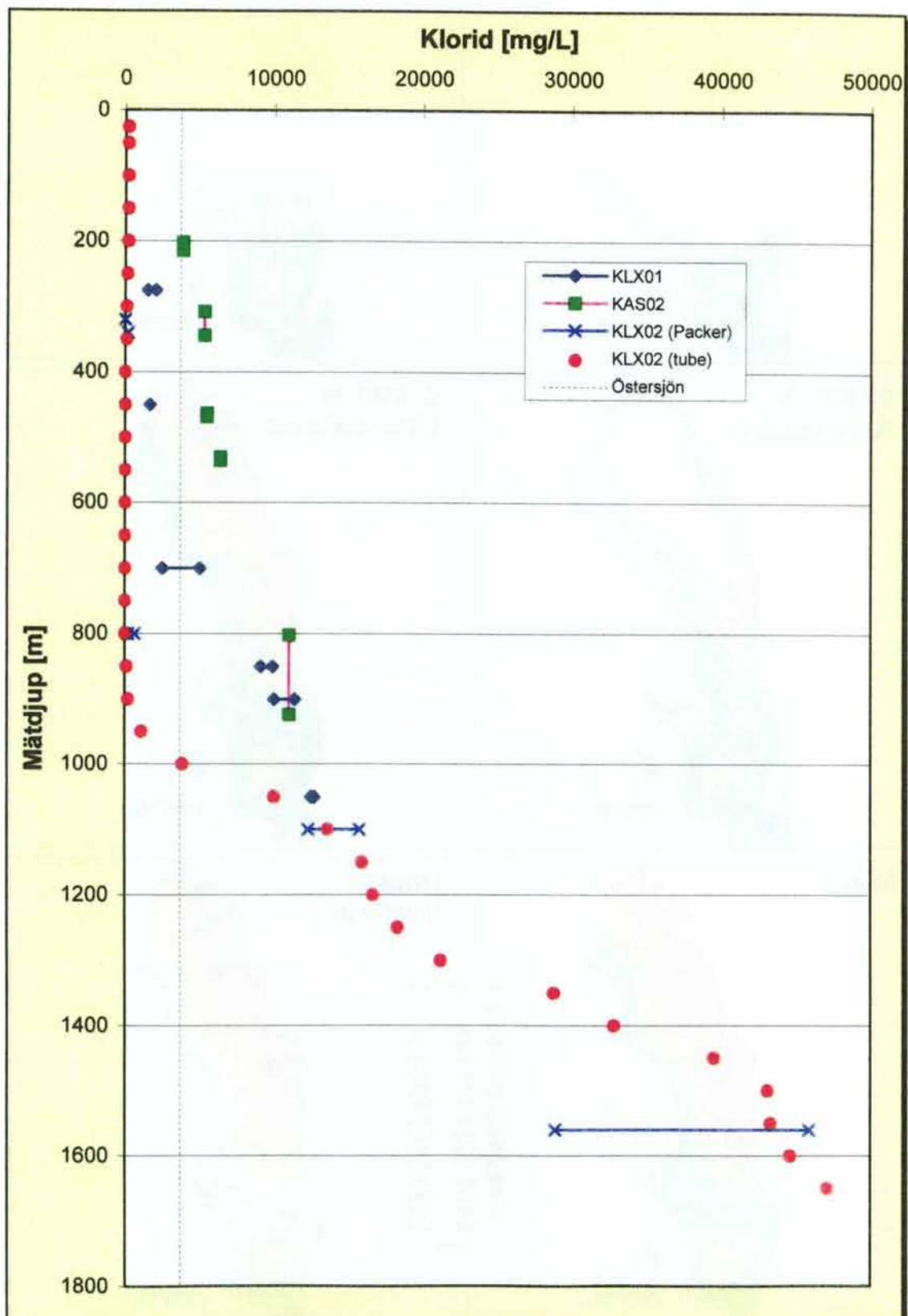
Av diagrammet i Figur 3-5 framgår också att salthalten ökar kraftigt mot djupet under ca 1 000 m i KLX02. På ca 2 000 m djup bedöms den totala salthalten vara ungefär dubbelt så hög som den i Atlanten, dvs ca 7 % (Laaksoharju m fl, 1995).

Förekomsten av salt grundvatten i berggrunden har varierat efter den senaste isavsmältningen beroende på landhöjningen och de förändringar i bl a salthalt som Östersjön genomgått. Analyser av grundvattnets sammansättning i KLX02 visar att både salt och sött grundvatten kan ha flera olika ursprung. Det salta grundvattnet i KLX02 uppvisar inslag av dagens Östersjövatten, relik Östersjövatten för ca 7 000 år sedan (Littorinahavet, se Figur 3-6) samt vatten som funnits i berggrunden på stort djup under mycket lång tid (ca 1,5 miljoner år). Det söta grundvattnet å sin sida uppvisar inslag av såväl glacialt smältvatten från den senaste istiden (13 000 år sedan) som regnvatten från innevarande århundrade.

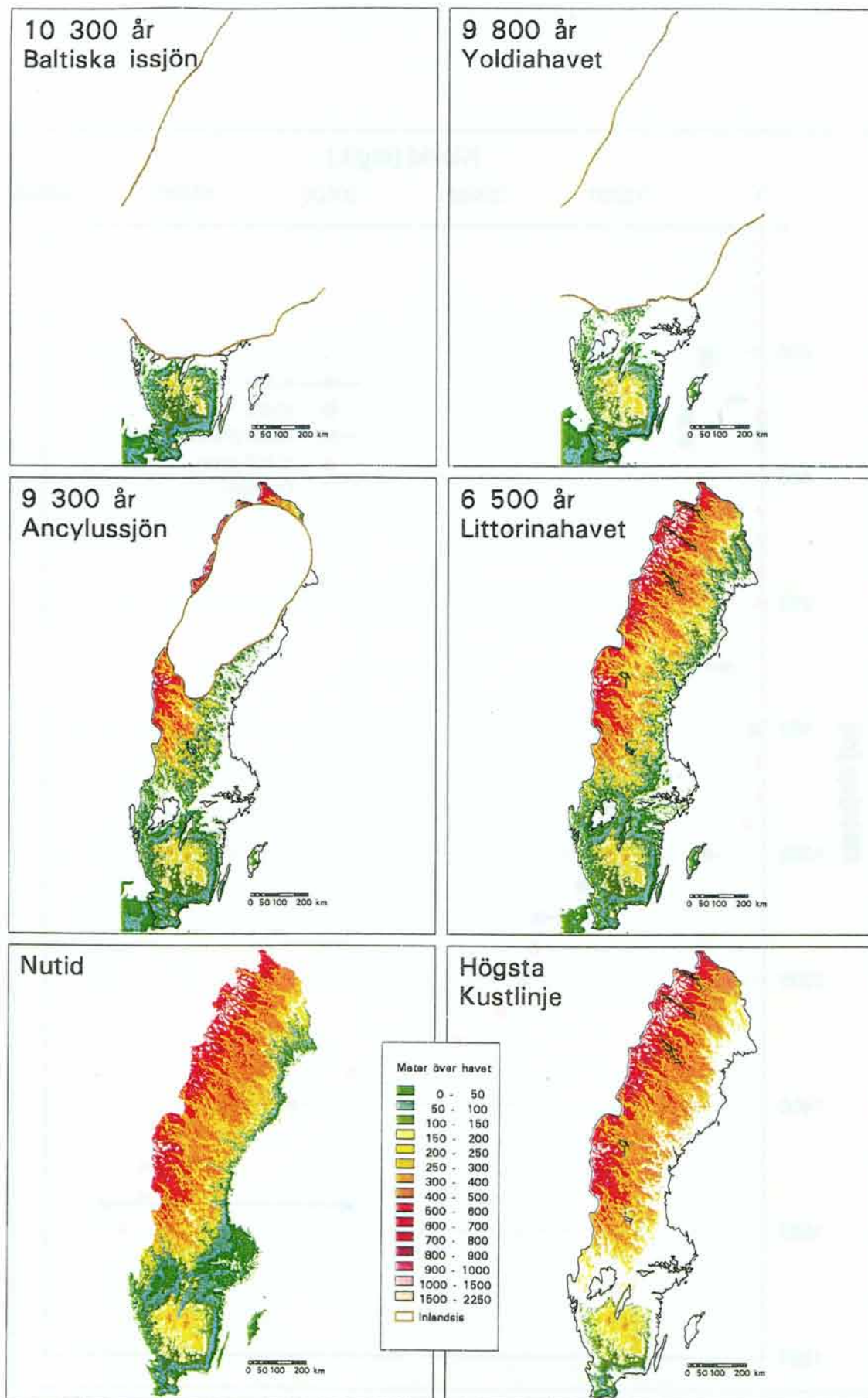
Att det finns ungt regnvatten på djupet förklaras av att ytligt grundvatten användes som spolvatten under borrhningen av KLX02. Ungt yt- och grundvatten har också tillförts i samband med de omfattande rens- och propvumpningarna som utförts för att bestämma berggrundens vattengenomsläpplighet. Utförliga presentationer av de olika analys- och dateringsmetoder som använts finns redovisade i Laaksoharju och Wallin (1997), Rhén m fl (1997b) och Laaksoharju och Skårman (1995).

Frånsett påverkan av borrning och olika pumpningar kan man konstatera att saltvattenprofilen i Figur 3-5 speglar en lång utvecklingshistoria. En viktig iakttagelse är att grundvattnet blir tyngre och saltare ju äldre det är och att djupet till kontakten mellan sött och salt grundvatten beror av avståndet till Östersjön. Geologiskt sett visar Figur 3-5 en ögonblicksbild. Profilen kommer att förändras i takt med fortsatt landhöjning, d v s kontakten mellan sött och salt grundvatten kommer att förskjutas österut i samband med att strandlinjen förskjuts i samma riktning. Förhållandet redovisas närmare i Follin m fl (1998b).

Sammanfattningsvis konstateras att förekomsten av bräckt och salt grundvatten i berggrunden längs med den svenska ostkusten av allt att döma är ett generellt fenomen. Det djupberoende som visas i Figur 3-5 bedöms åtminstone kvalitativt gälla allmänt längs med kusten inom Oskarshamns kommun, dvs salthalten på förvarsnivå för ett kustnära djupförvar är beroende av avståndet till Östersjön. För perioden fram till nästa istid bedöms gränsskiktets utveckling även fortsättningsvis till stor del bero av landhöjningen.



Figur 3-5. Förekomst av salt grundvatten (mätt som klorid) i KLX01, KLX02 och KAS02. (Efter Laaksoharju m fl, 1995; Rhén m fl, 1997b).



Figur 3-6. Östersjöns olika utvecklingsstadier efter den senaste isavsmältningen samt en bild över den tidigare högsta kustlinjen. Ofärgade partier innanför nuvarande kustkontur var vattentäckta vid de aktuella tidpunkterna (SKB, 1995).

4 Tidigare undersökta områden

De geovetenskapliga specialstudier som utförts på Simpevarpshalvön, Ävrö och Äspö, samt i Laxemar och Kråkemåla finns relativt utförligt redovisade i underlagsrapporter, samlade i en pärm med titeln ” ”Förstudie Oskarshamn – Geovetenskapligt underlag”, som kan fås från SKB.

I detta kapitel presenteras en översikt av den geovetenskapliga information från de fem undersökta platserna som i första hand bedöms betydelsefull som underlag för en diskussion om förutsättningarna för lokalisering av ett djupförvar.

4.1 Simpevarp

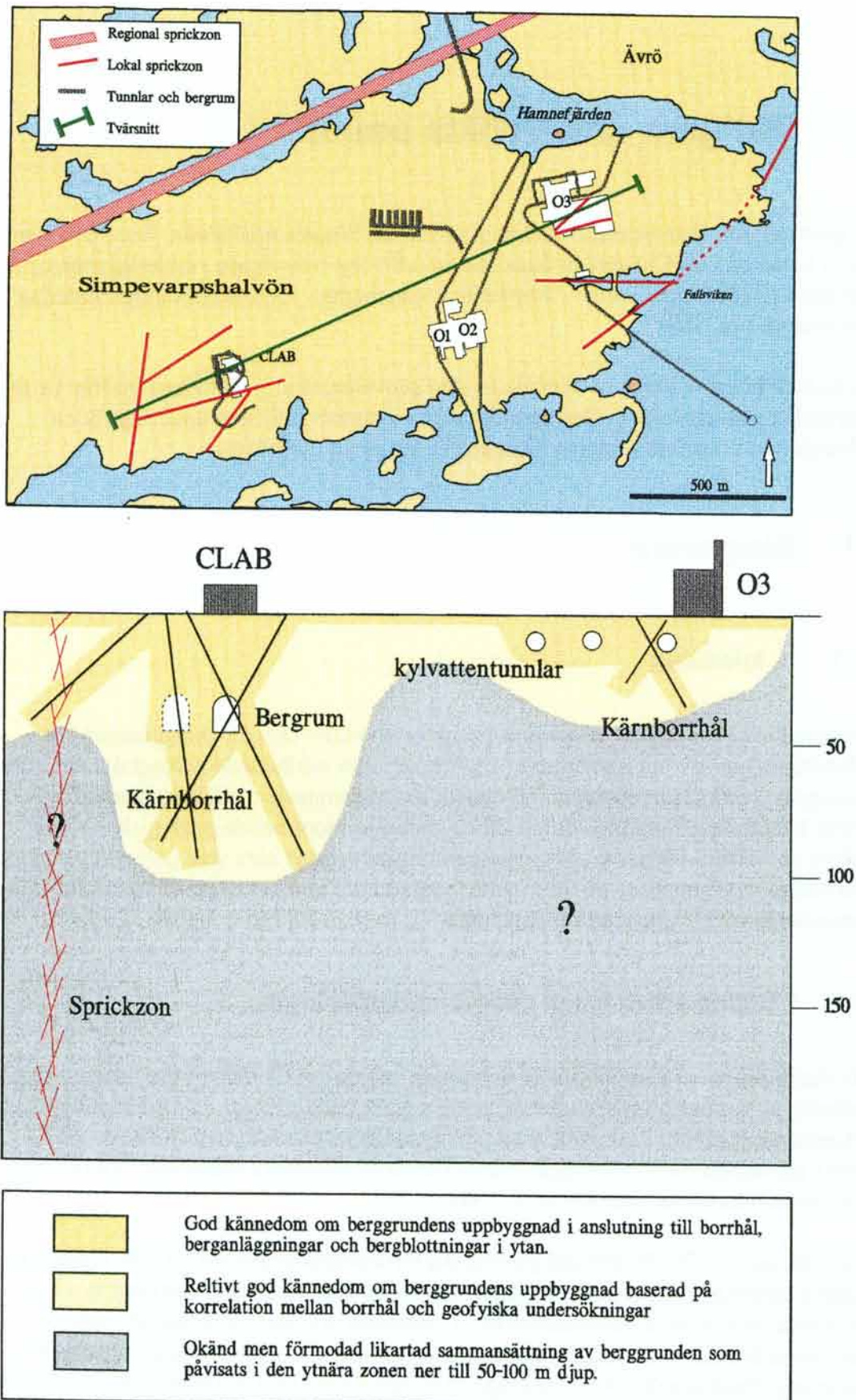
4.1.1 Inledning

I samband med utbyggnad av kärnkraftsreaktorerna O1 - O3 och anläggningen för mellanlagring av använt kärnbränsle, CLAB, utfördes omfattande geologiska förundersökningar på Simpevarpshalvön. Resultaten har tillsammans med dokumentation av de utförda berganläggningarna bidragit till en god kännedom om de geologiska förhållandena på halvön. Eftersom anläggningarna ligger relativt nära ytan gäller detta i första hand ned till ett djup av ca 60-70 m under markytan. Figur 4-1 visar en förenklad bild av Simpevarpshalvön i plan och vertikalprofil.

4.1.2 Tidigare arbeten och utförda underökningar

Inför den planerade utbyggnaden av den första reaktorn (O1) redovisade Larsson (1959) resultaten av spricktektoniska undersökningar samt bedömningar av jordbävningrisker på Simpevarpshalvön. I samband med utbyggnaden av reaktorerna O1, O2 och O3 gjordes geologiska undersökningar främst i form av seismiska mätningar och borring för kylvattentunnlarna (Stanfors m fl, 1981).

Under perioden 1976-79 utfördes geologiska förundersökningar för CLAB. Undersökningarna omfattade seismiska mätningar, geologisk kartering samt borring av 11 st kärnborrhål och ett antal hammarborrhål. I borrhålen utfördes vatteninjektionstester samt i vissa borrhål även bergspänningsmätningar och TV-granskning av sprickornas orientering (Hagkonsult, 1976; Moberg, 1978 och 1979). Då CLAB byggdes gjordes en detaljerad geologisk dokumentation (Eriksson, 1982).



Figur 4-1. Simpevarpshalvön. Anläggningar och dokumenterade sprickzoner. Figuren illustrerar också graden av kunnskap om berggrundens uppbyggnad (Stanfors och Larsson, 1998).

4.1.3 Geologi

Berggrund

Berggrunden på Simpevarpshalvön domineras helt av två kategorier bergarter. Den ena är olika typer av Smålandsgranit. Den andra går under beteckningen "metavulkanit-vulkanit" vari ingår olika finkorniga grå till gråsvarta bergarter. Vulkaniterna är ofta genomsatta av granit i ett oregelbundet mönster och denna påverkan har medfört att vulkaniterna till stor del omkristalliserats och fått en mera granitisk prägel. Speciellt gäller detta i CLAB-området där bergarten närmast kan karakteriseras som en "blandbergart" mellan metavulkanit och granit. Östra delen av halvön (reaktorområdet) domineras av medelkornig gråröd granit med svag foliation. Bergmassan av granit och vulkanit genomsätts av yngre finkornig granit (aplit) och i vissa fall också av pegmatit, i form av gångar eller oregelbundna sliror.

Sprickzoner

Simpevarpshalvön avgränsas i nordväst av en större sprickzon (se Figur 4-1) som bl a genomkorsas av Äspötunneln. Denna zon är kraftigt uppsprucken och delvis leromvandlad. I sydost tangeras Simpevarpshalvön av en annan större sprickzon med lerskölar. Den skär intagsdelen till kylvattentunneln för O3 och stryker i N-O-lig riktning upp längs Ävrö. Ca 200 m väster om CLAB finns en tredje betydande sprickzon. Den har en närmast N-S-lig utsträckning och har i borrhål befunnits vara kraftigt vattenförande. I bergmassan mellan dessa större sprickzoner finns ett antal mindre zoner med bredd från någon decimeter till några få meter. Dessa zoner, som har kunnat studeras i tunnlar och bergrum, har antingen karaktären av klorit-lerskölar eller ökad sprickfrekvens, ofta i anslutning till gångar av finkornig granit.

4.1.4 Borrhål

Tabell 4-1 visar en förteckning över de sammanlagt 16 kärnborrhål som finns i CLAB-området. Maximala djupet är ca 85 m. För dessa borrhål finns utförliga data redovisade i SKB:s databas SICADA. Där finns uppgifter om bergartsfördelning, sprickor, RQD, Q-värden och K-värde.

Tabell 4-1. Sammanställning av kärnborrhål i CLAB-området.

Beteckning	Längd (m)	Lutning (grader)	Kommentar
CLAB 1 (1978)			
KSI01	94,45	40	
KSI02	83,68	45	
KSI03	86,53	45	
KSI04	68,44	75	
KSI05	61,62	90	
KSI06	85,15	45	
KSI07	71,59	60	
KSI08	72,30	30	
KSI09	15,56	90	
KSI10	50,26	90	
KSI11	56,74	90	76 mm, bergspännings- mätningar
CLAB 2 (1995-97)			
KSI28	120,05	45	
KSI29	110,26	45	
KSI30	79,80	45	
KSI31	79,50	45	TV-loggning med BIPS- systemet
KSI32	64,50	90	76 mm, bergspännings- mätningar

4.1.5 Hydrogeologi

Kunskapen om de hydrogeologiska förhållandena på Simpevarpshalvön baseras på hydrotester i ett flertal borrhål, främst i CLAB-området, samt på mätningar och observationer i tunnlar och bergrum. Pumptester i den stora sprickzonen 200 m väster om CLAB visar att denna har stor utsträckning och en mycket hög transmissivitet¹ ($T = 1,5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Transmissiviteten i den mindre sprickzon som skär tillfartstunneln till CLAB omedelbart söder om bergrummet beräknas till $T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Övriga mindre sprickzoner i CLAB-området antas ha lägre transmissiviteter ($T = 10^{-8} - 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$).

¹ Med transmissivitet menas i detta sammanhang produkten av en sprickzons vattengenomsläpplighet (K-värde) och dess bredd (tjocklek).

Bergmassans genomsnittliga vattengenomsläpplighet (inklusive små sprickzoner) uttryckt som K-värde bestämt med tre meter långa mätintervall har beräknats till $K = 5,5 \times 10^{-9}$ m/s för mätningarna i de borrhål som utfördes 1995-97. För mätningarna i borrhål som utfördes 1978 beräknas motsvarande värde till $K = 6 \times 10^{-9}$ m/s.

Grundvattennivån i CLAB-området observerades i sex bergborrade hål och i ett grundvattenrör i samband med utsprängningen av bergrummet. Ostörda grundvattennivåer före utbyggnaden visade nivåer som låg 3-8 m under markytan. Uppföljningen efter utbyggnaden av CLAB visar grundvattennivåer mellan 6-11 m under markytan i början av 1990-talet, dvs ca tre meters avsänkning. Inflödet till CLAB är idag ca 40 l/min.

4.1.6 Bergspänningsmätningar

I samband med att CLAB byggdes gjordes bergspänningsmätningar i borrhål KSI11 (1979). Inför den utbyggnad av anläggningen som nu påbörjats gjordes ytterligare mätningar, denna gång på två nivåer i borrhål KSI32. Avståndet mellan de två mätplatserna, KSI11 och KSI32, är ca 40 m. Mätresultaten redovisas i Tabell 4-2.

En genomgång av enskilda mätningar visar på betydande variationer, åtminstone i relativa termer. De ringa djupen gör dock att spänningarna är relativt låga, vilket förstärker intrycket av stor spridning eftersom mätmetoderna ger mätfel som väsentligen är oberoende av spänningsnivå. Tillförlitligheten i data kan – som alltid – diskuteras, men det bedöms inte finnas grund för att utesluta några av resultaten vid en samlad bedömning.

Tabell 4-2. Resultat från bergspänningsmätningar (medelvärden för varje mätnivå).

Hål	Djup (m)	σ_H (MPa)	σ_h (MPa)	σ_H (grader)	σ_v (MPa)
KSI32	34	6,6	4,7	9	4,5
KSI32	60	4,3	2,5	23	7,7
KSI11	23	7,6	4,0	47	-0,1
KSI11	41	7,1	2,0	42	2,4
KSI11	56	6,3	2,5	80	0,7

Tabell 4-2 visar att mätningarna gav relativt konsistenta resultat vad gäller horisontal-spänningarnas storlek. Orienteringen är mindre tydlig, vilket sammanhänger med att spänningsfältet tycks vara relativt isotropt.

