

R-00-03

Förstudie Älvkarleby

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Carl-Lennart Axelsson, Sven Follin, Malin Årebäck

Martin Stigsson, Frida Isgren

Golder Grundteknik

Gunnar Jacks

Institutionen för Anläggning och Miljö, KTH

Februari 2000

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



ISSN 1402-3091

SKB Rapport R-00-03

Förstudie Älvkarleby