Det största frågetecknet rör spänningen i vertikal led, där spridningen är väl stor för att kunna förklaras experimentellt. Mätningarna i det område där utbyggnad nu sker (hål KSI32) gav värden som betydligt överstiger det teoretiska överlagringstrycket på aktuella djup (0,8-1,6 MPa). Någon entydig förklaring till de förhöjda vertikalspänningarna har inte kunnat ges. Samma fenomen har emellertid observerats i andra sammanhang, i urberg och på ringa djup, varvid man med deformationsmätningar klart kunnat visa att uppmätta vertikalspänningar ej var relevanta utan de verkande vertikalspänningarna motsvarades av överlagringstrycket. (Stanfors m fl, 1998). För utbyggnaden av CLAB etapp 2 har därför bedömts att de dimensionerade vertikalspänningarna motsvaras av överlagringstrycket.

I samband med bergspänningsmätningarna och de bergmekaniska analyserna inför bygget av CLAB har ett antal bergmekaniska parametrar (enaxiell tryckhållfasthet, E-modul och Poissons tal) bestämts genom laboratoriemätningar på bergprover. Resultaten redovisas i Tabell 4-3.

Tabell 4-3. Resultat av bergmekaniska parametermätningar (medelvärden av 6-10 prover).

Prov	Tryckhållfasthet (MPa)	E-modul (GPa)	Poissons tal (-)
KSI32 (granit)	-	87	0,29
KSI32 (metavulkanit)	-	90	0,28
KSI03, 04, 06 (metavulkanit)	-	89-97	0,27
KSI10 (metavulkanit)	224	-	-
CLAB 1 (botten)	-	80±5	0,21-0,23

4.2 Ävrö

4.2.1 Inledning

I samband med geovetenskapliga undersökningar som utfördes av Projekt Kärnbränslesäkerhet (KBS) under perioden 1976-1977 borrades bl a ett djupt kärnborrhål på Ävrö. De undersökningar som då gjordes har tillsammans med kompletterande studier i två omgångar, utförda 1986-87 respektive 1996-97, bidragit till en god kännedom om de geologiska förhållandena på Ävrö. Figur 4-2 visar en förenklad karta över Ävrö, med borrhål och tolkade sprickzoner markerade.

4.2.2 Tidigare arbeten och utförda undersökningar

1976-77 borrades ett vertikalt, 502 m djupt kärnborrhål KAV01 (AV 1) på Ävrö. En kraftigt uppsprucken och mycket vattenförande sektion genomborrades mellan 390 m och 502 m (Gentzschein och Stejskal, 1984).

1986-87 fortsatte de geologiska undersökningarna på Ävrö, nu i SKB:s regi, med geofysiska markmätningar och geologisk kartering. Borrhålet KAV01 fördjupades till ca 744 m. För att närmare fastställa orienteringen av den förmodade subhorisontella sprickzon, som antogs vara vad man träffat på i borrhålet, gjordes geofysisk loggning och radarmätningar. Dessutom tillkom ytterligare två kärnborrhål, KAV02 och KAV03, som borrades för att verifiera zonen. Ett omfattande program med hydrauliska och vattenkemiska tester genomfördes också i de tre kärnborrhålen och i hammarborrhålet HAV03.

Under 1996-97 gjordes reflektionsseismiska mätningar på Ävrö i syfte att utvärdera om denna metod kunde användas för att detektera och orientera framförallt subhorisontella strukturer.

4.2.3 Geologi

Berggrund

Den helt dominerande bergarten på Ävrö är en medelkornig, gråröd variant av Smålandsgranit ("Ävrögranit", jfr Kapitel 2.2.2). Genom öns centrala del löper ett stråk av metavulkanit i nordostlig riktning. Metavulkaniten, som antas utgöra en omvandlad variant av en gammal vulkanisk bergart, är grå och i allmänhet mera finkornig än den omgivande graniten. På såväl sydöstra som västra stranden av Ävrö har ett par mindre förekomster av grönsten påträffats. I anslutning till stråket av metavulkanit finner man också talrika smärre inneslutningar (xenoliter) av basiska eller vulkaniska bergarter i Smålandsgraniten. Denna typ av inneslutningar har också påträffats i kärnborrhålet KAV01.

De yngsta bergarterna på Ävrö är pegmatit (grovkornig granitisk bergart) och aplit (finkornig granitisk bergart). Dessa uppträder i form av oftast smala gångar, mestadels orienterade i NO-lig eller ONO-lig riktning. Vad gäller sammansättning är bergmassan på Ävrö att betrakta som relativt inhomogen men massformig, utan påtaglig förskiffring (foliation). I den mån skiffrihet förekommer är den orienterad i ONO- till NO-lig riktning, vilket sammanfaller med den regionala förskiffringsriktningen i Simpevarpsregionen.

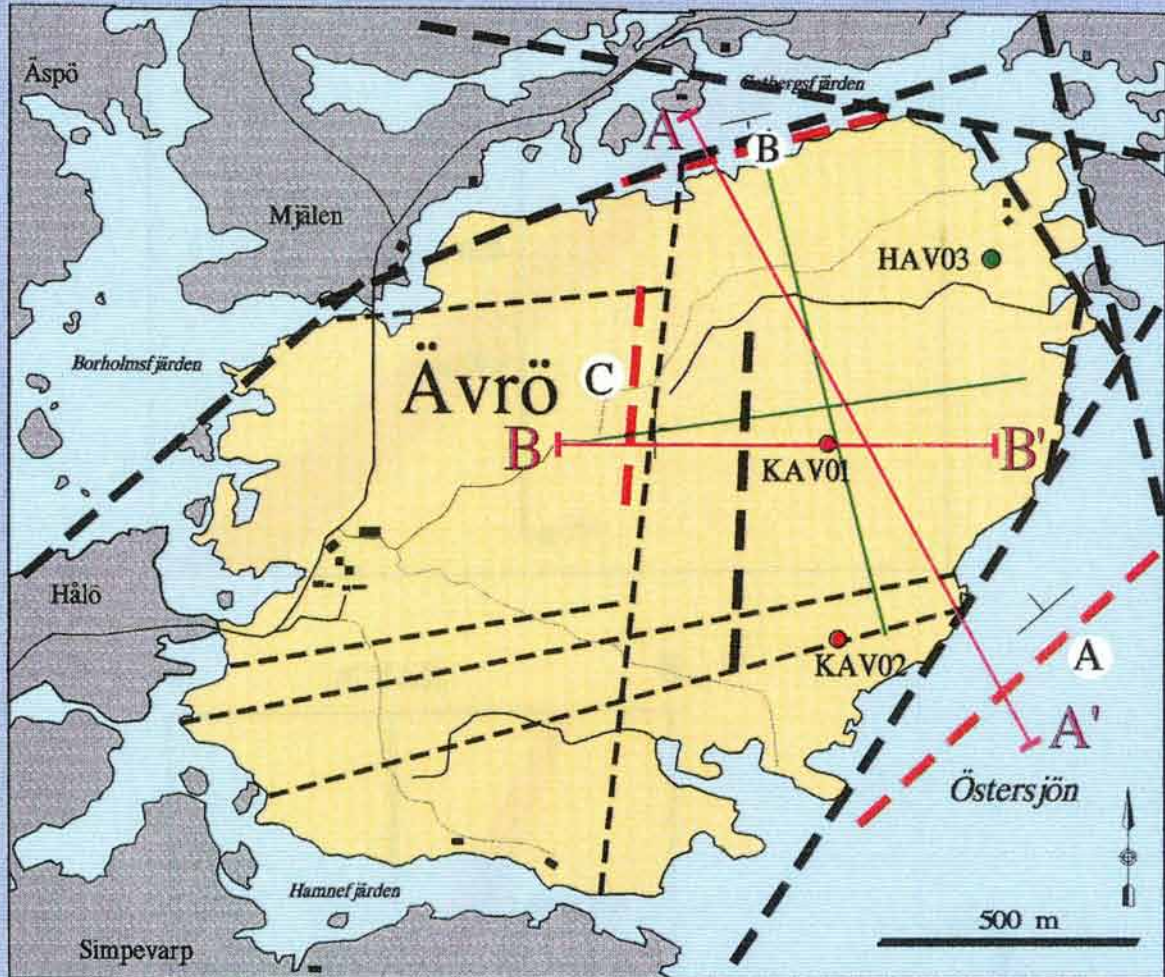
Sprickzoner








En sammanställning av flyggeofysiska och markgeofysiska mätresultat visar att Ävrö begränsas av regionala subvertikala sprickzoner i norr, nordost och längst östra stranden. Tvärs Ävrö, med NO-lig orientering, indikeras en zon med större utsträckning och klart kopplad till en tydlig depression i topografin på centrala Ävrö. Övriga branta sprickzoner på Ävrö är sannolikt av lokal karaktär.

En troligen subhorisontellt orienterad sprickzon påträffades i kärnborrhålet KAV01 mellan 418-578 m. Zoner med liknande karaktär anses dessutom finnas mellan 157 m och botten (249 m) av KAV03 (Gentzschein m fl, 1987). Hydrotester visar att samma sprickzon återfinns i hammarborrhålet HAV03. Baserat på dessa observationer bedöms den subhorisontella sprickzonen ha en mäktighet av ca 120 m. Den är kraftigt tektoniserad med hög sprickfrekvens, delvis leromvandlad och vattenförande. Genomsnittlig sprickfrekvens i zonen är 11,5 sprickor/m vilket skall jämföras med 4,3 sprickor/m för omgivande berggrund.

Efterhand som kompletterande undersökningar utförts har olika tolkningar framförts vad gäller orienteringen av denna sprickzon. Den nyligen utförda reflektionsseismiska mätningen möjliggjorde en mer tillförlitlig tredimensionell tolkning av strukturerna på Ävrö. Baserat på det samlade underlag som nu finns bedöms det som sannolikt att en seismisk reflektor, som stupar ca 35° mot söder kan sättas i samband med sprickzonen i KAV01 (Figur 4-2 och 4-3). Denna reflektor sammanfaller mycket väl med den stora sprickzonen i sundet omedelbart norr om Ävrö. Man kan dock inte utesluta möjligheten att en sprickzon som till sin riktning sammanfaller med en N-S-ligt orienterad reflektor som stupar ca 60° mot öster också kan utgöra en del av det sprickrika avsnittet i KAV01. Sammanfattningsvis kan sägas att nu föreliggande information tyder på att de kraftigt uppspruckna, vattenförande avsnitten i borrhålen sannolikt ingår i ett komplicerat strukturmönster på Ävrö, med dominant inslag från mer än en av de deformationszoner som avgränsar Ävrö framförallt i norr och öster.

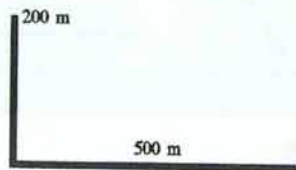
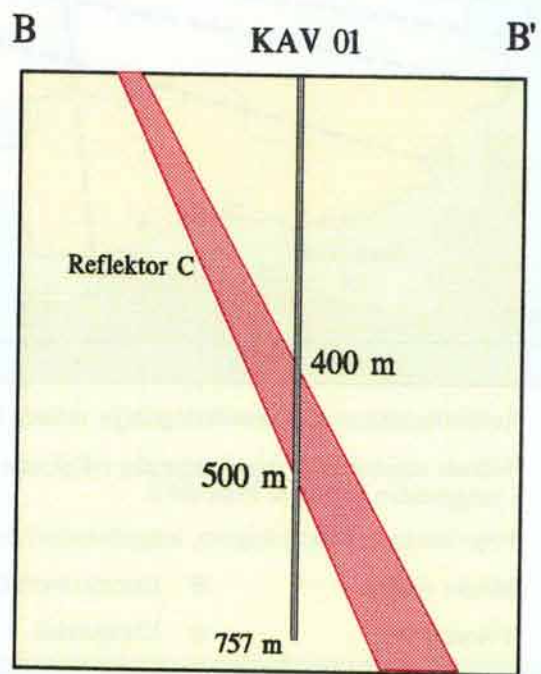
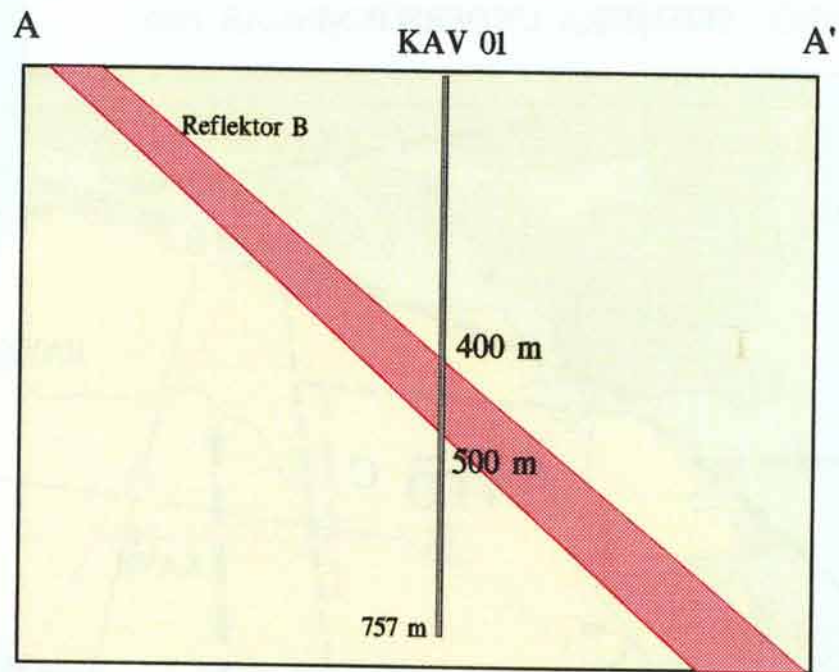
ÄVRÖ - SEISMISKA UNDERSÖKNINGAR 1996



-  Reflektionsseismiska undersökningslinjer utförda 1996.
-  Tolkade utgåenden av större seismiska reflektorer (strukturer) i berggrunden (Juhlin & Palm 1997).
-  Flyg-/markgeofysiskt (slingram, magnetometer) indikerade sprickzoner
-  Mindre tydliga
-  Tvärsnitt A-B
-  Hammarborrhål
-  Kärnborrhål

I syfte att testa modern reflektionsseismik som metod för att lokalisera subhorisontella sprickzoner genomfördes en undersökning av Uppsala Universitet (Juhlin & Palm, 1997). Resultaten från undersökningarna visar tydligt på tre större reflektorer (strukturer) i den övre delen av berggrunden (0-600 m).

Figur 4-2. Förenklad karta över Ävrö. Befintliga borrhål och tolkade sprickzoner.



Figur 4-3. Ävrö, profil A-A' och B-B' (se Figur 4-2).

4.2.4 Borrhål

I samband med hittills utförda undersökningar på Ävrö har ett antal borrhål företagits. Lägen för samtliga borrhål framgår av Figur 4-2. Data för kärnborrhålen redovisas i Tabell 4-4.

Tabell 4-4. Kärnborrhål på Ävrö (Gentzschein m fl, 1987).

Beteckning	Koordinater	Inklination (grader)	Längd (m)	Sprickfrekvens (sprickor/m)
KAV01 (AV 1)	6395/3646	90°	757,15 ^x	6,29 ^{xx}
KAV02 (AV 2)	5983/3621	90°	96,90	6,30
KAV03 (AV 3)	67000/3986	90°	248,40	4,98

^x inkl senare fördjupning med 11 m.

^{xx} Genomsnittlig sprickfrekvens i KAV01 (exkl den stora sprickzonen) är 4,34 sprickor/m.

Hammarborrhålen HAV01 - HAV03 borrades i samband med hydrogeologiska undersökningar av den flacka zonen som indikerats i KAV01. Övriga hammarborrhål borrades i samband med Äspöprojektet. Data redovisas i Tabell 4-5.

Tabell 4-5. Hammarborrhålen HAV01 - HAV08 på Ävrö (Gentzschein m fl, 1987).

Beteckning	Inklination (grader)	Längd (m)	K-värde (m/s)
HAV01	90	175,0	$2,9 \times 10^{-8}$
HAV02	90	163,0	$1,6 \times 10^{-7}$
HAV03	90	134,2	$1,6 \times 10^{-6}$
HAV04	60	100,0	$1,5 \times 10^{-7}$
HAV05	55	100,0	$1,1 \times 10^{-8}$
HAV06	60	100,0	$1,3 \times 10^{-8}$
HAV07	55	100,0	$6,0 \times 10^{-7}$
HAV08	60	63,0	-

4.2.5 Hydrogeologi

De hydrogeologiska förhållandena på Ävrö har kartlagts genom hydrauliska mätningar och vattenkemisk provtagning i de tre kärnborrhålen samt i några av de åtta hammarborrhålen, se Tabell 4-5.

Resultaten visar på variationer i bergmassans K-värde, vilket indikerar heterogena sprickförhållanden med varierande sprickfrekvens och sprickvidd. Vattenanalyser visar att saliniteten är högre i sprickzonerna än i omgivande bergmassa. Detta styrker tolkningen att en eller flera relativt flacka sprickzoner står i kontakt med Östersjön.

Hydrauliska tester i enskilda borrhål (enkelhålstester) och tester mellan borrhål (interferenstester) antyder att det uppspruckna partiet mellan 418 m och 578 m i KAV01 korrelerar med en zon mellan 157 m och 249 m (botten av hålet) i KAV3 samt med de djupaste delarna av HAV03. Zonens K-värde i de tre borrhålen KAV01, KAV03 och HAV03 framgår av Tabell 5-6.

Tabell 4-6. Den subhoisontella sprickzonens K-värde i de tre borrhålen KAV01, KAV03 och HAV03 (Gentzschein m fl, 1987).

Beteckning	Avsnitt i BH (m)	K-värde (m/s)
KAV01	418-578	$1,4 \times 10^{-6}$
KAV03	157-249 (botten)	$9,9 \times 10^{-7}$
HAV03	125-134 (botten)	$3,0 \times 10^{-5}$

4.3 Äspö

4.3.1 Inledning

Under hösten 1986 påbörjade SKB geovetenskapliga undersökningar i Simpevarpsområdet. Syftet var att inom detta område lokalisera ett bergförlagt laboratorium för forskning samt utveckling och demonstration av teknik för djupförvaring av använt kärnbränsle. Efter etappvisa undersökningar beslöts att laboratoriet skulle förläggas till södra delen av Äspö. Anläggningsarbeten inleddes hösten 1990. Figur 4-4 visar Äspö med berganläggningarna, större sprickzoner och vissa borrhål markerade.

Tillfartstunneln startar på Simpevarpshalvön, går in under Äspö och därefter i en spiral ner till de utrymmen som sprängts ut för experiment och teknikprovning, på ca 450 m djup. Merparten av tillfartstunneln bröts med konventionella metoder, dvs borrhning och sprängning. Den sista biten, 400 m, borrades däremot med en tunnelborrningsmaskin (TBM) med fem meters diameter. Anläggningsarbetena slutfördes under 1995, varefter det egentliga driftsskedet tog vid.

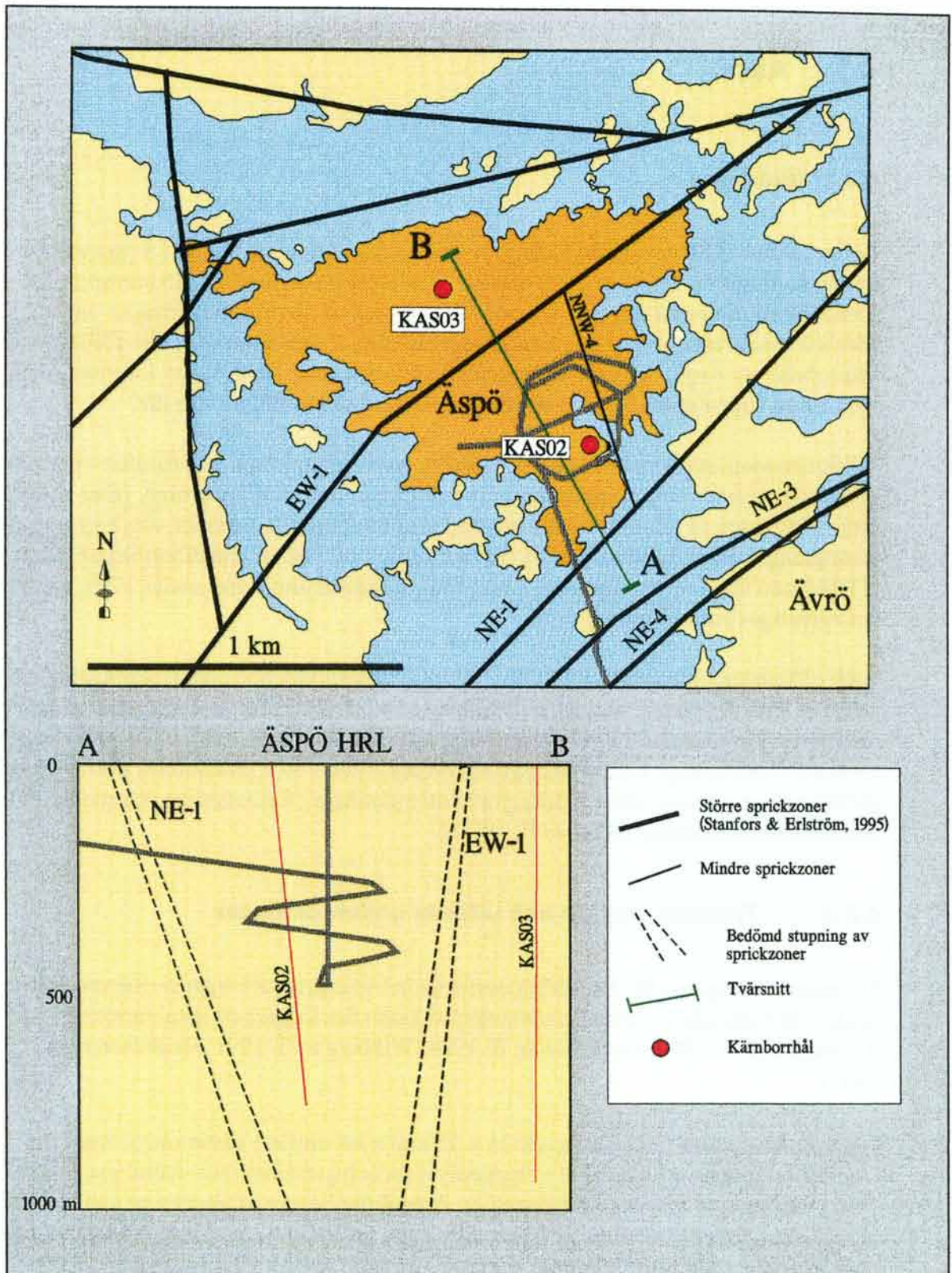
Under förundersökningsskedet, 1986-1990, gjordes omfattande undersökningar av berggrunden, dels från markytan och dels från ett stort antal borrhål. Förutsägelser gjordes med avseende på framför allt berggrundsgeologiska, hydrogeologiska, och grundvattenkemiska förhållanden. Under anläggningsskedet, 1990-1995, dokumenterades de verkliga förhållandena i detalj, vilket möjliggjorde utvärdering av förutsägelser och modeller från förundersökningsskedet (Rhén m fl, 1997a).

4.3.2 Tidigare arbeten och utförda undersökningar

Förundersökningarna för Äspölaboratoriet bedrevs stegvis i tre etapper. Sammanfattande redovisningar av förundersökningensresultaten föreligger i ett antal rapporter (Gustafson m fl, 1988; Gustafson m fl, 1989; Wikberg m fl, 1991; Gustafson m fl, 1991).

I den första etappen undersöktes ett $25 \times 35 \text{ km}^2$ stort område väster om Simpevarp. Undersökningarna omfattade bl a flyggeofysiska och gravimetriska mätningar (Nisca, 1987), lineament- och satellitbildsstudier, översiktlig berggrundskartering och strukturgeologiska studier (Talbot m fl, 1988). Detta gav underlag till en första geologisk modell över Äspöområdet. Data från brunnsarkivet vid SGU och ett fåtal nya borrhål gav en översiktlig bild av områdets grundvattenförhållanden.

I den andra etappen koncentrerades undersökningarna till Äspö-Ävrö-Laxemarområdena. Geofysiska markmätningar (Stenberg och Sehlstedt, 1989), detaljerad berggrundskartering (Kornfält och Wikman, 1988) och inledande borrhningar (Sehlstedt och Triumf, 1988) gjordes för att öka kunskapen om geologin inom dessa områden.



Figur 4-4. Förenklad karta över Äspö med berganläggningarna, större sprickzoner och vissa borrhål.

I den tredje etappen koncentrerades undersökningarna till Äspö-Hålöområdet. Syftet var nu att i detalj beskriva den bergvolym där man beslutat att Äspölaboratoriet skulle byggas. Undersökningarna omfattade bl a detaljstudier av bergartsfördelning, sprickor och andra strukturer längs frilagda bergytor på ön (Munier, 1989; Ericsson, 1988). Detaljerade magnetiska och elektriska markmätningar kompletterade de geologiska studierna (Nisca och Triumf, 1989) och ett omfattande borrhörprogram gav information om förhållandena på större djup i bergvolymen. Radarmätningar (Carlsten, 1989 och 1990) och VSP-mätningar (Cosma m fl, 1990) i kärnborrhålen bidrog till möjligheten att orientera de större sprickzonerna och upprätta en strukturgeologisk modell (Wikberg m fl, 1991). Omfattande hydrauliska tester och grundvattenprovtagning i ett stort antal borrhål gav underlag för hydrogeologiska och grundvattenkemiska modeller.

4.3.3 Geologi

Berggrund

Berggrunden på Äspö domineras av två varianter av Smålandsgranit. Den vanligaste är en granodiorit-kvartsmonzonit ("Äspödiorit"), medan en surare variant ("Ävrögranit") framför allt förekommer i tillfartstunneln söder om Äspö och i tunnelspiralens norra delar. Finkornig grönsten och omvandlade vulkaniska bergarter (metavulkanit) förekommer som inneslutningar i Äspödioriten. Smala gångar och sliror av yngre finkornig granit finns i hela bergmassan i ett oregelbundet mönster.

För hela Äspöområdet gäller att den finkorniga graniten och de finkorniga grönstenarna är mera uppspruckna än Ävrögraniten och Äspödioriten.

Sprickzoner

Den strukturgeologiska modell, i regional skala, som togs fram i förundersökningskedet omfattar huvudsakligen större sprickzoner, i allmänhet med längdsträckning i storleksordningen flera kilometer och bredd 100-300 m. Flertalet av dessa strukturer framkom vid tolkning av flyggeofysisk och topografisk information. Kompletterande insatser i form av markgeofysik och borrhörning bidrog till mera detaljerad kännedom om zonernas karaktär. Speciellt gäller dessa zoner som förutsågs beröras av nedfartstunneln (Stanfors och Erlström, 1994).

Det finns ett system av större sprickzoner med NO- till ONO-lig orientering och ett antal mindre sprickzoner där riktningen VNV-NV är mest framträdande. Flertalet av dessa zoner bedöms vara övervägande subvertikala. De NV-liga zonerna sammanfaller till riktning med största huvudspänningen och har visat sig vara de mest vattenförande.

Studier av sprickor och sprickfyllnader har visat att berggrunden på Äspö genomgått flera faser av spröd deformation. De sprickmätningar som utfördes längs frilagda bergytor på ytan visar i stort tre dominerande riktningar (VNV, NS och ONO) vad avser subvertikala sprickor. Sprickmätningar i tunneln visar att riktningarna varierar något med djupet och att ett system av subhorisontella sprickor tillkommer.

4.3.4 Borrhål

I samband med förundersökningarna borrades 14 kärnborrhål från markytan ned till ett största djup på ca 1 000 m för två av hålen. Dessutom borrades 27 st 100-150 m djupa hammarborrhål, i första hand för hydrogeologiska undersökningar. En sammanställning av borrhålen ges i Tabell 4-7. Under byggskedet tillkom ett stort antal borrhål som inte redovisas i denna rapport. Data för samtliga borrhål finns lagrade i SKB:s databas SICADA.

4.3.5 Hydrogeologi

De hydrogeologiska förhållandena på Äspö har kartlagts genom hydrauliska mätningar i ett stort antal hammar- och kärnborrhål samt inflödesmätningar till tillfartstunneln. Rhén m fl (1997b) har redovisat sammanfattande bedömningar av alla mätningar, tolkningar och modellanalyser som gjordes under perioden 1986-1997.

Erfarenheterna från utsprängningen av Äspölaboratoriet visar att det är företrädesvis i de större sprickzonerna som problem med inläckande grundvatten kan uppstå. Rhén (1995) anger att det totala inflödet till tunneln i maj 1993 (tunnellängd 2 545 m och volym $68\,730\text{ m}^3$) var ca $100\text{ m}^3/\text{h}$, vilket motsvarar ca $1\,470\text{ l/h}$ och $1\,000\text{ m}^3$ tunnelvolym. Dessa inflöden är som jämförelse ca 10-100 större än inflödena i flertalet av de gruvor som inventerats av Axelsson (1997).

Grunden för väsentliga delar av den hydrogeologiska modellen över Äspö är ett stort antal hydrauliska tester som utförts i olika skalor (Figur 3-2) i de borrade hålen. Testerna har framförallt omfattat olika typer av provpumpningar samt injektionstester och flödesloggningar. Sprickzonerna NE-4, NE-3, NE-1 och NNW-4 är de zoner som är mest vattengenomsläppliga på eller i närheten av Äspö, se Figur 4-4. I berggrunden utanför de större zonerna är det framförallt mindre sprickzoner med riktningarna VNV till NV och NNV till NNO som för vatten. Mätningar visar att medianvärdet för bergmassans vattengenomsläpplighet (K-värdet) på olika djup är mer eller mindre konstant på Äspö, åtminstone ned till ca 500 m djup (jfr Figur 3-4), även om heterogeniteter i bergmassan orsakar stora lokala variationer. Lokalt på Äspö är den mest vattengenomsläppliga bergarten finkornig granit medan grönsten, Äspödiorit och Ävrögranit uppvisar en något lägre genomsläpplighet. Skillnaden mellan olika bergarters medelvärden är dock mindre än spridningen inom en och samma bergart.

Tabell 4-7. Sammanställning av borrhål i Äspöområdet.

Beteckning	Längd (m)	Inklination (grader)
KAS 02	924	85
KAS 03	1002	85
KAS 04	481	60
KAS 05	550	85
KAS 06	602	60
KAS 07	604	59
KAS 08	601	60
KAS 09	450	60
KAS 10	99	60
KAS 11	249	89
KAS 12	380	69
KAS 13	406	62
KAS 14	212	60
KAS 16	450	70
KBH 02	706	45
HAS 01	100	61
HAS 02	93	55
HAS 03	100	56
HAS 04	200	61
HAS 05	100	58
HAS 06	100	88
HAS 07	100	62
HAS 08	125	58
HAS 09	125	59
HAS 10	125	61
HAS 11	125	89
HAS 12	125	60
HAS 13	100	63
HAS 14	100	88
HAS 15	120	60
HAS 16	120	60
HAS 17	120	60
HAS 18	150	62
HAS 19	150	57
HAS 20	150	60
HAS 21	148	60
HBH 01	50,6	-
HBH 02	32,4	-
HBH 03	100	-
HBH 04	90,4	-
HBH 05	13	-
HMJ 01	46	60

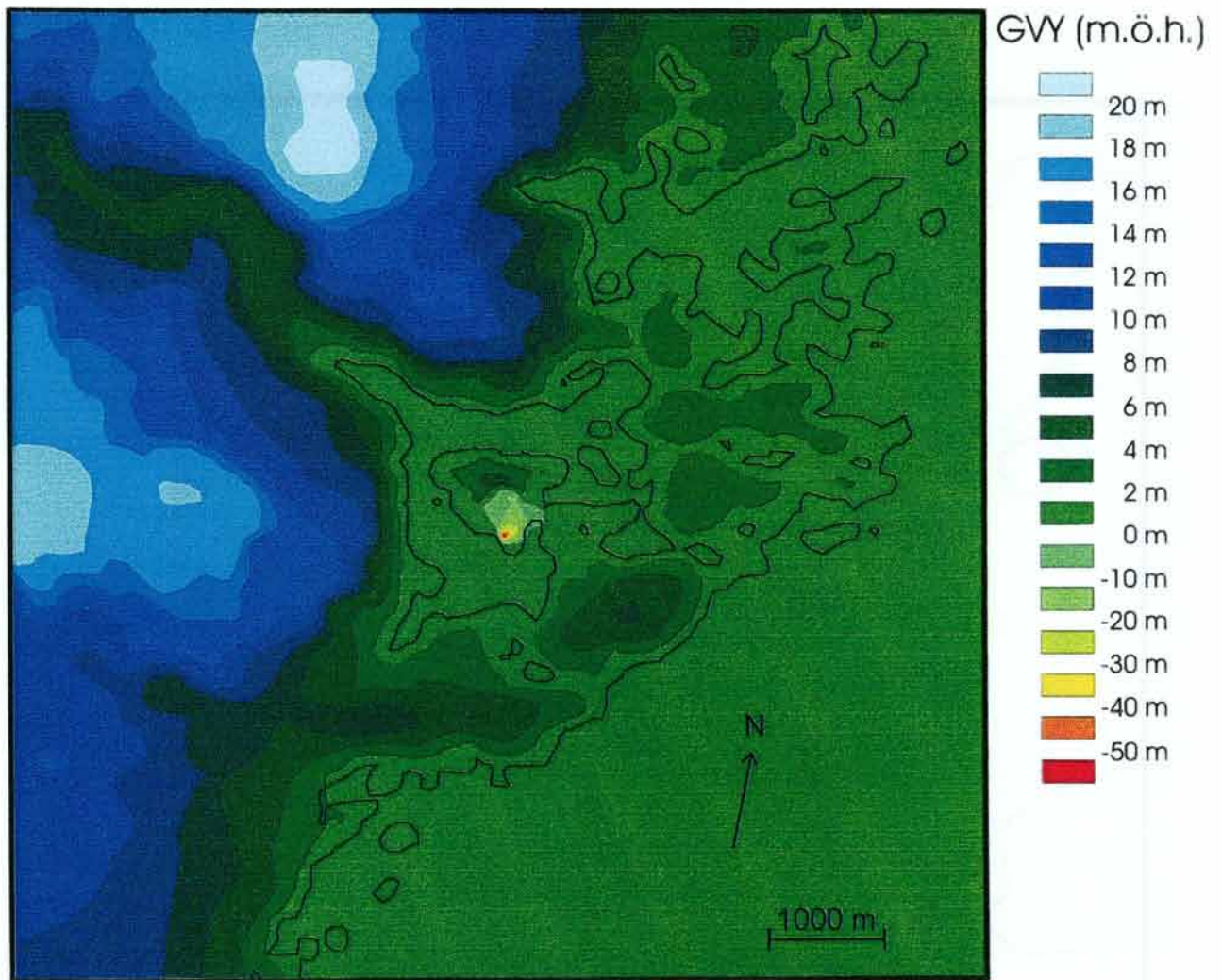
Den ostörda grundvattenytan på Äspö, innan laboratoriet byggdes, låg som mest ca fem meter över havsnivån. Idag är avsänkningens av grundvattenytan som mest ca 90 m, rakt ovanför Äspölaboratoriet. Avsänkningstrattens utbredning i plan begränsas dels av närheten till havet, dels av inhomogeniteter i berggrunden. I Figur 4-5 visas ett exempel på hur uppmätta grundvattennivåer i enskilda borrhål kan tolkas över en större yta. Figuren är baserad på en hydrogeologisk modell över den nordöstra delen av kommunen (Svensson, 1997a).

Som framgår av Figur 4-5 är avsänkningstrattens utbredning begränsad till den södra delen av Äspö, där berganläggningarna finns. Mot nordväst begränsas avsänkningstratten av den plastiska skjuvzon som skär över ön i NO-lig riktning, se Figur 4-4. Denna zon bedöms som relativt tät och med hög grad av bergomvandling. Lermineral är vanliga i förekommande sprickor.

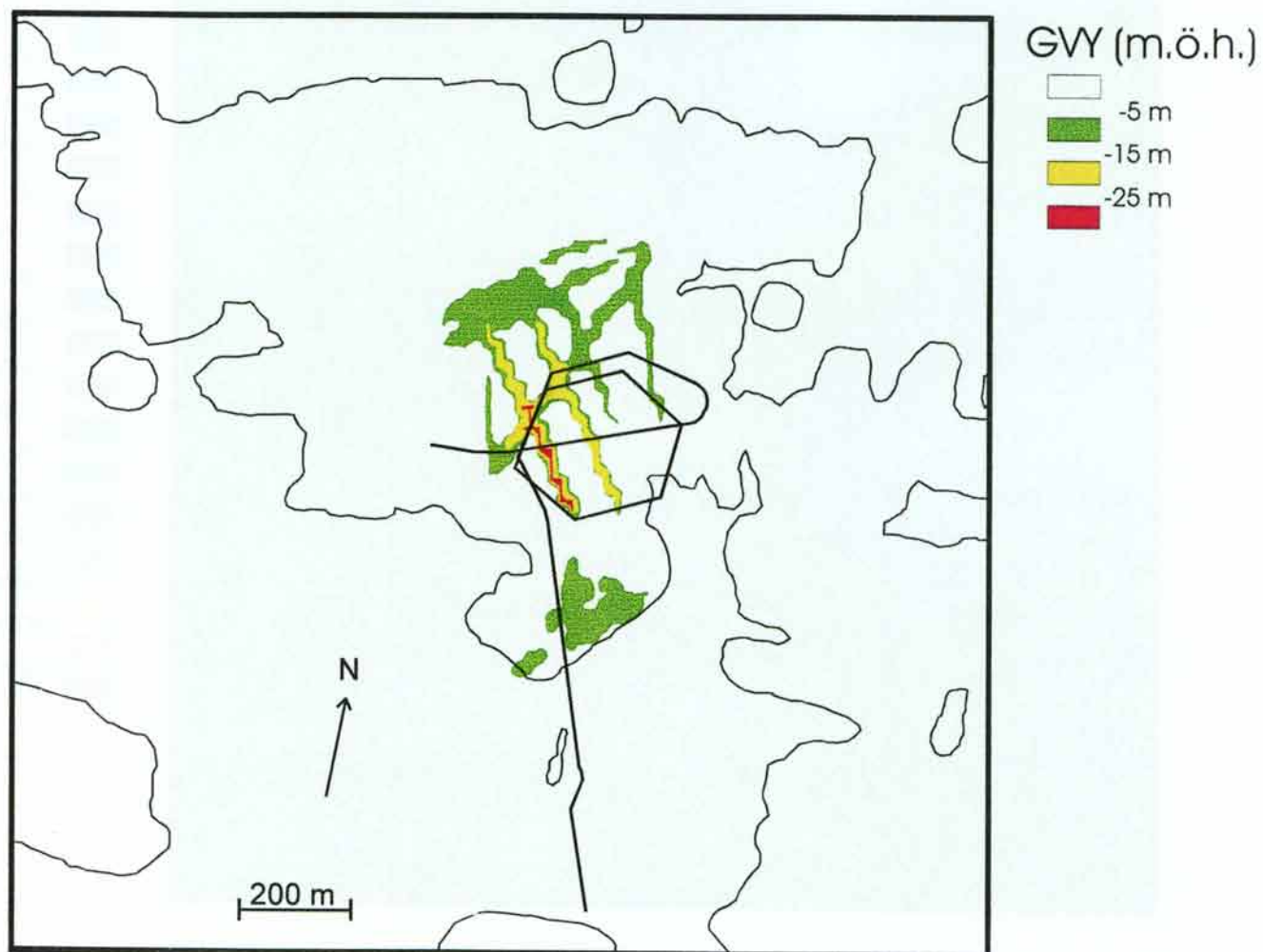
Det hydrauliska samspelet mellan bergmassa och sprickzoner visas i Figur 4-6, som ger en mer detaljerad bild av grundvattenavsänkningens på Äspö. Även denna figur är baserad på en hydrogeologisk modell (Svensson, 1997b).

De undersökningar som utförts har också givit detaljerade kunskaper om olika grundvattentyper och deras ursprung. I berggrunden kring Äspö förekommer både sött och salt grundvatten. Sötvattnet finns i de översta 100 metrarna, varefter salthalten successivt ökar mot djupet (jfr Figur 3-5). Enligt mätningar i det djupa kärnborrhålet KLX02 i Laxemarområdet kan både det salta och söta grundvattnet ha flera olika ursprung. Det salta grundvattnet uppvisar inslag av dagens Östersjövatten, relik Östersjövatten som täckte området för ca 7 000 år sedan (Figur 3-6) och vatten som stått i kontakt med berget under lång tid (1,5 miljoner år). Det söta grundvattnet innehåller bl a glacialt smältvatten, vatten från perioden 1950-60 samt nutida regnvatten. En andel härrör från avsmältningen av den senaste landisen för ca 13 000 år sedan, medan en annan andel härstammar från regnvatten som infiltrerat sedan Äspö steg upp över havsytan för ca 3 000 år sedan. Ytligast ligger vatten som infiltrerat under de senaste 40 åren. Analyser av grundvattenkemin, dateringsmetoder mm har redovisats av Laaksoharju och Wallin (1997), Rhén m fl (1997b) samt Laaksoharju och Skårman (1995).

Grundvattnets kemi påverkas av kemiska reaktioner och av mikrober. Mikrobernas betydelse har på senare tid uppmärksamats och kartlagts i större detalj än tidigare. Den viktigaste enskilda lärdomen från Äspö är att bakterier snabbt förbrukar löst syre i infiltrerat grundvatten. En annan viktig lärdom är att bakteriell sulfatreduktion kan producera sulfid i halter som överstiger de som normalt förekommer i grundvatten (Laaksoharju, 1995).



Figur 4-5. Visualisering av beräknade grundvattennivåer i den nordöstra delen av kommunen baserat på en grundvattenmodell av Svensson (1997a). Påverkansområdet av Äspölaboratoriet är begränsat till södra delen av Äspö. Grundvattennivåerna i övriga områden är opåverkade av Äspölaboratoriet.



Figur 4-6. Visualisering av beräknade grundvattennivåer i berggrundens spricksystem på Åspö baserat på en grundvattenmodell av Svensson (1997b). Vita områden i bilden är relativt sett opåverkade av Åspölaboratoriets tunnlår och schakt.

4.3.6 Bergspänningar

För att få underlag för att bedöma tunnelstabilitet och förstärkningsbehov utfördes bergspänningsmätningar i tre borrhål ned till 950 m djup i förundersökningsskedet. Mätningarna kompletterades med bergmekaniska laborietester av borrhärnor (Stille och Olsson, 1989).

I samband med drivningen av tillfartstunneln har bergspänningsmätningar utförts successivt på olika nivåer ned till ca 450 m djup. Dessa mätningar utfördes med överborrningsmetoden i sammanlagt 11 st, ca 15 m långa, borrhål i tunnelväggen med 3-6 mätningar i varje borrhål. Även dessa mätningar kombinerades med laborietester av bergmekaniska parametrar. Ytterligare bergspänningsmätningar har senare gjorts för att bestämma mekaniska randvillkor i de områden på drygt 400 meters djup där olika experiment genomförs.

Resultaten från bergspänningsmätningarna presenteras till sina huvuddrag i Kapitel 5. En närmare genomgång visar på såväl lokala spänningsvariationer som vissa skillnader mellan resultat erhållna med olika mätmetoder. Den samlade bilden är att största huvudspänningen är nära horisontell och orienterad i NV-lig riktning, Beloppen ökar relativt snabbt med djupet.

4.3.7 Byggnadsgeologiska erfarenheter

Som helhet får erfarenheterna från Äspölaboratoriets byggskede och hittillsvarande drift betecknas som goda, sett ur byggnadsgeologisk synvinkel. Anläggningen har kunnat byggas som planerat, utan stora överraskningar vad avser bergförhållanden. De största störningarna har varit relaterade till tunneldrivning genom sprickzoner, där det i några fall krävts omfattande åtgärder för tätning och stabilisering (Hedman, 1996).

Bergförhållanden och stabilitet

Omfattande förundersökningar och systematisk dokumentation i alla skeden av projektet har gett goda möjligheter att jämföra de bedömningar och prognoser som gjordes i förundersökningsskedet med verkligt utfall i byggskedet. En slutsats är att lägen för större sprickzoner (bredd >5 m) kunde förutsägas ganska väl. De zoner som förutsågs korsa tunnelsträckningen har också påträffats, om än med vissa avvikelser i orientering och bredd. Förundersökningsdata indikerade också att tunneln skulle skära ett antal mindre (bredd <5 m) sprickzoner med huvudsakligen NNV-lig orientering. Data visade sig stämma relativt väl vad gäller dessa zoners frekvens och egenskaper, men orienteringen var snarare NV-VNV än NNV. Bergkvaliteten i zonerna underskattades något, vilket kan förklaras av att borrhärnor ofta ger en alltför negativ bild av bergkvaliteten, särskilt vad gäller sprickfrekvens.

För bergmassan mellan sprickzonerna gjordes systematiskt prognoser för bergkvalitet med hjälp av allmänt använda, empiriska klassificeringssystem, se Kapitel 5.4. Data för klassificeringen hämtades huvudsakligen från de borrhärdar som förundersökningarna producerade. För 92 % av en tunnelsträcka på totalt drygt 2 000 m förutsades berget uppfylla kraven för att klassas som "medelgott" eller bättre med avseende på byggförhållanden. Senare kartering i samband med tunneldrivningen visade att 96 % av den aktuella tunnelsträckan uppfyllde dessa krav. Slutsatserna är dels att merparten av tunneln kännetecknas av goda byggförhållanden vad gäller bergkvalitet, dels att förhållandena kunde förutsägas med god precision. Det betydde i sin tur att behovet av bergförstärkning (bultning, sprutbetong mm) blev mycket måttligt och väl i linje med vad som förväntades.

Bergspänningsförhållandena har liksom bergets kvalitet stor betydelse för stabiliteten i tunnlar och bergrum. Måttliga belastningar gynnar stabiliteten medan alltför höga spänningar kan ge stabilitetsproblem, eventuellt i form av smällberg. I förundersökningsskedet gjordes bedömningar av förväntade stabilitetsförhållanden, baserat på uppmätta bergspänningar, bergmekaniska laborietester på borrhärdar samt geologiska data. Även risken för smällberg studerades (Wikberg m fl, 1991). Viss risk för smällbergfenomen av lindrig intensitet bedömdes föreligga på djup större än 300 m, och då företrädesvis i partier med grönsten. Några säkra indikationer på smällberg har dock inte dokumenterats i samband med tunneldrivningen eller senare (Stanfors m fl, 1997).

Vatteninläckning och tätning

Under förundersökningsskedet mättes vattengenomsläppligheten och kapaciteten i alla större sprickzoner, och för bergmassan i övrigt bestämdes genomsnittsvärden för dessa parametrar. De prognoser av vatteninläckning i tunneln som gjordes på basis av dessa mätningar visade till stor del god överensstämmelse med verkliga förhållanden. Tunnel drivningen genom sprickzonerna NE-1, NE-2 och NE-4 åtföljdes av betydande inläckage, och krävde också omfattande tätningsåtgärder i form av cementinjektering. Detta gäller särskilt passagen av NE-1, där stora inflöden (>1 000 l/min) i kombination med högt vattentryck och dåliga bergförhållanden krävde mycket omfattande tätningsarbeten (Rhen m fl, 1997c).

4.4 Laxemar

4.4.1 Inledning

I samband med lokaliseringen av Äspölaboratoriet vid mitten av 1980-talet påbörjades geovetenskapliga undersökningar på flera platser inom Simpevarpsregionen, däribland i Laxemarområdet sydväst om Äspö. Inledningsvis (1986) utfördes flyg- och markgeofysiska mätningar för att identifiera och beskriva svaghetszoner i berggrunden.

Senare har två djupa undersökningshål, KLX01 och KLX02, kärnborrats för forskningsändamål. KLX02 går ner till ca 1 660 m, och är därmed det djupaste hål som kärnborrats i kristallin berggrund i Skandinavien. Omfattande undersökningar har gjorts i och kring djuphålen. Figur 4-7 visar Laxemarområdet, med borrhålslägen och information om större sprickzoner.

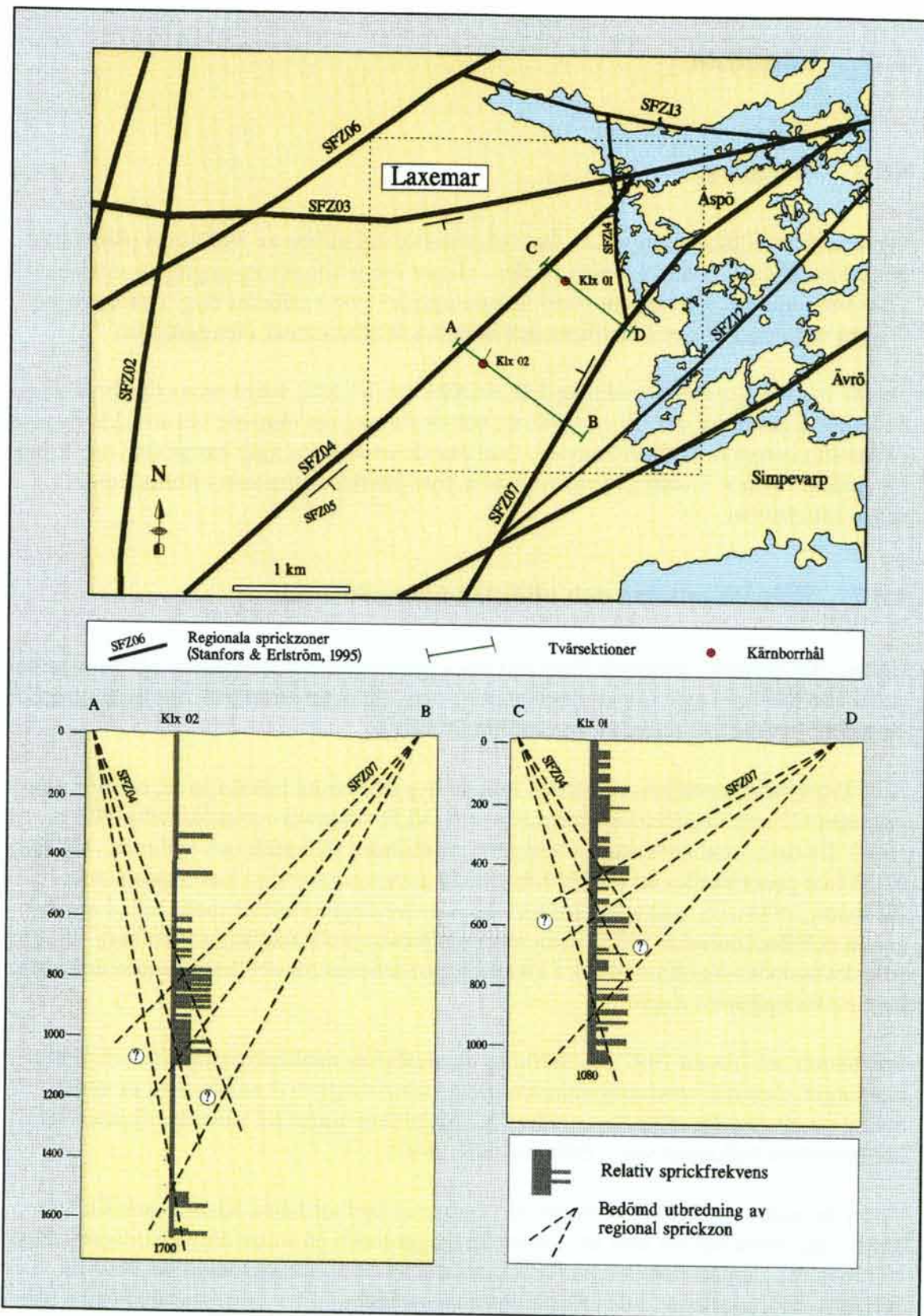
4.4.2 Tidigare arbeten och utförda undersökningar

Under 1986 utfördes regionala flyggeofysiska mätningar över kartbladen 6G Vimmerby och 6 H Kråkelund med OV-lig linjemätning och 200 m linjeavstånd. Även regionala tyngdkraftsmätningar utfördes inom samma kartblad.

Året därpå sammanställdes resultaten från de flyggeofysiska mätningarna, nu med hänsyn taget till samtliga metoder; magnetometri, VLF, slingram och radiometri (Nisca, 1987). En detaljerad kartering av berggrunden utfördes (Kornfält och Wikman, 1987a, b). Vidare genomfördes ett omfattande sprickkarteringsprogram i Laxemarområdet (Ericsson, 1988), en strukturgeologisk analys av terrängföreteelser inom Lilla Laxemar (Tirén och Beckholmen, 1988), samt markgeofysiska profilmätningar (Stenberg, 1987). Alla dessa undersökningar ingick i lokaliseringsstudierna för det berglaboratorium som kom att förläggas till Äspö.

Sommaren och hösten 1997 genomfördes metodstudier med halvregionala resistivitetsmätningar, elektrisk sondering samt transient elektromagnetisk sondering i området. Studierna gjordes för att testa metoder för bestämning djupet till saltvattenfronten samt berggrundens bulkresistivitet (Eriksson m fl, 1997).

Under perioden 1987-1992 borrades de två djupa kärnborrhålen KLX01 och KLX02. Syftet med dessa hål var dels att undersöka berggrunden på större djup än tidigare, dels att prova och demonstrera teknik för borrning och borrhålsundersökningar. KLX01 borrades i två omgångar. I den första omgången nåddes 702 m borrhålslängd och i den andra fördjupades hålet till 1078 m. Borrhål KLX02 borrades under hösten 1992 till en längd av 1700,5 m, motsvarande ett vertikaldjup på ca 1660 m. Mycket omfattande undersökningar har utförts i de två djupborrhålen speciellt vad gäller borrhålsgeofysik, hydraultester, vattenkemi, sprickmineral och bergspänningar. För att undersöka den yt nära berggrunden i området kompletterades kärnborrhålen med 12 st hammarborrhål, (HLX01-12) till djup mellan 30 m och 150 m. Vissa av hammarborrhålen nyttjades också för försörjning med spolvatten då djuphålen borrades.



Figur 4-7. Laxemarområdet. Borrhållägen och större sprickzoner.

4.4.3 Geologi

Berggrund

En detaljerad geologisk kartering av Laxemarområdet gjordes 1987 (Kornfält och Wikman, 1987a, b). Enligt denna kartering domineras området av Smålandsgranit, i detta fall i form av en medelkornig grå till grå-röd granitisk eller granodioritisk bergart. Bergarten förekommer i ett flertal varianter inom Laxemar- och Simpevarpsområdena. I allmänhet kan en svag förskiffring (foliation) urskiljas, ofta med en OV-lig strykningsriktning. Speciellt i området söder om Frisksjön förekommer inneslutningar av finkorniga basiska eller vulkaniska bergarter.

I den sydöstra delen av Laxemarområdet finns också en medelkornig, röd-gråröd granitvariant (Ävrögranit). En större grönstenskropp finns söder om Frisksjön och en annan längst i nordost. En stor mängd granitiskt material har dock trängt in i grönstensmassivet söder om Frisksjön, varför avgränsningen mot omgivande bergarter är något osäker.

Gångar och ibland smärre massiv av finkornig röd till grå-röd granit är vanligt förekommande i hela området. Gångarna är ofta vertikala eller nästan vertikala och följer i allmänhet förskiffringsriktningen OV eller NO-SV. Därutöver finns smala gångar av pegmatit (grovkornig granitisk bergart) och aplit (finkornig granitisk bergart). Dessa bergarter utgör de yngsta i området. Pegmatit- och aplitgångarna stupar ofta tämligen flackt. Strykningsriktningen är i allmänhet OV-lig eller NO-SV-lig.

Sprickzoner

Orientering och karaktär på de större sprickzonerna i Laxemarområdet har undersökts i flera omgångar. En samtolkning av tillgänglig information visar att området genomkorsas av ett antal större sprickzoner i framförallt nordostlig till ostnordostlig riktning. Geologiska observationer och geofysiska markmätningar längs ett stort antal profiler tvärs dessa sprickzoner har visat att de ofta karaktäriseras av en 100-200 m bred, oxiderad zon med något förhöjd sprickfrekvens. En del av de i Figur 4-7 markerade zonerna har penetrerats av borrhål, framför allt på Äspö, och några har även genomskurits av Äspötunneln. Detta har möjliggjort detaljstudier av zonerna. Det har då visat sig att de regionala zonerna ofta har flera förgreningar och att deras geologiska karaktär kan variera avsevärt, såväl lateralt som vertikalt. I många fall har zonerna en central, ofta vattenförande "kärna", där sprickfrekvensen är kraftigt förhöjd.

Det sprickzonsmönster, i plan och profil, som visas i Figur 4-7 är en tolkning där framför allt de större sprickzonerna beaktats. Vissa av partierna med förhöjd sprickfrekvens i kärnborrhålet KLX02 har bedömts motsvara sprickzoner som genomskärs av borrhålen. Tolkningen utgår från den regionala strukturmodell över Simpevarpsområdet som tidigare utvecklats, i vilken framför allt sprickzoner av regional karaktär inkluderats (Stanfors och Erlström, 1994). Det bör dock understrykas att antalet djupa borrhål i området är för få för att tillåta en tillförlitlig tolkning av strukturmönstret, särskilt mot djupet.

4.4.4 Borrhål

Tabell 4-9 visar en förteckning över samtliga borrhål i Laxemarområdet.

Tabell 4-9. Sammanställning av borrhål i Laxemarområdet.

Beteckning	Längd (m)	Inklination (grader)
KLX01	1077,99	85,3
KLX02	1700,50	85,0
HLX01	100,0	59,4
HLX02	132	57,4
HLX03	100	62,4
HLX04	125	63,6
HLX05	100	57,7
HLX06	100	59,9
HLX07	100	59,4
HLX08	40	47,8
HLX09	151	61,3
HLX10	85	70
HLX11	70	85
HLX12	31	70

4.4.5 Hydrogeologi

Ett stort antal hydrotester har gjorts i de djupa kärnborrhålen KLX01 och KLX02 samt i de tolv ytliga hammarborrhålen HLX01-12, se Tabell 4-9. Jämfört med andra grunda brunnar i regionen, däribland på Äspö och Ävrö, uppvisar hammarborrhålen i Laxemarområdet ett något lägre genomsnittligt K-värde ($K = 2,1 \times 10^{-8}$ m/s). K-värdets spridningsintervall är dock i samma storleksordning som för övriga platser, vilket indikerar att förekomsten av vattenförande sprickor i berggrunden är oregelbunden även i Laxemarområdet (Nilsson, 1989).

I KLX01 och KLX02 har olika typer av hydrotester utförts vid olika tidpunkter. De tester som utförts i KLX01 med 30 m långa mätintervall speglar variationen i sprickfrekvens mellan bergmassa och sprickzoner tämligen väl (Ekman, 1998). I KLX02 har inga tester med så korta mätintervall utförts. K-värdena för de ca 300 m långa mätintervallen som finns att tillgå i KLX02 indikerar endast en begränsad korrelation till uppmätta sprickfrekvenser. Den detaljerade flödesloggning som utförts i KLX02 har dock påvisat flera kraftiga enskilda anomalier, bl a framkommer det uppspruckna avsnittet mellan 730-1130 m.

I Tabell 4-10 jämförs resultaten från pumptester, utförda i hela borrhålet, för KLX01 och KLX02 med motsvarande resultat för KAS02 och KAS03 på Äspö. Översiktligt sett kan berget närmast borrhålen KLX01, KLX02 och KAS02 sägas ha ungefär samma K-värde medan K-värdet för KAS03 är närmare en faktor 10 lägre.

Tabell 4-10. Resultat från pumptester avseende hela borrhålet i de fyra djupa kärnborrhålen KLX01 och KLX02 i Laxemar och KAS02 och KAS03 på Äspö.

Borrhål	Borrhålslängd (m)	Hydraulisk Konduktivitet (m/s)
KLX01	1077,99	$8,5 \times 10^{-8}$
KLX02	1700,50	$1,1 \times 10^{-7}$
KAS02	924,00	$1,6 \times 10^{-7}$
KAS03	1002,10	$1,6 \times 10^{-8}$

Under 1992-93 provpumpades KLX02 under 181 dagar med en kapacitet av 40-50 L/min. Samtidigt registerades grundvattennivåerna i fem olika mätintervall i borrhål KLX01 beläget ca 1 km från KLX02. Totalt åstadkoms en avsänkning på ca 35 m i KLX02. Efter 82 dagars pumpning uppgick avsänkningen i KLX01 till nästan 4 m i det mest påverkade mätintervallet (856-1 078 m) (Follin, 1993). Den hydrauliska kontakten mellan KLX02 och KLX01 bekräftades 1995 vid en förnyad provpumpning (Follin, 1996).

Beträffande det djupa grundvattnets kemiska sammansättning (främst förekomst av salter) och ursprung har omfattande mätningar gjorts i KLX01 och KLX02. Resultaten av mätningarna behandlas i Kapitel 3.4.

4.4.6 Bergspänningar

Under 1996 utfördes bergspänningsmätningar med hydraulisk spräckning, ner till som mest ca 1 400 meters djup i KLX02 (Ljunggren och Klasson, 1997). Resultaten visas i Figur 5-6. I stort visar mätningarna på likartade spänningsförhållanden som på Äspö, med en NV-lig riktning på största huvudspänningen och spänningsnivåer som ökar oregelbundet med djupet. Så kallad "core discing", dvs uppsprickning av kärnan i skivor, har observerats på större djup i KLX02. Detta indikerar höga horisontalspänningar, vilket stämmer väl överens med mätresultaten.

4.5 Kråkemåla

4.5.1 Inledning

Undersökningarna i Kråkemåla ingick i SKB:s typområdesprogram, som syftade till att ta fram bakgrundskunskap om svenskt urberg. De första studierna i Kråkemåla genomfördes 1976-77 och omfattade bl a borrhning till som mest ca 600 meters djup. 1984 utfördes kompletterande hydrotester och 1997 kompletterande geofysiska mätningar.

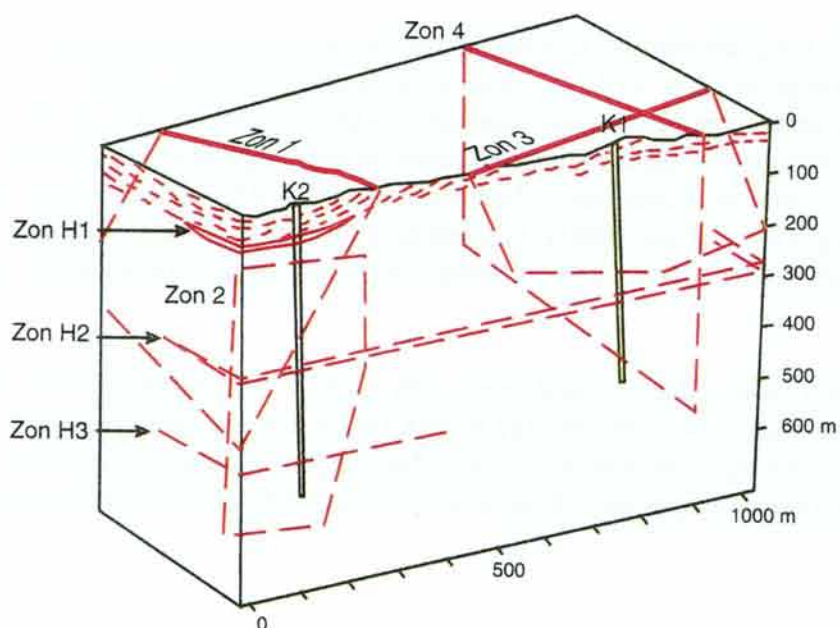
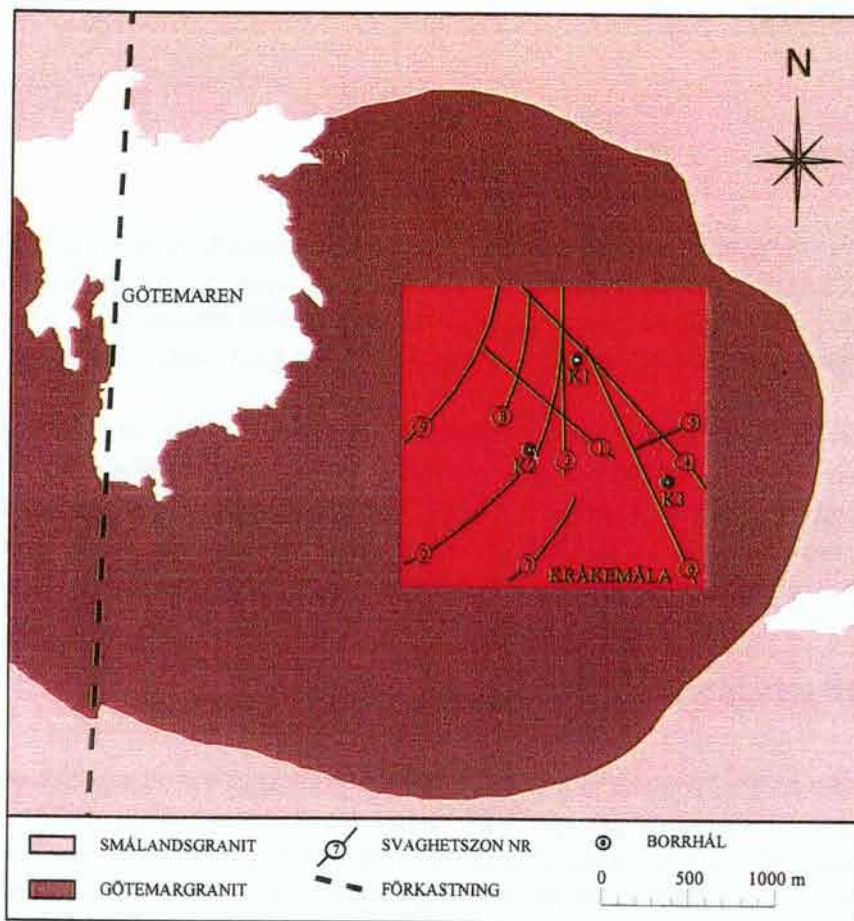
De geovetenskapliga undersökningarna i Kråkemåla har gett kunskaper om den Götemargraniten som är en ung (ca 1 400 miljoner år) granit av rapakivityp, se Figur 2-3. I likhet med en del andra unga graniter i Sverige uppvisar Götemargraniten en domliknande form. Horisontalsnittet vid markytan är cirkulärt med en diameter av ca 9 km. Figur 4-8 visar en förenklad geologisk karta över Götemargraniten tillsammans med en schematisk profil.

4.5.2 Tidigare arbeten och utförda underökningar

Undersökningarna i Kråkemålaområdet inleddes med ytgeologisk kartering (Scherman, 1978) och markgeofysiska mätningar med VLF (Eriksson och Magnusson, 1977). Tre kärnborrhål borrades. Borrkärnorna karterades och i borrhålen genomfördes geofysiska borrhålsmätningar, TV-mätningar (Duran och Magnusson i Hult m fl, 1978; Duran och Magnusson, 1980, 1983; Brotzen m fl, 1980) samt vatteninjektionstester (Hult m fl, 1978). Vattenprovtagning gjordes i två kärnborrhål (Gidlund, 1978; Laurent, 1982).

1984 gjordes en sammanställning och utvärdering av de hittills genomförda geovetenskapliga undersökningarna i den nordöstra delen av kommunen (Gentzschein och Stejskal, 1984). I utvärderingen ifrågasatte man utförandet av vatteninjektionstesterna från 1977. Under 1984 gjordes därför kompletterande vatteninjektionstester i ett av kärnborrhålen (K1) i syfte att kontrollera tidigare resultat från 1977 samt pröva en ny typ av mätutrustning (Gentzschein, 1984). Mot bakgrund av frågetecknen om hydrotesternas tillförlitlighet har en ny sammanställning och analys gjorts i förstudien (Follin m fl, 1998a).

Under sommaren och hösten 1997 genomfördes, som en del i ett program för metodutveckling, halvregionala resistivitetsmätningar, elektrisk sondering samt transient elektromagnetisk sondering (Eriksson m fl, 1997). Mätningarna gjordes för att testa metoder för bestämning av djupet till saltvattenfronten samt berggrundens bulkresistivitet.



Figur 4-8. Förenklad berggrundsgeologisk karta och profil över Kråkemålaområdet (efter Gentschein och Stejskal, 1984).

4.5.3 Geologi

Berggrund

Götemargraniten är ca 1 400 miljoner år gammal och därmed en ung granit, jämfört med den i området dominerande Smålandsgraniten som är ca 1 800 miljoner år. Litologiskt sett är Götemargraniten att betrakta som homogen och, till skillnad från Smålandsgraniten, helt massformig. Inslaget av finkornig granit (aplit) och pegmatit är obetydligt. Sprickfrekvensen är också till övervägande delar mycket låg. Sprickfyllnaderna består främst av flusspat, pyrit samt kambrisk sandsten. Spricksystemet i bergmassan är typiskt för en ung cirkulär granitkropp (intrusion) med radiella och tangentiella sprickor. Flacka sprickor förekommer också varav en del är ytnära s k bankningsplan. Flera stenbrott i området talar för Götemargranitens användbarhet som byggnads- och prydnadssten, vilket förutsätter låg sprickfrekvens och plana sprickytor med god uthållighet.

Sprickzoner

Den NS-liga förkastningen genom Götemargraniten, se Figur 4-8, är av regional karaktär. Enligt Kresten och Chyssler (1976) kan den följas mer än 25 km och den vertikala förskjutningen är omkring 500 m, där det östra blocket sjunkit relativt det västra. Förkastningen är sannolikt yngre än den kambriska sandstenen i området, dvs yngre än 545 miljoner år (Kresten och Chyssler, 1976). Att förkastningen uppfattas som postkambrisk grundar sig på att sandstensfyllda sprickor förekommer öster om sprickzonen men inte väster om densamma. Avsaknaden av sandstensfyllda sprickor väster om sprickzonen tyder på att det västra blocket utsatts för erosion under en period när östra blocket varit nedsänkt.

4.5.4 Borrhål

Under perioden 1976-77 borrades tre kärnborrhål i Kråkemålaområdet, se Tabell 4-11. I SKB:s databas SICADA betecknas hålen som i tabellen, d v s KKR1, KKR2 och KKR3. Tidigare har samma borrhål betecknats K1, K2 och K3.

KKR1 och KKR2 är vertikala, medan KKR3 stupar ca 50 grader. Krökningsmätning av KKR3 visar att hålet inte är rakt utan kröker av mot horisontalplanet. KKR1 penetrerar plintar med låg sprickfrekvens. Helt sprickfria borrhålsavsnitt kan uppgå till 50 m längd. KKR2 har ställvis hög sprickfrekvens, vilket kan förklaras av att detta hål är borrarat i eller i nära anslutning till en relativt brant stående sprickzon. Sprickfattiga sektioner i KKR2 kan uppgå till 5-10 m längd. KKR3 anses representera sprickfördelningen i bergmassan bäst av de tre hålen. Sprickigheten mellan svaghetszonerna är jämt fördelad. Sprickfattiga sektioner är sällan längre än 5 m.

Tabell 4-11. Sammanställning av borrhål i Kråkemålaområdet.

Beteckning	Längd (m)	Inklination (grader)
KKR1	506,15	90,0
KKR2	604,80	90,0
KKR3	761,40	50,0

4.5.5 Hydrogeologi

Et stort antal hydrotester med korta mätintervall (2-3 m) har gjorts i de tre kärnborrhålen KKR1-KKR3. Därutöver har ett mindre antal tester med längre mätintervall (20 m) gjorts i KKR1. Hydrogeologisk information finns också att tillgå från brunnsarkivet vid SGU. En sammanställning och utvärdering av alla hittills utförda undersökningar i Kråkemåla, inklusive data för bergbrunnarna i området enligt SGU:s brunnsarkiv, har redovisats av Follin m fl (1998a).

Vattengenomsläppligheten i Göttemargraniten är mycket varierande. Statistiskt sett är Göttemargranitens genomsnittliga K-värde uttryckt som (geometriskt) medelvärde för en ca 100 m lång mätsektion något högre än motsvarande värde i Smålandsgranit. K-värdets standardvvikelse är också högre i Göttemargraniten. Förhållandet indikerar att det är graden av öppenhet hos förekommande sprickor snarare än sprickfrekvensen som är anledningen till de uppmätta skillnaderna i K-värde mellan Göttemargraniten och omgivande Smålandsgranit. Som tidigare påpekats är Göttemargraniten yngre än Smålandsgraniten och det är möjligt att spricksystemet är mindre påverkat av olika geologiska processer som på sikt reducerar genomsläppligheten.

Ur hydrogeologisk synvinkel bör man skilja på K-värdet i sprickzoner och bergmassa i kristallint berg. För Göttemargraniten är bergmassans K-värde uppskattad till $3,3 \times 10^{-8}$ m/s i djupintervallet 300 – 600 m och för sprickzonerna ca två till tre tiopotenser högre (Follin m fl, 1998a).

5 Detaljinformationens betydelse som bedömningsunderlag i förstudien

De resultat som sammanfattas i Kapitel 4 avser undersökningar på fem olika platser, utförda av olika anledningar och med olika ambitionsnivå. En viktig gemensam nämnare är att det i samtliga fall finns detaljerad information från kärnborrade hål. Detta ger en uppfattning om förhållanden mot djupet, även om undersökningsdjupen varierar från 100 m till 1 700 m, se Figur 5-1. I två fall, Äspö och Simpevarp, föreligger också data och erfarenheter från berganläggningar.

De fem undersökta platserna framstår därmed som ”nålstick” där en rad geovetenskapliga parametrar provtagits, noggrant men inom jämförelsevis små bergvolymmer. Förstudien görs i en långt mer översiktlig skala och baseras väsentligen på data från ytan. När data från de undersökta platserna skall vägas in i förstudiens bedömningsunderlag blir därför följande frågor särskilt viktiga:

- I vad mån är data från platserna representativa för större områden?
- Hur varierar viktiga parametrar med djupet?

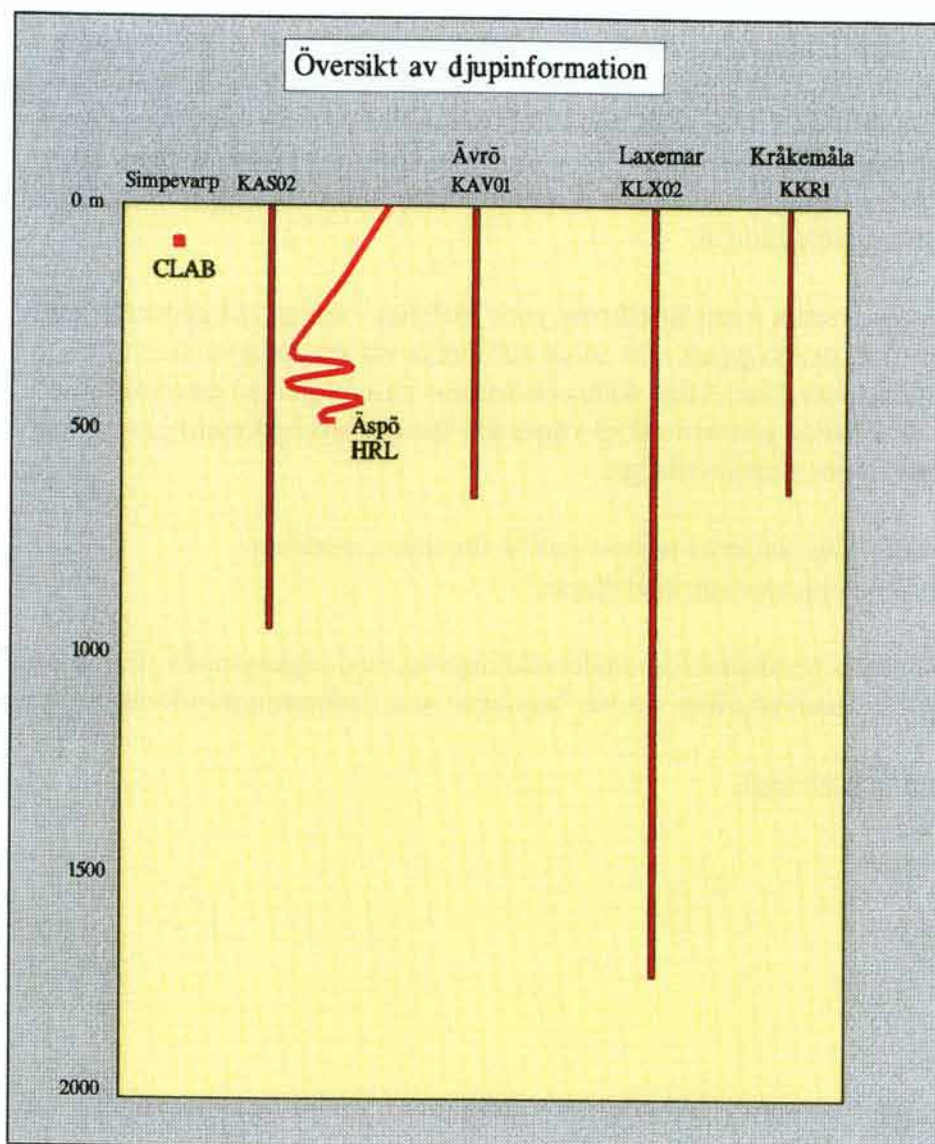
I det följande diskuteras resultaten från undersökningarna med utgångspunkt från dessa frågor. Sex parametrar som på olika sätt har betydelse som bedömningsunderlag behandlas:

- litologi (bergartsfördelning),
- sprickfrekvens,
- större sprickzoner,
- bergkvalitet,
- bergspänningar,
- grundvatten.

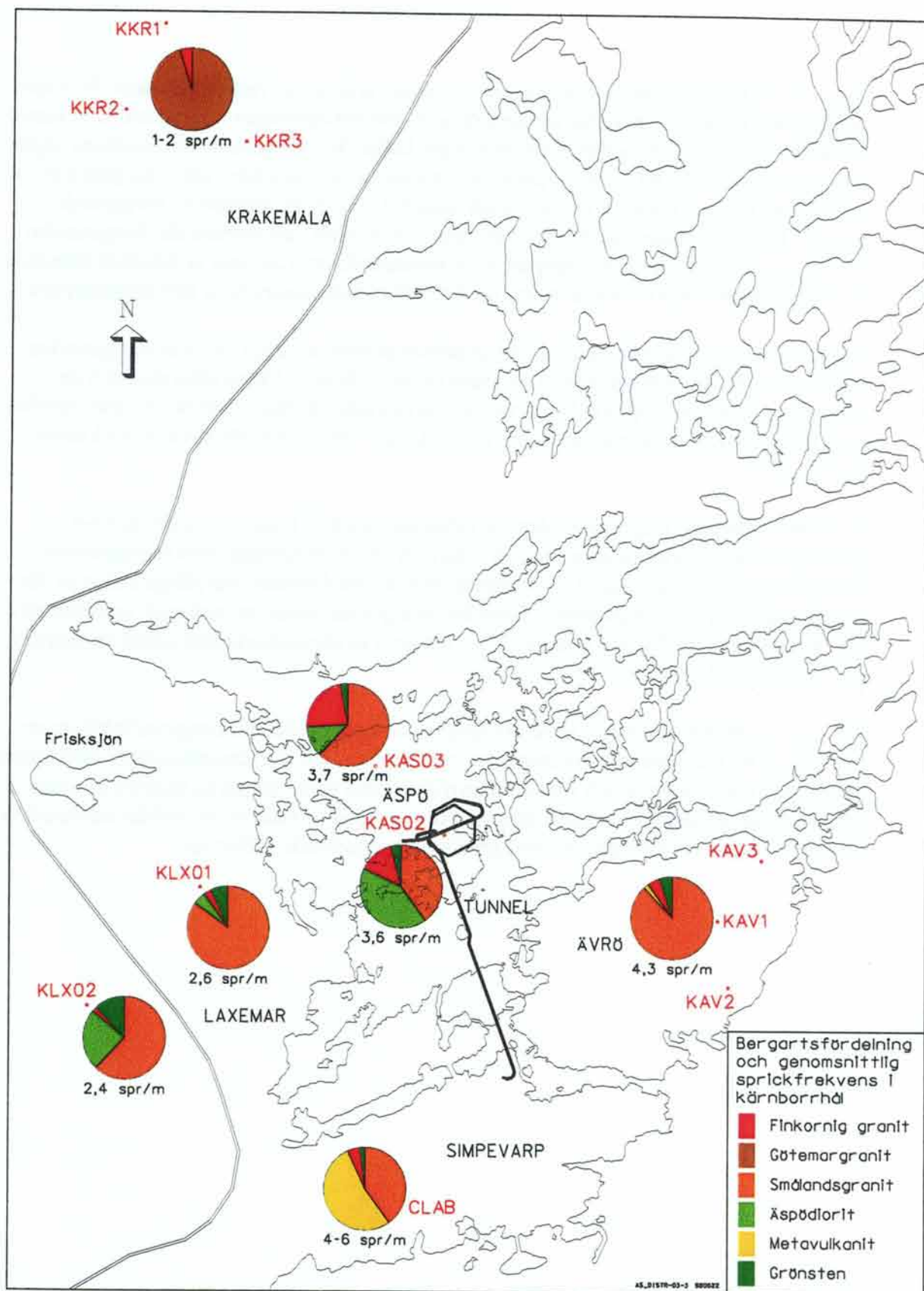
5.1 Litologi

Allmänt ger en litologiskt homogen berggrund, med få bergarter och där bergarterna i sig är homogena, fördelar ur lokaliseringssynpunkt. Homogena förhållanden ökar förutsättningarna för att på basis av data från ytan göra bedömningar av geologin på djupet. Bergbyggnadstekniskt kan bergartsfördelningen ha större eller mindre betydelse, beroende dels på egenskaperna hos bergarterna som sådana, dels på kontaktförhållanden och kontraster mellan de bergarter som uppträder. Om bergarter med radikalt olika mekaniska egenskaper (hållfasthet, styvhet, sprödhet) uppträder växelvis kan detta ge både besvärliga och svårbedömda byggförhållanden. I andra fall behöver inte gränser mellan till sammansättning och ursprung olika bergarter medföra några märkbara byggtekniska komplikationer.

Figur 5-2 visar bergartsfördelning, uttryckt som andel av respektive bergart i karterade borrhävar, för de fem platser där undersökningar gjorts (Äspö, Ävrö, Simpevarp, Laxemar och Kråkemåla).



Figur 5-1. Ungefärliga djup till vilka undersökningar gjorts.



Figur 5-2. Generaliserad bergartsfördelning och sprickfrekvens vid de undersökta platserna (medelvärden från kartering av borrhäror).

Äspö, Ävrö och *Laxemar* domineras alla av olika varianter av Smålandsgranit. På *Äspö* och *Laxemar* finns en mera basisk variant, som fått beteckningen *Äspödiorit*. Den surare varianten som förekommer på *Ävrö* och *Äspö* kallas för *Ävrögranit*. Tillsammans utgör dessa granitoider 70-80 % av bergmassan. Inslaget av en sprödare finkornig granit är ca 5-20 % medan metabasit (grönsten) ingår med 5-10 %. Som framgår av berggrundskartan i Figur 2-3 ligger *Ävrö* och i viss mån också *Äspö* i ett område där berggrunden är något mer inhomogen än i merparten av kommundelen. *Laxemar* är däremot sannolikt litologiskt representativt för de stora områden där Smålandsgranit är helt dominerande.

Simpevarpshalvön skiljer sig från övriga platser genom att drygt 50 % av berggrunden utgörs av vulkanit (metavulkanit och granitiserad vulkanit). Metavulkaniten och den finkorniga graniten är spröda bergarter med genomgående högre sprickfrekvens. Jämförbara förhållanden är närmast att vänta i de delar av kommunen där stråk av vulkaniter förekommer.

Kråkemålaområdet ligger inom den s k *Götemargraniten* (Figur 2-3 och Figur 4-8), alltså en av de granitintrusioner som är yngre än den dominerande Smålandsgraniten. Området är mycket homogent ur bergartssynpunkt, med endast obetydliga inslag av finkornig granit (aplit) och pegmatit. Borrkärnorna ger sannolikt en litologisk representativ bild av områden med yngre graniter, d v s förutom *Kråkemålaområdet* också ett område vid *Uthammar-Figeholm*.

Litologin uppvisar inte något generellt djupberoende. I de fall där bergartsfördelningen fastlagts genom detaljerade ytkarteringar (t ex på *Äspö*) är överensstämmelsen god mellan data från ytkarteringarna och från kärnborrhålen. Den genomsnittliga andelen av olika bergarter kan alltså inom aktuellt djupintervall uppskattas relativt väl utifrån information från ytan, under förutsättning att berggrunden är någorlunda välblottad.

5.2 Sprickfrekvens

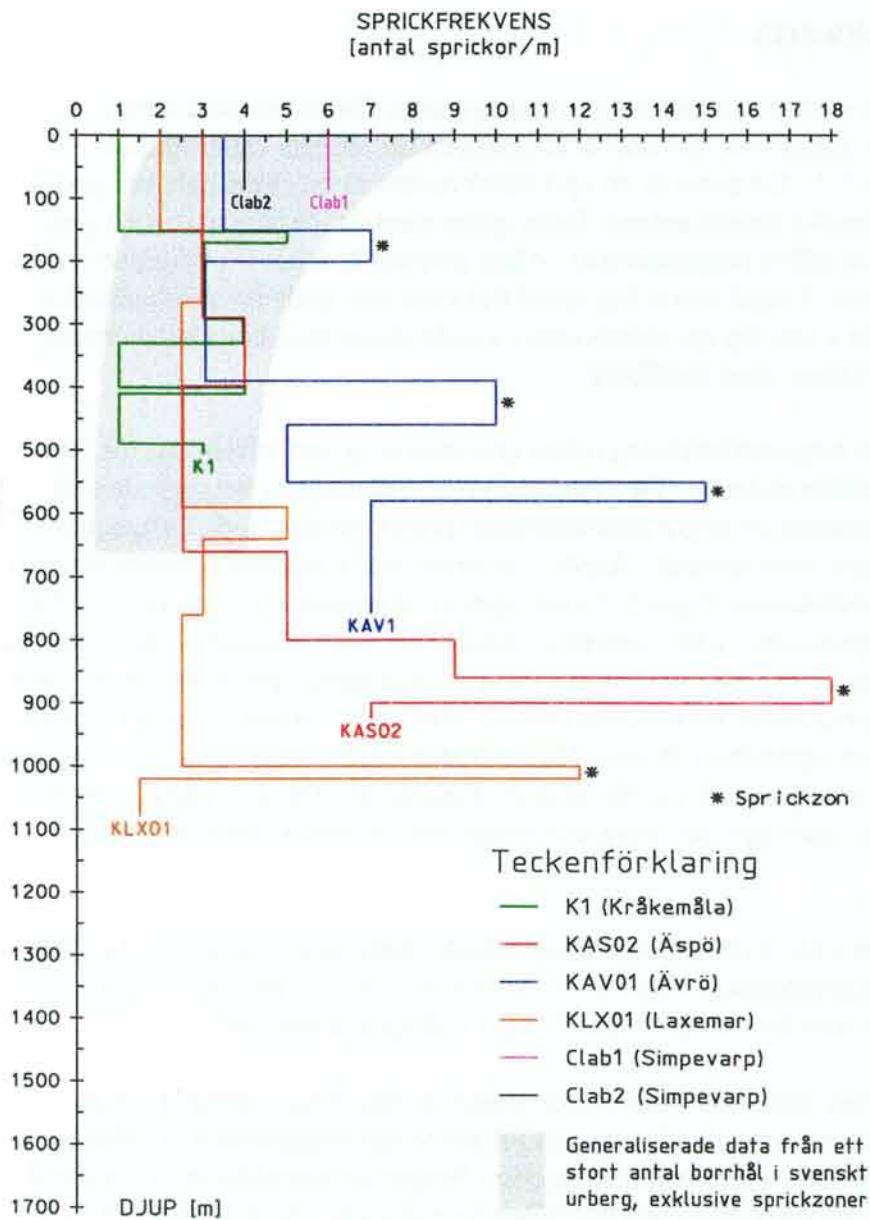
Sprickfrekvensen är på många sätt en viktig grundparameter för att bedöma berggrundens lämplighet för ett djupförvar. Ett skäl är kopplingen till bergets vattenförande egenskaper (se Kapitel 5.7). Ett annat är att sprickfrekvensen är en enkel och ofta god indikator på de bergtekniska förhållandena. Detta gäller särskilt för bergarter med goda tekniska egenskaper hos själva bergmaterialet, vilket normalt är fallet för bergarter av intresse för ett djupförvar. I regel svarar låg sprickfrekvens mot goda byggförhållanden. Undantag finns dock, bl a kan låg sprickfrekvens i kombination med höga belastningar (bergspänningar) ge problem med smällberg.

Figur 5-2 visar förutom bergartsfördelning också genomsnittlig sprickfrekvens för borrhålen på de fem undersökta platserna. Den jämförelsevis inhomogena berggrunden på Simpevarpshalvön motsvaras av högre genomsnittlig sprickfrekvens än på övriga platser. Med tilltagande litologisk homogenitet i Äspö-, Laxemar- och Kråkemålaområdena följer också en minskad sprickfrekvens. Figur 5-3 visar sprickfrekvensen som funktion av djup för ett antal borrhål, representativa för respektive delområde. Det skuggade fältet i samma figur visar, grovt generaliserat, bakgrundsdata i form av ungefärlig spridning (medelvärde \pm standardavvikelse, sprickzoner borträknade) för ett stort antal borrhål i svenskt urberg. De sprickfrekvenser som uppmätts i de enskilda borrhålen faller i stort sett inom vad som är normalt för svenskt urberg ner till ca 500 m djup. Figuren illustrerar också ett annat för urberg typiskt fenomen, nämligen den stora kontrasten mellan sprickzoner och bergmassan i övrigt.

I allmänhet uppvisar sprickfrekvensen ett djupavtagande, åtminstone i den översta delen av berggrunden (jfr bakgrundsdata i Figur 5-3). Detta behöver dock på intet sätt gälla för enskilda borrhål, något som borrhålen i Figur 5-3 ger tydliga exempel på.

Möjligheterna att bedöma sprickfrekvensen mot djupet utifrån observationer på ytan begränsas av en rad faktorer, däribland påverkan på den ytliga berggrunden av inlandsisarna, erosionsfenomen mm. En allmän iakttagelse i Simpevarpsområdet är att bedömd sprickfrekvens baserad på ytkartering och borrhålsinformation är högre än den som observerats i berggrum och tunnlar.

Borrhålen i Figur 5-3 är med avseende på sprickfrekvens med all sannolikhet typiska exempel på vad som kan förväntas inom respektive litologiska enhet. Sprickfrekvensen uppvisar dock erfarenhetsmässigt stor lokal variation och måste därför bestämmas lokalt.



Figur 5-3. Sprickfrekvens (medelvärden för rimligt homogena djupintervall) som funktion av djup för representativa borrhål vid de undersökta platserna. De skuggade fältet indikerar generaliserade bakgrundsdata, för jämförelse.

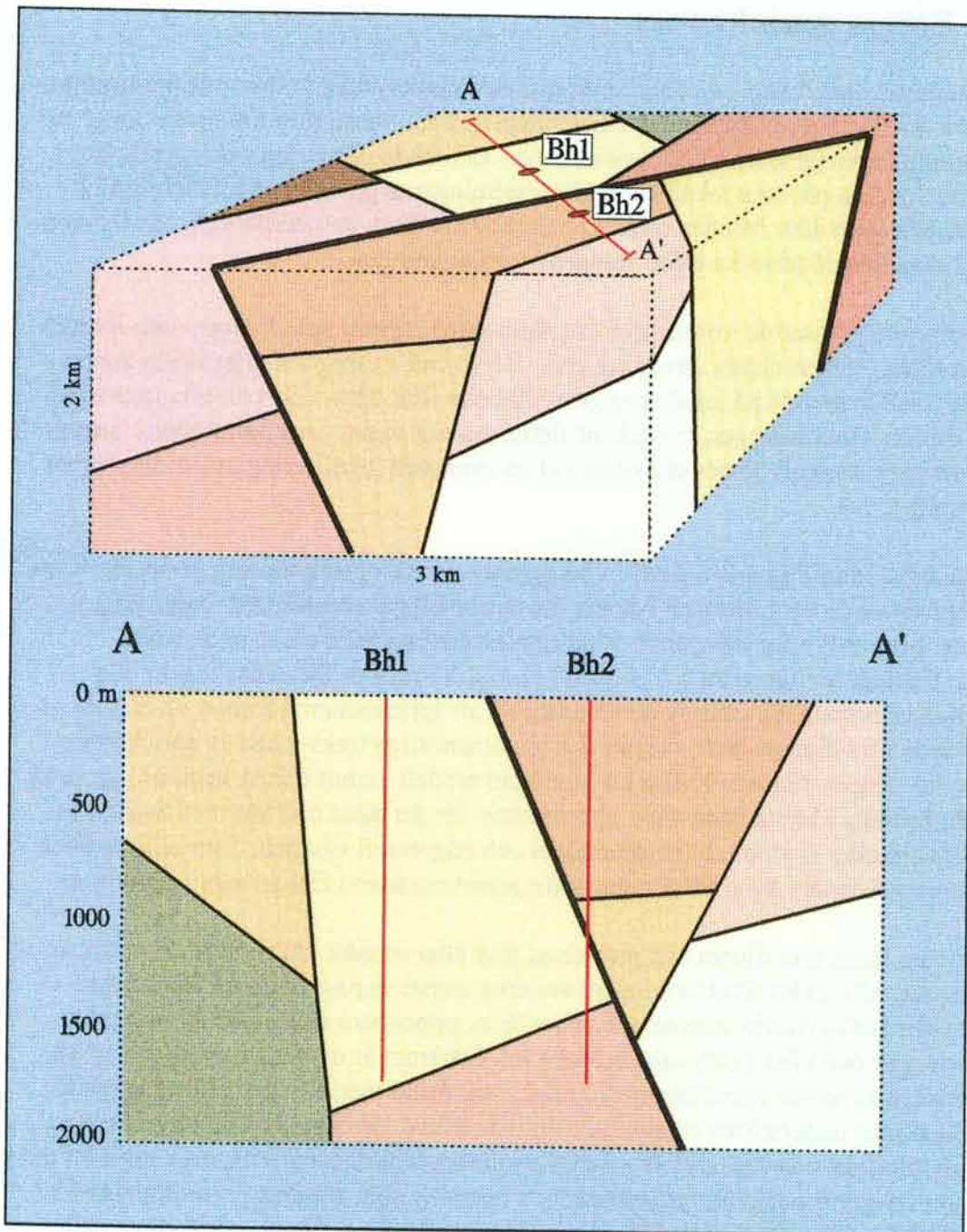
5.3 Större sprickzoner

Sprickszonerna utgör svaghetszoner i berggrunden och eventuella framtida berg rörelser kan därför förväntas ske längs redan existerande zoner. Vidare sker merparten av grundvattencirkulationen på större djup i sprickzoner. Beroende på storlek och egenskaper i övrigt kan zonerna påverka lokaliseringsförutsättningarna på olika sätt. Större sprickzoner bör helt undvikas. Mindre zoner kan accepteras inom den bergvolym där förvaret förläggs, men kan då påverka utformningen av anläggningen.

Kartan i Figur 2-6 visar de tolkade deformationszoner, främst sprickzoner, som framträder i den skala i vilken denna utredning görs. Det är inte möjligt att ange dessa zoners "dignitet" med avseende på lokaliseringsmöjligheter. För detta krävs direkta undersökningar på plats. Bedömningen är dock att flertalet av de zoner som framträder i kartans skala är så pass stora att de bör undvikas vid en eventuell lokalisering av ett djupförvar inom området.

Sprickzonerna enligt Figur 2-6 delar in berggrunden i ett mosaikliknande mönster. Kantlängden på de olika bergplintarna i denna mosaik är ofta av storleksordningen några kilometer. Läge och orienteringar för större deformationszoner på de undersökta platserna framgår av figurerna 4-1, 4-2, 4-3, 4-4, 4-7 och 4-8. Det finns inget i den tillgängliga informationen som tyder på annat än att sprickzonerna formar en mosaikstruktur även i tre dimensioner, och att den genomsnittliga frekvensen av sprickzoner inte beror av djupet. Figur 5-4 visar en förenklad modell av hur denna struktur kan se ut. Modellen bedöms i första hand vara representativ för det stora område med Smålandsgranit som sträcker sig från Laxemarområdet och någon mil västerut. Sannolikt är dock modellen representativ även för övriga större granitområden i Oskarshamns kommun.

Sprickzoners lägen mot djupet kan projiceras mer eller mindre väl på basis av information från ytan, allt under förutsättning att zonerna stupar så pass brant att skärningen med ytan blir tydlig (flackt orienterade zoner är av uppenbara skäl svåra att detektera utan borrhningar och/eller geofysiska mätningar). Däremot är det sällan möjligt att från ytan förutsäga zonernas egenskaper på djupet. I samband med förundersökningarna för Äspölaboratoriet undersöktes ett antal förmodade större sprickzoner vilka framtolkats från flyggeofysiska och topografiska data. Resultaten från undersökningarna visar att det är först genom geofysiska markmätningar och borrhning som zonernas egentliga bredd och karaktär (bergkvalitet, vattenföring mm) kan bestämmas. Dessa erfarenheter gäller sannolikt för flertalet större sprickzoner inom kommunen.



Figur 5-4. En enkel modell av större och mindre sprickzoner i granitisk berggrund. Zonerna skapar ett tredimensionellt mosaikmönster av plintar. Bilden illustrerar också hur placeringen av förekommande undersökningsborrhål påverkar den bild som borrhålen ger av sprickzonsmönstret.

5.4 Bergkvalitet

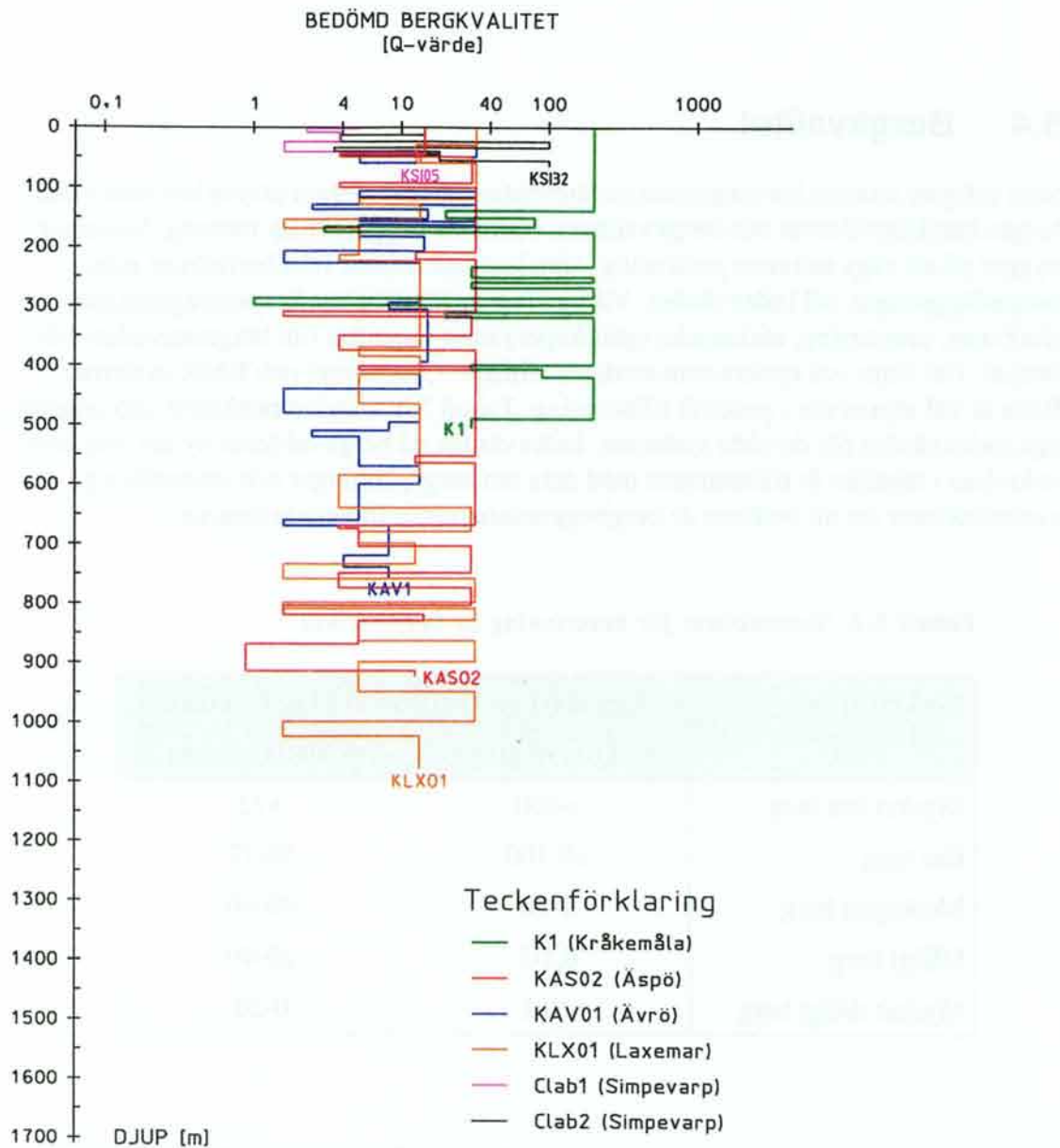
Som tidigare nämnts har empiriska (erfarenhetsmässiga) system utvecklats med vilka berget kan klassificeras och bergkvaliteten bedömas i byggteknisk mening. Systemen bygger på att väga samman parametrar, som kan bestämmas från borrhälor eller i berganläggningar, till indexvärden. Viktiga ingångsparametrar är sprickegenskaper (frekvens, orientering, mekaniska egenskaper) samt uppgifter om bergmaterialets hållfasthet. Det finns två system som används allmänt: Q-systemet och RMR-systemet. Båda är väl utprovade i praktisk tillämpning. Tabell 5-1 visar nomenklatur och ungefärliga indexvärden för de båda systemen. Indexvärden på bergkvaliteten av det slag som redovisas i tabellen är tillsammans med data om bergspänningar och vattenföring nyckelfaktorer för att bedöma de bergbyggnadstekniska förutsättningarna.

Tabell 5-1. Nomenklatur för beskrivning av bergkvalitet.

Beskrivning	Ungefärliga värden vid klassificering	
	Q-systemet	RMR-systemet
Mycket bra berg	>100	>72
Bra berg	10-100	60-72
Medelgott berg	1-10	40-60
Dåligt berg	0,1-1	20-40
Mycket dåligt berg	<0,1	0-20

I Äspölaboratoriet har berggrunden systematiskt klassificerats enligt RMR-systemet i samband med att anläggningen byggdes. För ca 90 % av den totala tunnallengden är RMR-index större än 40, dvs berget kan beskrivas som medelgott till mycket bra.

I förstudien har översiktliga klassificeringar gjorts av borrhälor från de undersökta platserna. Q-systemet har använts genomgående (parametrarna J_w och SRF har båda antagits vara 1,0). Resultat för några representativa borrhål redovisas i Figur 5-5. På samma sätt som vid bedömningen av sprickfrekvens (Figur 5-3) har kärnorna indelats i intervall som bedömts vara rimligt homogena ur kvalitetssynpunkt, varefter varje sådant intervall har tilldelats ett specifikt indexvärde. Till övervägande delar faller Q-värdena inom intervallet 4 - 40, dvs medelgott till bra berg. Sektioner med lägre värden sammanfaller nästan alltid med sprickzoner. Borrhål KKR1 (även betecknat K1) i Kråkemåla uppvisar till stora delar klart högre värden än övriga. Det är en konsekvens av den låga sprickfrekvens som utmärker Götemargraniten.



Figur 5-5. Q-värden för några olika borrhål.

Beaktas samtliga borrhål fås följande genomsnittsvärden för Q-index:

Simpevarpshalvön:	2-10	(medelgott berg)
Äspö och Laxemar:	10-40	(bra berg)
Kråkemåla:	40-200	(bra - mycket bra berg)
Ävrö:	4-20	(medelgott – bra berg)

Det går inte att i Figur 5-5 urskilja någon generell förändring av bergkvalitet med djupet. Det är inte heller att förvänta, om man beaktar den nära kopplingen mellan sprickfrekvens och bergkvalitet (jfr Figur 5-3).

I områden med en stor andel blottat berg kan bergkvaliteten ofta bedömas någorlunda väl på rent erfarenhetsmässiga grunder. Däremot är det svårt att, på basis av enbart observationer på ytan, applicera regelrätta klassificeringssystem, eftersom bestämningen av ingångsparametrarna (sprickdata mm) blir alltför osäker.

Med stor sannolikhet skulle undersökningar på andra platser inom de geologiska enheter som platserna ovan representerar ge jämförbara genomsnittsvärden för bergkvaliteten. Liksom sprickfrekvensen kan dock bergkvaliteten lokalt variera avsevärt. Data från Äspö-Laxemar är sannolikt giltiga för de stora områden i kommunen där berggrunden domineras av Smålandsgranit.

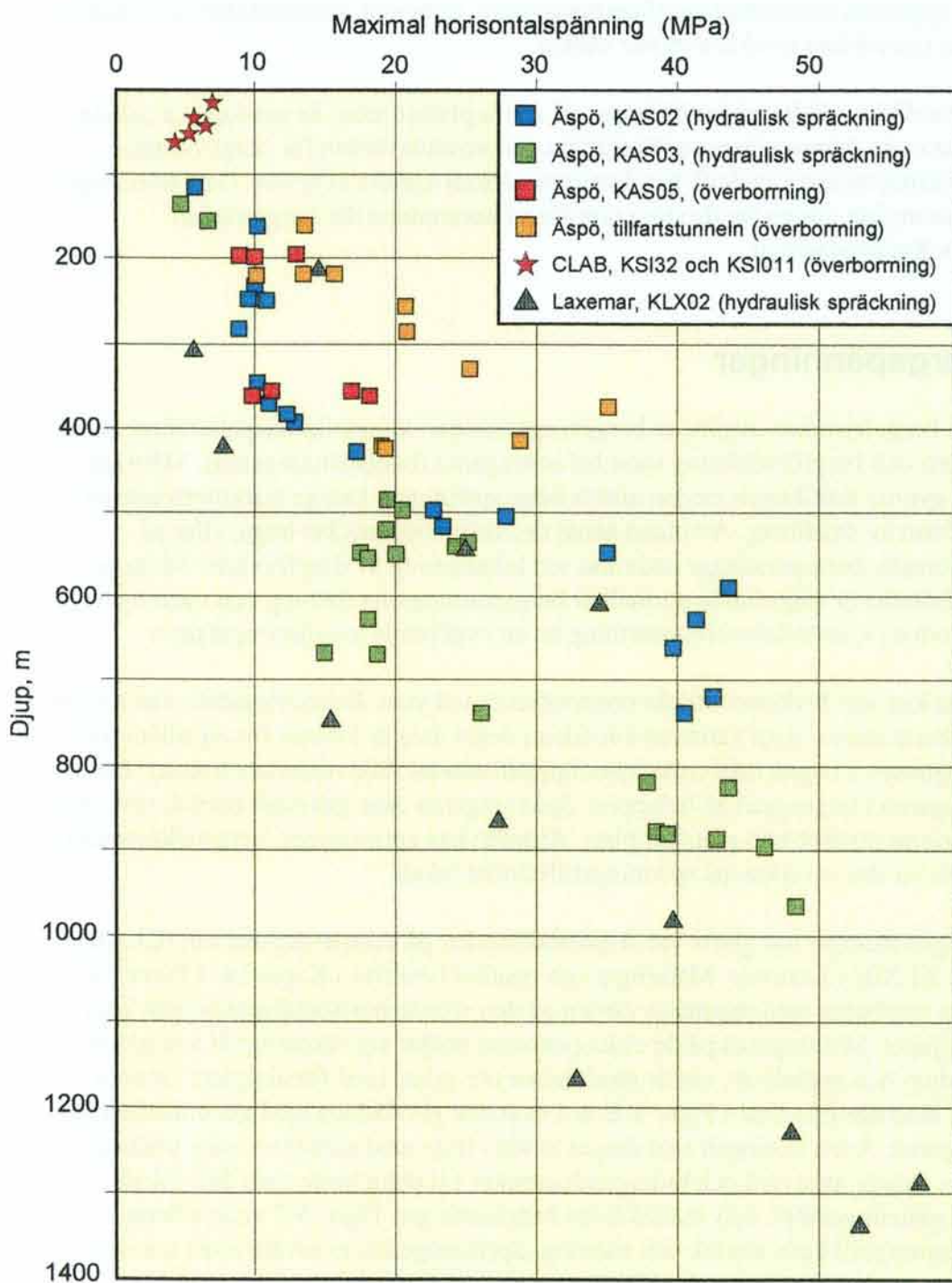
5.6 Bergspänningar

Stabiliteten i bergutrymmen avgörs av bergets egenskaper, konstruktionsparametrar som tunnelgeometri och bergförstärkning samt belastningarna (bergspänningarna). Måttliga belastningar gynnar stabiliteten medan alltför höga spänningar kan ge stabilitetsproblem, eventuellt i form av smällberg. Av bland annat det skälet bör mycket höga, eller på annat sätt anomala, bergspänningar undvikas vid lokalisering av djupförvaret. Så länge spänningstillståndet är någorlunda normalt är bergspänningarna (belopp och riktningar) mera att se som en konstruktionsförutsättning än en avgörande lokaliseringsfaktor.

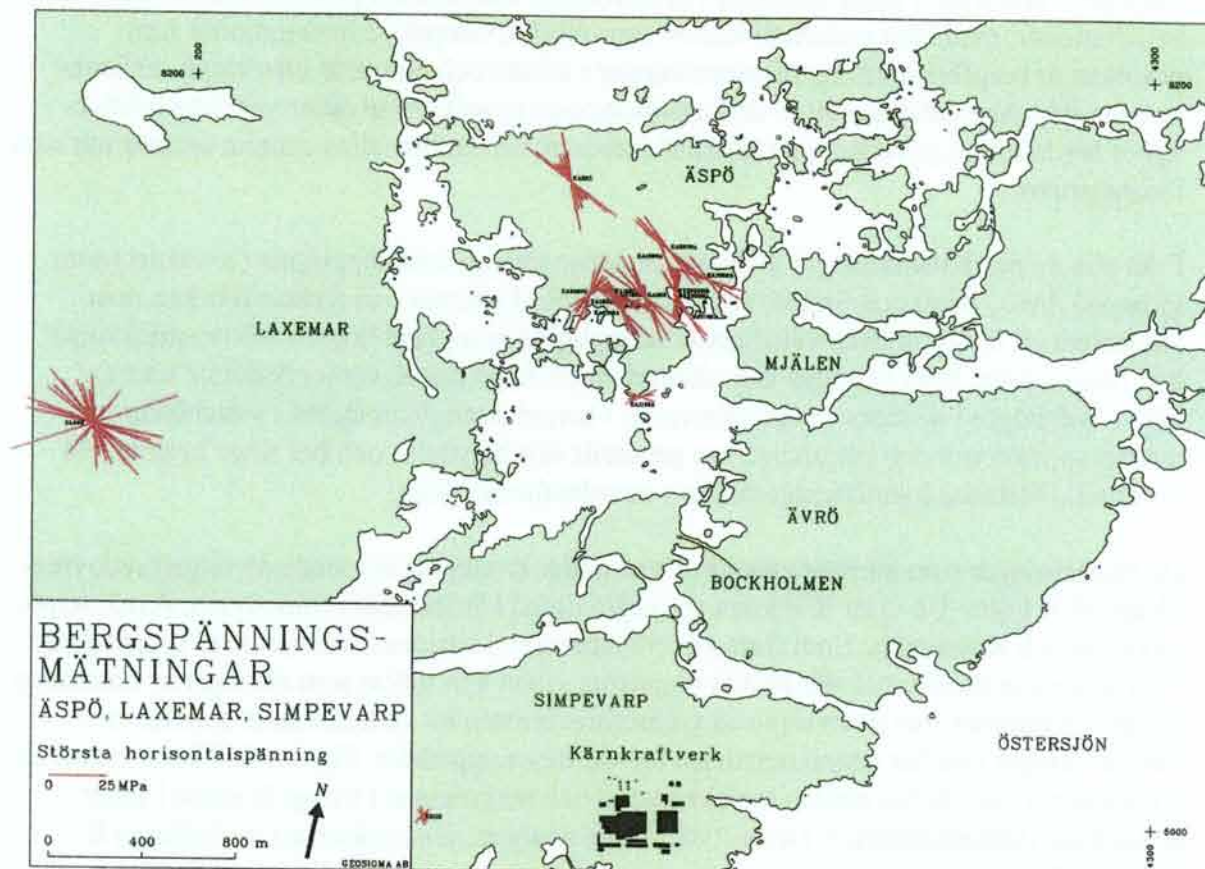
Spänningarna kan inte bedömas utifrån observationer vid ytan. Erfarenhetsdata kan användas som en första ansats, men variationsbredden i dessa data är för stor för att tillåta tillförlitliga prognoser. I någon mån tycks spänningstillståndet följa regionala trender. Det gäller riktningarna i högre grad än beloppen. Spänningarna ökar generellt med djupet, men trenderna varierar mycket från plats till plats. Allmänt kan sprickzoner, bergartskontakter, gångar mm ha en stor inverkan på spänningstillståndet lokalt.

Bergspänningsmätningar har gjorts vid Äspölaboratoriet, på Simpevarpshalvön (CLAB) och i borrhål KLX02 i Laxemar. Mätningar och resultat beskrivs i Kapitel 4. I Figur 5-6 exemplifieras resultaten med uppmätta värden på den största horisontalspänningen som funktion av djupet. Mätningarna på de olika platserna skiljer sig väsentligt åt vad gäller omfattning, djup och mätteknik, varför jämförelser bör göras med försiktighet. Genomsnittsvärden, skattade från data i Figur 5-6, är i stort sett jämförbara med genomsnittet för svensk berggrund. Även ökningen mot djupet är väl i linje med allmänna bakgrundsdata. Spridningen i data är avsevärd och bidragande orsaker till detta torde vara dels lokala variationer i spänningsfältet, dels mättekniska begränsningar. Figur 5-7 visar största horisontalspänning till både storlek och riktning. Spridningen är avsevärd även när det gäller riktning, men en dominerande, NV-lig orientering framgår.

Som en första ansats är det rimligt att anta att spänningsdata från Äspö och Laxemar ger rimliga medelvärden och spridningsintervall för spänningstillståndet i åtminstone de områden i kommunen som domineras av Smålandsgranit. Det skulle innebära överlag gynnsamma förhållanden ner till minst 500 meters djup. I mycket sprickfattiga graniter av den typ som finns i Kråkemålaområdet (Göttemargranit) är det inte uteslutet att bergspänningarna är högre och risken för smällbergsfenomen större. Generellt krävs det mätningar på plats för att få tillförlitliga data om bergspänningar.



Figur 5-6. Resultat från bergspänningsmätningar vid CLAB, Äspölaboratoriet och Laxemar. Maximal horisontalspänning som funktion av djup.



Figur 5-7. Resultat från bergspänningsmätningar vid CLAB, Äspölaboratoriet och Laxemar. Röda streck markerar uppmätt, maximal horisontalspänning till storlek och riktning.

5.7 Grundvatten

Grundvattenförhållandena påverkar lämpligheten för en lokalisering på flera sätt, där de viktigaste aspekterna rör djupförvarets säkerhet på lång sikt. Om de tekniska barriärer (kapsel och bentonitbuffert) som skall isolera avfallet i djupförvaret mot förmodan inte skulle fungera som avsett är grundvattencirkulationen den process som skulle kunna transportera ämnen från avfallet uppåt mot ytan. Av bland annat det skälet kan en plats med låg grundvattenomsättning och långa transporttider för grundvattnet ge fördelar. Vidare har grundvattenkemin betydelse för hur kapsel och bentonitbuffert kommer att fungera. Det är viktigt att reducerande förhållanden råder, vilket normalt också är fallet på de djup som är aktuella.

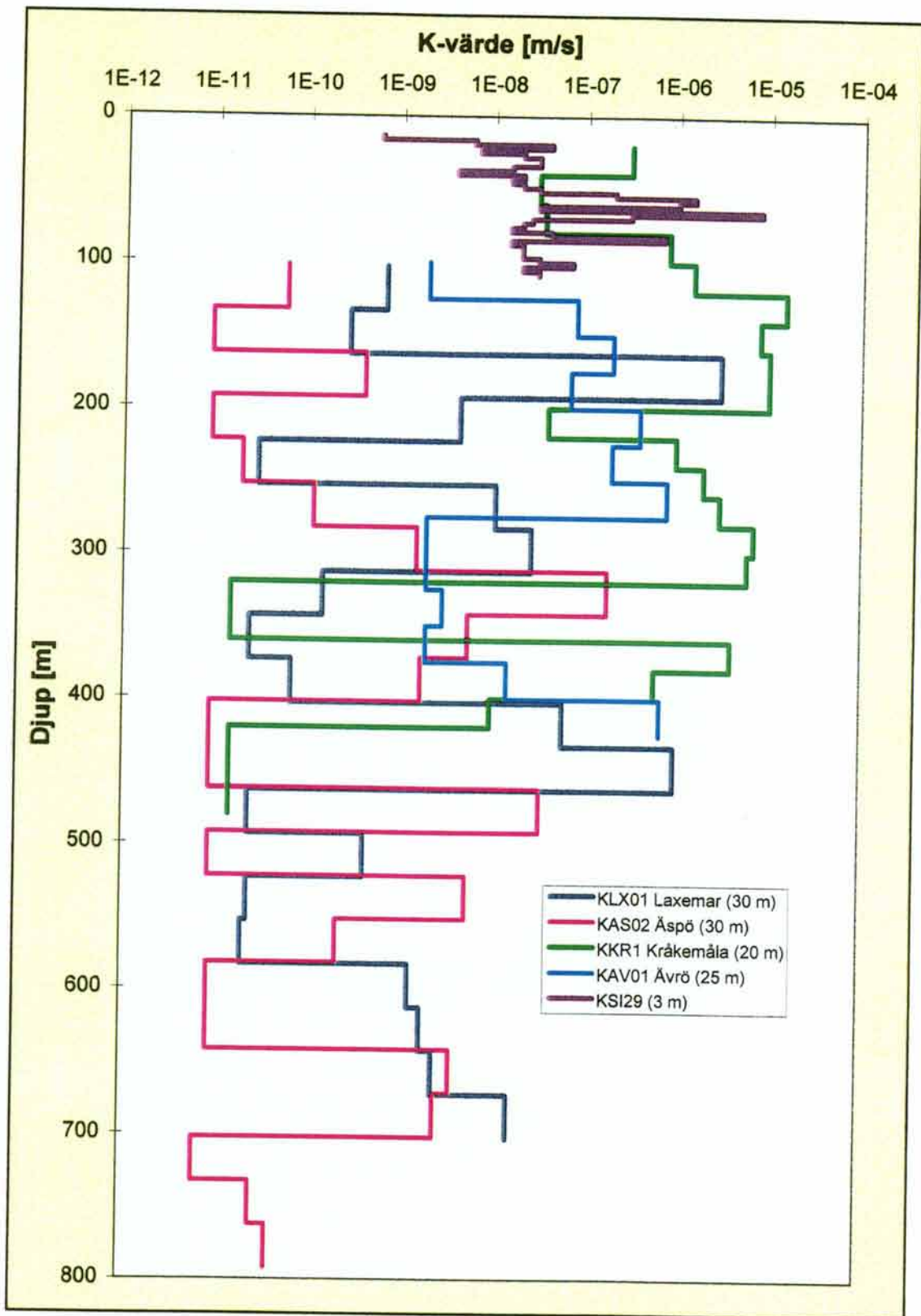
Under anläggningens bygg- och driftsskede är inläckaget av grundvatten, och de tätningsåtgärder som krävs, viktiga faktorer. Vattenföringen i berggrunden är därför den parameter som jämte bergkvalitet och belastningar har störst betydelse för de anläggningstekniska förutsättningarna. Den kemiska sammansättningen hos inläckande grundvatten har normalt mindre betydelse för bygge och drift, under förutsättning att vattnet inte är alltför korrosivt.

Låga pH-värden eller höga salthalter i grundvattnet kan leda till problem med korrosion av installationer, med ökat underhållsbehov som följd. Exempel på installationer som påverkas är bergförstärkning, hissanordningar i schakt och elektrisk utrustning. Erfarenheterna från Äspölaboratoriet är att kombinationen av salt grundvatten och hög luftfuktighet har märkbar påverkan på underhållsbehovet, om än inte alls i samma omfattning som i vissa gruvor.

Från alla de borrhålsmätningar av berggrundens vattengenomsläpplighet (K-värdet) som gjorts på Ävrö, Äspö och Simpevarpshalvön samt i Laxemar och Kråkemåla kan man konstatera att berggrundens vattengenomsläpplighet är mycket högre i större sprickzoner än i bergmassan. Som exempel kan nämnas att på Äspö har K-värdet bedömts vara ca 100-1 000 högre i de stora sprickzonerna än i bergmassan. Kontrasten i vattenföring mellan sprickzoner och bergmassa har generellt stor betydelse och bör noga beaktas vid eventuella fortsatta lokaliseringsstudier i mer detaljerad skala.

De bedömningar som allmänt kan göras vad gäller K-värdets beroende av djupet redovisas i Kapitel 3. Figur 5-8 visar K-värden för några djupa kärnborrhål i Simpevarp, Ävrö, Äspö, Laxemar och Kråkemåla. Som framgår av diagrammet varierar K-värdet med djupet på ett likartat men oregelbundet sätt på alla platserna, vilket kan tolkas som att inget av områdena skiljer sig radikalt från de övriga vad gäller förekomsten av vattenförande sprickzoner, samt att djupet inte har någon betydelse för var dessa uppträder. Figuren indikerar också att kontrasterna i K-värden mellan sprickzonerna och bergmassan i övrigt är störst i fallet Kråkemåla (Götemargranit). Detta styrks av de analyser som redovisats av Follin m fl (1998). I övrigt är det inte möjligt att urskilja några tydliga samband mellan K-värden och bergarter, något som kan bero på att eventuella kopplingar ”dränks” av de långt större effekterna av enskilda sprickzoner som borrhålen råkar passera.

Erfarenheterna från utsprängningen av Äspölaboratoriet styrker uppfattningen att problem med inläckande grundvatten företrädesvis uppstår där tunnlar passerar genom större sprickzoner. Inflödet av grundvatten till Äspölaboratoriet är relativt sett större än inflödena till de flesta gruvor i Sverige (Axelsson, 1997). En trolig förklaring till detta är att Äspö ligger i en skärningspunkt mellan större sprickzoner. Inflödet till anläggningen resulterar i en avsänkning av grundvattenytan, som mest ca 90 m rakt ovanför Äspölaboratoriet. Avsänkningstrattens utbredning i plan begränsas dels av närheten till havet, dels av inhomogeniteter i berggrunden. Mot bakgrund av de erfarenheter som finns från stora dagbrott och gruvor i Sverige kan förändringen av grundvattenytan på Äspö betraktas som normal med hänsyn till uppmätta K-värden (Axelsson, 1997).



Figur 5-8. K-värden för några djupa borrhål i Simpevarp, Ävrö, Äspö, Laxemar och Kråkemåla. Mätningarna har utförts med vatteninjektionstest mellan dubbelmanschett.

6 Referenser

Almén, K.-E., och Zellman, O., 1991: Äspö Hard Rock Laboratory, Field investigation methodology and instruments used in the preinvestigation phase, 1986-1990, SKB TR 91-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Axelsson, C.-L. och Ekstav, A., 1995: Förstudie Malå. Hydrogeologisk beskrivning, SKB PR D-95-003, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Axelsson, C.-L., 1997: Slutförvar av kvicksilver. Geohydrologiska förhållanden och volymer vid gruvor i Sverige, Rapport 4774, naturvårdsverket, Stockholm.

Bengtsson, L., 1997: Hydraulisk konduktivitet i kristallin berggrund - Analys av djupvariation i sex svenska områden, Chalmers Tekniska Högskola, Geologiska Institutionen, Publ. 446, Göteborg.

Bergman, T., Isaksson, H., Johansson, R., Lindén, A.H., Lindroos, H., Rudmark, L. och Wahlgren, C.-H., 1998: Förstudie Oskarshamn. Jordarter, bergarter och deformationszoner, SKB PR D-98-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Brotzen, O., Duran, O. och Magnusson, K.-Å., 1980: Utvärdering av geofysiska borrhålsundersökningar, PRAV 4.14, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Bäckblom, G. och Stanfors, R., 1989: Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden 1986-1988. SKB TR 89-31, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Carlsten, S., 1989: Results from radar measurements in KAS05-08 on Äspö. Interpretation of fracture zones by including radar measurements from KAS02 and KAS04, SKB PR 25-89-10, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Carlsten, S., 1990: Borehole radar measurements at Äspö boreholes KAS09-14, SKB PR 25-90-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Carlsten, S., 1993: Drilling KLX02 - Phase 2, Lilla Laxemar, Oskarshamn, Borehole radar measurements in KLX02, SKB AR 93-43, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Carlsten, S., 1994: Drilling KLX02 - Phase 2, Lilla Laxemar, Oskarshamn, Correlation of radar reflectors between boreholes KLX01 and KLX02, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Cosma, C., Heikkinen, P., Keskinen J. och Korhonen R., 1990: VSP-survey including 3-d interpretation on Äspö, Sweden, borehole KAS07, SKB PR 25-90-07, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Duran, O. och Magnusson, K. -Å., 1980: Borrhålmätningar av temperaturer, SP, pH, Eh, och borrhålvätskans resistivitet, PRAV 4.15, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Duran, O. och Magnusson, K.-Å., 1983: Jämförande studie av geologiska, hydrogeologiska och geofysiska borrhålsundersökningar, SKBF/KBS AR 83-28, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Ekman, L., 1998: Förstudie Oskarshamn. Laxemar - Sammanställning av befintlig geoinformation, SKB AR L-98-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Ericsson, L. O., 1987: Fracture mapping on outcrops. SKB PR 25-87-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Ericsson, L. O., 1988: Fracture mapping study on Äspö island. Findings of directional data, SKB PR 25-88-10, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Eriksson, K., 1982: CLAB, Byggnadsgeologisk uppföljning av transporttunnlar och bergrum. Slutrapport, VIAK, SKB Inkapslings PM 95-3450-08.

Eriksson, K. och Magnusson, K.-Å., 1977: Geofysiska markundersökningar i Oskarshamn, SGU, PRAV, Internrapport 77/1, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Eriksson, L., Johansson, R., Thunhed H. och Triumf, C.-A., 1997: Metodtester ytgeofysik 1996. Bestämning av berggrundens bulkresistivitet och djupet till salint grundvatten med halvregional resistivitetsmätning, elektrisk sondering samt transient elektromagnetisk sondering, SKB PR D-98-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., 1992: Numerical calculations on heterogeneity of groundwater flow, SKB TR 92-14, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., 1993: Djupborrning KLX02 - Etapp 1, Lilla Laxemar, Oskarshamns kommun, Evaluation of the hydraulic testing of KLX02, SKB AR 94-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., 1996: Djupborrning KLX02 - Etapp 2, Lilla Laxemar, Oskarshamns kommun, Interpretation of the hydraulic testing of KLX02, SKB U-96-32, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., Årebäck, M. och Jacks, G., 1996a: Förstudie Nyköping. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar, SKB PR D-96-014, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., Årebäck, M. och Jacks, G., 1996b: Förstudie Östhammar. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar, SKB PR D-96-017, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

- Follin, S., Hansen, L. M., och Hermanson, J., 1998a: Förstudie Oskarshamn. Kråkemåla-Utvärdering av befintlig geologisk och hydrogeologisk information, SKB AR L-98-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Follin, S., Årebäck, M. och Jacks, G., 1998b: Förstudie Oskarshamn. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar, SKB R-98-55, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gavelin, S., 1984: The Västervik area in south-eastern Sweden. Studies in Proterozoic sedimentation, high-grade metamorphism and granitization, Sveriges geologiska undersökning Ba 32.
- Gentzschein, B., 1984: Vatteninjektionstester i kärnborrhål K1 i Kråkemåla - maj 1984, SKB AR 84-26, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gentzschein B. och Stejskal, V., 1984: Sammanställning och utvärdering av berggrundsgeologiska förhållanden i Simpevarpsområdet, SKB AR 84-14, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gentzschein B., Nilsson, G. och Stenberg, L., 1987: Preliminary Investigations of Fracture Zones at Ävrö - Results of Investigations performed July 1986 - May 1987, SKB PR 25-87-16, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gidlund, G., 1987: Analyses and age determinations of groundwater at great depths. KBS TR 62, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gustafson, G., Stanfors, R. och Wikberg P., 1988: Swedish Hard Rock Laboratory. First evaluation of pre-investigations 1986-87 and target area characterization, SKB TR 88-16, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gustafson, G., Stanfors, R. och Wikberg P., 1989: Swedish Hard Rock Laboratory. Evaluation of 1988 year pre-investigations and the description of the target area, the island of Äspö, SKB TR 89-16, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Gustafson, G., Liedholm, M., Rhén, I., Stanfors, R. och Wikberg, P., 1991: Äspö Hard Rock Laboratory . Predictions prior to excavation and the process of their validation, SKB TR 91-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Hagconsult, 1976: Geologisk-bergteknisk utredning för centralt avfallslager i berg, Oskarshamnsverket 3, Simpevarp.
- Hedman, 1996: Äspö Hard Rock Laboratory. 10 years of research. SKB
- Hult, A., Gidlund, G. och Thoregren, U., 1978: Permeabilitetsbestämningar, KBS TR 61, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Johansson, L. och Johansson, Å., 1990: Isotope geochemistry and age relationships of mafic intrusions along the Protogine Zone, southern Sweden. Precambrian Research 48, 395-414.

- Kornfält, K.-A. och Wikman, H., 1987a: Description of the map of solid rocks around Simpevarp, SKB PR 25-87-02, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Kornfält, K.-A. och Wikman, H., 1987b: Description of the map (No 4) of solid rocks of 3 small areas around Simpevarp, SKB PR 25-87-02a, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Kornfält, K.-A. och Wikman, H., 1988: The rocks of the Äspö island. Description to the detailed maps of solid rocks including maps of 3 uncovered trenches, SKB PR 25-88-12, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Kornfält, K.-A., Persson, P.-O. och Wikman, H., 1997: Granitoids from Äspö area, southern Sweden – geochemical and geochronological data. GFF 119, 109-114.
- Kresten, P. och Chyssler, J., 1976: The Götemar massif in southern Sweden, Geol. Fören. Förh., 98, Stockholm.
- Laaksoharju, M., 1995: Sulphate reduction in the Äspö HRL tunnel, SKB TR 95-25, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Laaksoharju, M. och Skärman, C., 1995: Groundwater sampling and chemical characterisation of the Äspö HRL tunnel in Sweden, SKB PR 25-95-29, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Laaksoharju, M. och Wallin, B., 1997: Evolution of the groundwater chemistry at the Äspö Hard Rock Laboratory. Proceedings of the second Äspö International Geochemistry Workshop, June 6-7, SKB ICR 97-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Laaksoharju, M., Smellie, J., Nilsson, A.-C. och Skärman, C., 1995: Groundwater sampling and chemical characterisation of the Laxemar deep borehole KLX02. SKB TR 95-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Larsson, W., 1959: Om de geologiska, särskilt spricktektoniska förhållandena på halvön nordost om Simpevarp, Misterhults socken, OKG AB.
- Laurent, S., 1982: Analysis of groundwater from deep boreholes in Kråkemåla, Sternö and Finnsjön, KBS TR 82-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Ljunggren, Ch. och Klasson, H., 1997: Drilling KLX02 - Phase 2, Lilla Laxemar Oskarshamn, Deep hydraulic fracturing rock stress measurements in borehole KLX02, Laxemar, SKB PR U-97-27, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Maddock, R.H., Hailwood, E.A., Rhodes, E.J. och Muir Wood, R., 1993: Direct fault dating trials at the Äspö Hard Rock Laboratory, SKB TR 93-24, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Magnusson, K.-Å. och Duran, O., 1978: Geofysisk borrhålmätning, KBS TR-61, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

- Mansfeld, J., 1996: Geological, geochemical and geochronological evidence for a new Paleoproterozoic terrane in southeastern Sweden. GFF 118, Jubilee Issue, A18-19.
- Milnes, A.G. och Gee, D.G., 1992: Bedrock stability in southeastern Sweden. Evidence from fracturing in the ordovician limestones of northern Öland. SKB TR 92-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Moberg, M., 1978: CLAB SIMPEVARP Berggrundsundersökning 1978, Vattenfall 1979-01-23, SKB, Inkapsling, Projekt-PM 95-3450-06.
- Moberg, M., 1979: Berggrundsundersökning 1979, Vattenfall 1979-04-10, SKB, Inkapsling, Projekt-PM 95-3450-07.
- Munier, R., 1989: Brittle tectonics on Äspö, SE Sweden, SKB PR 25-89-15, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Munier, R., 1993: Drilling KLX02 - Phase 2, Lilla Laxemar, Oskarshamn, Description of geological structures in and near boreholes KLX02 and KLX01, Laxemar, SKB AR 94-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Munier, R., 1995: Studies of geological structures at Äspö. Comprehensive summary of results. SKB PR 25-95-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Mörner, N.-A., 1989: Postglacial faults and fractures on Äspö. SKB PR 25-89-24, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Nilsson, L., 1989: Hydraulic tests at Äspö and Laxemar Drilling, SKB PR 25-88-14, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Nisca, D., 1987: Aerogeophysical interpretation, SKB PR 25-87-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Nisca, D. och Triumpf, C.-A., 1989: Detailed geomagnetic and geoelectric mapping of Äspö, SKB PR 25-89-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Nordenskjöld, C.E., 1944: Morfologiska studier inom övergångsområdet mellan Kalmarslätten och Tjust. Meddelanden från Lunds Universitets Geografiska Institution, *Avhandlingar VIII*.
- Rhén, I., 1995: Documentation of tunnel and shaft data, tunnel section 2874 - 3600m, hoist and ventilation shafts 0 - 450m, SKB PR 25-95-28, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Rhén, I., Bäckblom G., Gustafson G., Stanfors, R. och Wikberg, P., 1997a: Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/2. Results from pre-investigations and detailed site characterization, Summary report, SKB TR 97-03, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Rhén, I., Gustafson G., och Wikberg, P., 1997b: Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/5. Models based on site characterization 1986-1995, SKB TR 97-06, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Rhén, I., Gustafson G., och Wikberg, P., 1997c: Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/4. Results from pre-investigations and detailed site characterization. Comparison of predictions and observations. Hydrogeology, groundwater chemistry and transport of solutes. SKB TR 97-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Scherman, S., 1978: Förarbeten för platsval, berggrundsundersökningar, KBS TR 60, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Sehlstedt, S. och Triumf, C.-A., 1988: Interpretation of geophysical logging data from KAS02 - KAS04 and HAS08 - HAS12 at Äspö and KLX01 at Laxemar, SKB PR 25-88-15, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

SGAB, 1987: Oskarshamns kommun. Översiktlig flygbildstolkad jordartskarta i skala 1:50 000. Intern rapport 86-324.

SGU, 1997: Grustillgångar i norra Kalmar län. Mönsterås, Oskarshamn och centrala delarna av Västerviks kommun. SGU, regionala inventeringar av grus m.m. 1997-1.

SKB, 1990: Granskning av Nils-Axel Mörnars arbete avseende postglaciala strukturer på Äspö. SKB Arbetsrapport 90-18.

SKB, 1995: Översiktsstudie, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Solyom, Z, Lindqvist, J.-E. och Johansson, I., 1992: The geochemistry, genesis and tectonic setting of Proterozoic mafic dyke swarms in southern and central Sweden. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar 114, 47-65.

Stanfors, R., 1998: Förstudie Oskarshamn. Äspölaboratoriet – Kortfattad sammanställning av geodata, SKB AR L-98-20, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Stanfors, R. och Ericsson, L. O., 1993: Post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden. Comments from the expert group on a field visit at the Molberget post-glacial fault area, 1991. SKB TR 93-11, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Stanfors, R. och Erlström, M., 1994: Extended geological models of the Äspö area. SKB AR 95-20, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Stanfors, R. och Erlström, M., 1998: Förstudie Oskarshamn. Ävrö - Sammanställning av befintlig geoinformation, SKB AR L-98-22, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

- Stanfors, R. och Larsson, H., 1998: Förstudie Oskarshamn. Simpevarpshalvön - Sammanställning av befintlig geoinformation, SKB AR L-98-24, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stanfors, R., Stille, H., Rhén, I. och Larsson, H., 1981: Kartering av borrhämlor från kärnborrhål 1981-01 i tilloppstunnel. Del, sekt. 0/024. O:3, 81-09-05, OKG AB.
- Stanfors, R., Olsson, P. och Stille, H., 1997: Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/3. Results from pre-investigations and detailed site characterization. Comparison of predictions and observations. Geology and mechanical stability. SKB TR 97-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stanfors, R., Stille, H., Rhén, I. och Larsson, H., 1998: Berggrundsundersökningar 1995-1997, CLAB etapp 2. SKB PR 97-06, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stenberg, L., 1987: Geophysical profile measurements, SKB PR 25-87-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stenberg, L. och Sehlstedt, S., 1989: Geophysical profile measurements on interpreted regional aeromagnetic lineaments in the Simpevarp area. SKB PR 25-89-13, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stille, H. och Olsson, P., 1989: First evaluation of rock mechanics, SKB PR 25-89-07, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Svedmark, E., 1904: Beskrifning till kartbladet Oskarshamn. Sveriges geologiska undersökning Ac 5.
- Svensson, U., 1997a: A regional analysis of groundwater flow and salinity distribution in the Äspö area, SKB TR 97-09, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Svensson, U., 1997b: A site scale analysis of groundwater flow and salinity distribution in the Äspö area, SKB TR 97-17, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Talbot, C., 1990: Some clarification of the tectonics of Äspö and its surroundings, SKB PR 25-90-15, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Talbot, C. och Riad, L., 1988: Natural fractures in the Simpevarp area, SKB PR 25-87-03, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Talbot, C. och Munier, R., 1989: Faults and fracture zones in Äspö, SKB PR 25-89-11, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Talbot, C., L. Riad och Munier, R., 1988: The geological structures and tectonic history of Äspö, SE Sweden, SKB PR 25-88-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Timje, H., 1983: Hydrogeologiska undersökningar inom typområdet Gideå, SKBF AR 83-26, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Tirén, S.A. och Beckholmen, M., 1988a: Structural analysis of contoured maps, Äspö and Ävrö, Simpevarp area, southeastern Sweden. SKB PR 25-87-22, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Tirén, S.A. och Beckholmen, M., 1988b: Structural analysis of contoured maps Kärsvik-Bussvik, Lilla Laxemar and Glostad areas, Simpevarp area, southeastern Sweden. SKB PR 25-87-27, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Tirén, S.A. och Beckholmen, M., 1988c: Structural analysis of the Simpevarp sea area, southeastern Sweden. SKB PR 25-88-01, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Tirén, S.A. och Beckholmen, M., 1989: Block faulting in southeastern Sweden interpreted from digital terrain models. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 111 171-179.

Tirén, S.A. och Beckholmen, M. och Isaksson, H., 1987: Structural analysis of digital terrain models, Simpevarp area, south-eastern Sweden. Method study EBBA II. SKB PR 25-87-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Wikberg, P., Gustafson, G., Rhén, I., och Stanfors, R., 1991: Äspö Hard Rock Laboratory. Evaluating and conceptual modelling based on the pre-investigations 1986-1990, SKB TR 91-22, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Wikman, H. och Kornfält, K.-A, 1995: Updating of a lithological model of the bedrock of the Äspö area, SKB PR 25-95-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Wladis, D., Jönsson, P. och Wallroth, T., 1997: Regional characterization of hydraulic properties of rock using well test data, SKB TR 97-29, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

BILAGA 1 GEOLOGISK ORDLISTA

Förklaringarna bygger i huvudsak på ordlistan i Sveriges Nationalatlas, Band 12, Berg och jord, samt ordlistan i Bengt E H Loberg: Geologi, 4:e upplagan.

- Albit.** Natriumrik fältspat.
- Amfibol.** En grupp av silikater med prismatisk kristallform. De viktigaste mineralen i gruppen är hornblände och aktinolit-tremolit.
- Amfibolit.** Metamorf bergart bestående av huvudsakligen amfibol och plagioklas.
- Anatektisk.** Bildad genom uppsmältning av äldre bergarter.
- Andalusit.** Aluminiumsilikat.
- Andesit.** Intermediär vulkanisk bergart som domineras av plagioklas och mörka mineral t.ex. hornblände, pyroxen, biotit.
- Anomali.** Lokal avvikelser.
- Antiform.** En ryggformad upphöjning som uppkommit genom veckning av en lagerserie. Motsats till synform.
- Aplit.** Finkornig, granitisk bergart med låg halt av mörka mineral. Uppträder vanligtvis som gångar.
- Arenit.** Sedimentär bergart med dominerande kornstorlek 2-0,06 mm (sand).
- Aureol.** Område med speciell karaktär kring en bergartsintrusion.
- Axialplan.** Se veckaxelplan.
- Baltiska Issjön.** En av flera isdämda sjöar som bildades i nuvarande Östersjö-området i samband med inlandsisens avsmältning. Baltiska Issjön dränerades för ca 11 200 år sedan.
- Bandning.** Omväxlande mer eller mindre parallella lager med olika färg, kornstorlek, mineralsammansättning osv.
- Basalt.** Basisk vulkanisk bergart.
- Basisk bergart.** Bergart med 45-52 viktprocent SiO_2 .
- Bergart.** Sammanhållet aggregat av ett eller vanligen flera mineral.
- Bentonit.** Mjuk, plastisk lera.
- Biotit.** Mörkt glimmermineral.
- Blyglans.** Sulfidmineral. Blyglans är det viktigaste blymineralet.
- Breccia.** Bergart som består av kantiga bitar i en mer finkornig mellanmassa.
- Cordierit.** Ett silikatmineral vanligt i metamorfa bergarter.
- Dacit.** Intermediär vulkanisk bergart som domineras av plagioklas, kvarts och mörka mineral.
- Deformationszon.** En svaghetszon i berggrunden utefter vilken berggrunden på ömse sidor rört sig i förhållande till varandra.
- Diabas.** En basisk gångbergart som bildar mer eller mindre branta skivor i berggrunden.
- Diabasgång.** Se diabas.
- Diamantborrning.** Undersökningsborrning med diamantsatt borrkrona. Borrningen syftar till att ta upp en serie prov, borrkärna, av berggrunden.
- Digital.** Representation av data med hjälp av siffror.
- Diorit.** Intermediär djupbergart som domineras av plagioklas och mörka mineral.
- Diopsid.** Se pyroxen.
- Diskordans.** Avbrott i en lagerserie där lagren över och under avbrottet bildar vinkel mot varandra.
- Djupbergart.** Magmatisk bergart som kristalliserat (stelnat) i djupare delar av jordskorpan.
- Dolomit.** Bergart huvudsakligen bestående av mineralet dolomit (Kalcium-magnesiumkarbonat).
- Drumlin.** I inlandsisens eller glaciärs rörelseriktning utsträckt elliptisk rygg, huvudsakligen bestående av morän.
- Eem.** Värmeperioden före Weichsel-istiden.
- E-modul.** Elasticitetsmodul. Materialparameter som anger sambandet mellan applicerad belastning och deformation av ett elastiskt material.
- Epicentrum.** Punkt på jordytan belägen rakt ovanför en jordbävningens centrum.
- Epidot.** Ett mossgrönt silikatmineral med kalcium, aluminium och järn. Mineralet är vanligt som sprickfyllnad.
- Erosion.** Nednötning. Den process vid vilken material på jordytan lösgörs och förs bort av vatten, rörlig is, vind eller vågor.
- Fanerozoikum.** Geologisk tidsålder, vilken omfattar tiden från ca 545 miljoner år fram till nutid.
- Fennoskandiska skölden.** Urbergsområde som omfattar Sverige med undantag av fjällkedjan och sydvästra Skåne, större delen av Finland, nordvästra Ryssland och delar av Sydnorge.
- Finmo.** Jordart med kornstorleken 0.02-0.06 mm.
- Flyttblock.** Stora av inlandsisen transporterade block.
- Foliation.** Allmän term för planstruktur i bergart. Jfr förskiffring.

Formlinjer. Linjer som markerar en trend. Strukturella formlinjer visar trenden av planstrukturer i berggrunden. Magnetiska konnektioner länkar ihop magnetiska anomalier som bedöms representera strukturella trender.

Fossil. Förstenade lämningar efter djur och växter.

Fältspat. Sammanfattande namn för en grupp bergartsbildande mineral. De viktigaste är kalifältspat och plagioklas.

Förskiffring. Planstruktur i en metamorf bergart definierad av parallellorientering av mineralkorn.

Förkastning. En spricka eller sprickzon parallellt med vilken berggrunden har rört sig.

Gabbro. Basisk djupbergart.

Glacial. Istid. Betecknar även företeelser och bildningar relaterade till en inlandsis.

Glaciation. Nedisning.

Glimmer. Silikat som kristalliserar i bladiga eller fjälliga former. Vanligast är biotit och muskovit.

Gnejs. Högmetamorf bergart med mer eller mindre välutvecklad planstruktur, ofta också med bandning.

Gnejsgranit. Omvandlad (förgnejsad) granit.

Granat. Sammanfattande namn för en grupp av silikatmineral med kubisk kristallform och varierande sammansättning.

Granatådergnejs. Granatförande ådergnejs.

Granit. Djupbergart bestående av huvudsakligen mineralen kvarts, fältspat, glimmer och/eller hornblände.

Granitoid. Samlingsnamn för kvartsrika djupbergarter, t.ex. granit, granodiorit, tonalit.

Grus. Jordart med kornstorlek 2-20 mm.

Gyttjelera. Jordart (lera) med 2-6 % organiskt material.

Gångbergart. En magmatisk bergart i form av en skiva. Utgör sprickfyllnader och har vanligen bildats i övre delen av jordskorpan.

Hematit. Järnoxidmineral.

HK = Högsta Kustlinjen

Hornblände. Se amfibol.

Hybridbergart. Blandbergart

Hydraulisk konduktivitet. Vattengenomsläpplighet. Ett materials förmåga att släppa igenom vatten.

Högsta Kustlinjen. Den högsta nivå dit havet nådde i samband med den senaste isavsmältningen. Denna ligger olika högt i skilda delar av landet bl.a. beroende på hur stor landhöjningen varit.

Illit. Glimmerliknande lermineral.

Inlandsis. Ismassa som täcker stora delar av en kontinent.

Interglacial. Tiden mellan två istider.

Intermediär bergart. Bergart med 52-65 viktprocent SiO₂.

Interstadial. Tiden mellan två kallare perioder inom samma istid.

Intrusiv. Magmatisk bergart som trängt in i och stelnat i jordskorpan som massiv eller som gångar.

Isostasi. Jämviktstillstånd i jordskorpan.

Isräffla. Repa i fast berg orsakad av block eller sten som transporterats i undre delen av inlandsisen.

Isälvsavlagring. Se isälvs sediment.

Isälvs sediment. Sediment som transporterats av isälvar och smältvattenströmmar för att sedan avlagras vid isfronten i samband med avsmältningen.

Jordart. Lösa avlagringar på jordytan.

Jordskorpa. Den yttersta delen av jordklotet, ned till 5-10 km under oceanerna och till ca 35 km under kontinenterna.

Kalcit. Kalciumkarbonat. Huvudmineral i kalksten.

Kalifältspat. Se fältspat.

Kalksten. Bergart bestående av i huvudsak kalcit.

Kame. Kulle med markanta sidor eller orege bunden rygg, huvudsakligen uppbyggd av isälvs sediment i kontakt med inlandsis.

Kaolinit. Ett lermineral. Se kaolin.

Kaolin. Grå eller vit lera huvudsakligen bestående av kaolinit.

Kaxborrning. Undersökningsborrning i berg utan att något prov i form av borrhållor erhålles (jfr diamantborrning). Det finkorniga material som bildas vid borrningen kallas borrhållor. Kaxet kan studeras på olika sätt och ge information om berggrunden i borrhålet.

Klorit. Glimmerliknande, vanligen grönt, silikatmineral.

Koboltglans. Ett silvervitt kobolthaltigt sulfidmineral.

Konglomerat. Sedimentär bergart som består av rundade stenar i en oftast sandig eller grusig mellanmassa.

Kopparkis. Ett kopparsulfidmineral. Det i Sverige viktigaste mineralet för utvinning av koppar.

Kraton. Konsoliderad och stabil del av den kontinentala jordskorpan. Se urbergssköld.

Kratonisering. Konsolidering och stabilisering av jordskorpan.

Krossbreccia. Bergart bildad genom mycket kraftig spröd deformation. Består av kantiga fragment i en finkornig mellanmassa.

Kuddlavestruktur. Kuddliknande struktur i basisk bergart, bildad genom att lava flutit ut på havsbotten.

Kvarts. Mineral bestående av kiseldioxid (SiO₂).

Kvartsit. Omvandlad kvartsrik bergart.

Kvartärtid. Den senaste geologiska tidsperioden, vilken omfattar tiden från ca 2 milj år sedan till nutid.

K-värde. Det vanligaste sättet att ange vattengenomsläpplighet. Uttrycks vanligen i sorten m/s, alternativt m/år.

Landhöjning. Höjning av landytan i förhållande till havsytan.

Laumontit. Silikatmineral bildat genom omvandling av fältspat.

Lava. Magma som trängt ut på jordytan.

Leptit. Äldre beteckning, särskilt i Bergslagen, på en omvandlad sur vulkanisk bergart (metavulkanit)

Lera. Jordart med kornstorlek < 0.002 mm.

Lermineral. Olika grupper av mineral som bygger upp leriga sediment.

Lervarvmätningar. Studier av varvig lera. Ett varv motsvarar avsättningen under ett år.

Lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt struktur.

Litologi. Beskrivning av en berg- eller jordart baserad på exempelvis mineralogisk sammansättning, kornstorlek och färg.

Läsidesmorän. Moränrygg avsatt längs med isrörelseriktningen. I allmänhet sydost om en håll.

Magma. Smält berg.

Magmatisk bergart. Bergart bildad ur en bergarts-smälta (magma).

Magnetiska konnektioner. Se formlinjer.

Magnetiskt lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt anomali som kan ses på en magnetisk karta.

Magnetit. Magnetiskt mineral (järnoxid). Viktigt mineral för utvinning av järn.

Magnitud. Mått på styrkan av en jordbävning.

Malm. En mineralkoncentration som är ekonomiskt brytvärd.

Mantel. Den del av jordklotet som ligger under jordskorpan, ned till ca 2 900 km djup.

Marmor. Genom metamorfos omkristalliserad kalksten eller dolomit.

Massformig. Slumpmässig fördelning och orientering av mineralen i en bergart.

Meta- Prefix som används framför bergartsnamn för att indikera omvandlad karaktär (t.ex. metavulkanit). Jämför metamorfos.

Metabasit. Omvandlad basisk bergart.

Metamorf. Omvandlad.

Metamorfos. Den omvandling som en bergart genomgår när den utsätts för ändrat tryck och/eller ändrad temperatur.

Metasedimentär bergart. Omvandlad, ursprungligen sedimentär bergart.

Metavulkanisk bergart. Omvandlad, ursprungligen vulkanisk bergart.

Metavulkanit. Omvandlad, ursprungligen vulkanisk bergart.

Migmatit. Bergart bildad genom delvis uppsmältning och rekristallisation av äldre berggrund.

Migmatitgranit. Inhomogen granit bildad genom mer eller mindre fullständig uppsmältning av äldre berggrund.

Migration. Vandring. Exempelvis ett ämnes rörelse i ett medium.

Mikroklin. Vanligen ljusröd fältspat. Ett av de vanligaste bergartsbildande mineralen.

Mineral. Fast, oorganisk substans som är definierad genom sin kemiska sammansättning och kristallsymmetri.

Mjåla. Jordart med kornstorlek 0.002-0.02 mm.

Mo. Jordart med kornstorlek 0.02-0.2 mm.

Monzodiorit. En djupbergart.

Monzonit. En djupbergart.

Morän. Jordart som avlagrats av inlandsisen. Moränen har varierande sammansättning av block, sten, grus, sand, mo, mjåla och ler.

Moränbacklandskap. Kuperad terräng av morän.

Muskovit. Ljust glimmermineral.

Mylonit. Finkornig bergart bildad genom mycket stark plastisk deformation.

Mylonitzonen. En starkt mylonitiserad zon i Sydvästsveriges gnejsberggrund.

Nefelin. Ett fältspatliknande mineral rikt på natrium.

Neosom. Nybildat (rekristalliserat) material i en migmatit.

Neotektonik. Tektoniska rörelser i jordskorpan under de senaste 5 miljoner åren.

Norit. Basisk djupbergart.

Olivin. Järn-magnesiumsilikat som främst förekommer i basiska bergarter.

Ordovicisk. Från den tidsperiod ca 495-443 miljoner år sedan som benämns ordovicium.

Orogen. Se orogent bälte.

Orogent bälte. Vanligen långsmalt område av jordskorpan inom vilket bergskedjebildning sker eller har skett.

Orogenes. Bergskedjebildning.

Ortofoto. En bild av marken där hela bilden gjorts skalriktig.

Paleosom. Rester av moderbergarten i en migmatit.

Pechblände. Uranmineral.

Pegmatit. En grovkristallin granitisk bergart som vanligen bildar gångar eller mindre massiv.

Peneplan. En utbredd flack, relativt jämn berggrundsytta bildad genom långvarig erosion.

Permeabel. Genomsläpplig.

pH. Ett mått på en lösnings (t ex vatten) surhetsgrad. Värdet 7 svarar mot en neutral lösning. Lägre värden innebär att lösningen är sur och högre värden på att den är basisk.

Plagioklas. Se fältspat.

Plastisk deformation. Deformation vid vilken berggrunden reagerar plastiskt, dvs beter sig som en trögflytande massa. Vid denna deformation bildas t ex plastiska skjuvzoner med kraftig förskiffring och linjärstruktur.

Plastisk skjuvzon. Se plastisk deformation.

Plattektonik. Modell som beskriver jordskorpan uppdelning i plattor och hur plattorna rör sig.

Porfyr. Bergart som karaktäriseras av att enskilda större kristaller (strökorn) ligger spridda i en finkornig mellanmassa (matrix).

ppm. Parts per million. "en miljondel" Vanligt sätt att uttrycka låga halter. Jfr procent = "en hundraedel"

Poisson's tal. Materialparameter som anger förhållandet mellan deformation vinkelrätt respektive parallellt med belastningsriktningen för ett elastiskt material.

Postglacial. Efter istiden (post=efter)

Prehnit. Silikatmineral.

Prekambrium. Geologisk tidsålder, omfattande tiden från jordens bildning fram till för 545 miljoner år sedan.

Primorogen. Se tidigorogen.

Protoginzonen. En ungefär nord-sydlig zon från Skåne till norra Värmland. Den östra begränsningen av den svekonorvegiska orogena

Pyroxen. Mineralgrupp med prismatisk kristallform.

Q-systemet. System för bergklassificering som bygger på att väga samman grundparametrar som kan bestämmas från borrhärdar eller tunnlat till ett kvalitetsindex (Q-index).

Q-index. Se Q-systemet.

Radioaktivitet. Spontan sönderfall av ett radioaktivt ämne, ofta via en sönderfallskedja, till ett stabilt ämne. Vid sönderfallet utsänds olika typer av strålning

Radon. En färg- och luktlös radioaktiv ädelgas som bildas genom sönderfall av radium.

Randzon. Område där isfronten tidvis har stått stilla eller ryckt fram.

Refraktionsseismik. Geofysisk metod som utnyttjar seismiska vågors brytning (refraktion) i kontakten mellan olika media som t ex jord-berg i marken.

Resistivitet. (Elektriskt) motstånd.

RMR. Rock Mass Rating. System för bergklassificering som bygger på att väga samman grundparametrar som kan bestämmas från borrhärdar eller i tunnlar till ett kvalitetsindex.

Ryolit. Sur vulkanit (ytbergart) med granitisk sammansättning.

RQD. Rock Quality Designation. System för bergklassificering som bygger på att mäta sprickfrekvens på borrhärdar.

Rörelsebelopp. Mått på storleken av t ex en förkastning.

Sand. Jordart med kornstorlek 0.2-2.0 mm.

Satellitdata. Mätningar, vanligen av elektromagnetisk strålning, gjorda från satelliter som cirklar runt jorden.

Sediment. Från luft, vatten eller is avlagrat fast material samt material som ackumulerats genom kemisk utfällning.

Sedimentgnejs. Gnejsomvandlad sedimentär bergart.

Sedimentär bergart. Till en bergart hopläkt sediment.

Seismicitet. Stötvågor (jordskalv) i berg orsakade av elastiska vågor alstrade genom rörelser på relativt stort djup i jordskorpan.

Sen- eller postglacial förkastning. Förkastning som är bildad eller reaktiverad i samband med den senaste isavsmältningen. Se också neotektonik.

Serpentin. Grupp av vanligen gröna och vid beröring tvålaktigt glatta mineral. Vanligen bildade genom omvandling av t ex olivin och pyroxen.

Siljansringen. Rund struktur vid Siljan bildad vid meteoritnedslag.

Silikat. Kemisk förening mellan kisel (Si) och syre (O). Se även silikatmineral.

Silikatmineral. Den typ av silikat som förekommer i naturen. Över 90 % av jordskorpan består av bergartsbildande silikatmineral, främst kvarts, fältspat, amfiboler, pyroxener och olivin.

Sillimanit. Aluminiumsilikat.

Silt, -ig. Jordart med kornstorlek 0,002-0,06 mm.

Skarn. Äldre svensk benämning på mineral som hör ihop med järn- och sulfidmalmer. Det ofyndiga berget inom en malmförekomst.

Skjuvzon. Se plastisk deformation.

Skolla. Ett bergartspaket som skjuts fram över den underliggande berggrunden längs en flack yta.

Sköl. Zon med svagare berg än omgivningen.

Slira. Ett oregelbundet slingrande parti i en bergart.

Smektit. Ett lermineral. Viktig beståndsdel i bentonit.

Subhorisontell. Nästan horisontell.

Subvertikal. Nästan vertikal.

Susceptibilitet. En bergarts förmåga att magnetiseras.

Spektralmätning. Strålningsmätning som till skillnad från totalmätning mäter strålningen fördelad på olika våglängder.

Sprickzon. Se spröd deformation.

Spröd deformation. Deformation vid vilken berggrunden reagerar genom uppsprickning. Vid denna deformation bildas enskilda sprickor och ansamlingar av sprickor till sk sprickzoner.

Stadial. Kallare period under en istid, när inlandsisen tillväxer.

Stratigrafiska (undersökningar).

Undersökningar som syftar till att utreda bergarternas inbördes åldersförhållanden.

Stromatoliter. Skiktade kupolformade strukturer i kristallin kalksten troligtvis bildade av alger

Strukturella formlinjer. Se formlinjer.

Strykning. Riktning av en planstruktur (t.ex. förskifring, sprickzon, bergartskontakt).

Stupning. Vinkel som en planstruktur (t.ex. förskifring, sprickzon, bergartskontakt) bildar med horisontalplanet.

Subkambriska peneplanet. Ett peneplan (jämn berggrundsytta) som bildats för mer än 545 miljoner år sedan.

Sur bergart. Bergart med > 65 viktprocent SiO₂.

Svallning. Vågornas eroderande verkan på en strand.

Svallsediment. Genom svallning frigjort material som sedan avsatts.

Syenit. Intermediär djupbergart som domineras av kalifältspat och mörka mineral.

Synform. En trågformad sänka i jordskorpan. Motsats till antiform.

Tektonik. Den storskaliga uppbyggnaden av jordskorpan. Termen omfattar geologiska processer och strukturer relaterade till rörelser i berggrunden.

Tidigorogen. Beteckning på de äldsta bergarterna i en orogen.

Tonalit. Se granitoid.

Topografiskt lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt struktur i naturen.

Tornquistzonen. En zon av förkastningar i nordväst-sydost mellan Svarta Havet och Nordsjön. Zonen går genom Skåne och markerar där sydvästra randen av den Baltiska skölden.

Torv. Organisk jordart som bildas genom nedbrytning av döda växt- och djurdelar.

Transgression. När havet successivt tränger in över ett landområde. Motsats till regression.

Transmissivitet. Produkten av en sprickzons vattengenomsläpplighet (K-värde) och bredd.

Tremolit. Se amfibol.

Tuff. Bergart bestående av bl a vulkanisk aska.

Tuffit. Bergart bestående av vulkanisk aska blandad med sediment.

Täljsten. Mjuk bergart som består av klorit och talk (ett magnesiumsilikat)

Ultrabasit. Bergart med < 45 viktprocent SiO₂.

Units of radiation (ur). 1 ur motsvarar strålningen från 1 ppm uran i en bergart.

Ur. Se units of radiation.

Urbergssköld. Se kraton.

Urgranit. Äldre benämning på tidigorogena sura djupbergarter.

Vattengenomsläpplighet. Ett materials förmåga att släppa igenom vatten.

Veckaxelplan. Det plan som sammanbinder veckaxlarna för varje lager i en veckad bergartsserie.

Veckaxel. Omböjningslinjen för ett veck.

Veck. Böjd planstruktur i berggrunden.

Vittring. Sönderdelning och omvandling av berg och jord genom mekaniska och kemiska processer.

Vulkanisk aska. Finkornig produkt vid vulkanutbrott.

Vulkanisk bergart. Bergart bildad genom vulkaniska processer.

Vulkanisk process. Utströmning vid jordytan av magma, fragment, aska, gaser etc.

Vulkanit. Se vulkanisk bergart.

Weichsel-Istiden. Den senaste istiden i Sverige.

Ytbergart. Bergart bildad på eller nära jordens yta genom sedimentära eller vulkaniska processer.

Zinkblände. Ett gult, brunt eller svart diamantglänsande sulfidmineral (zinksulfid).

Ådergnejs. En form av migmatit med ådrig struktur.

Överskjutning. Den process vid vilken berggrundsskivor (skollor) skjuts upp över ursprungligen högre belägna lager.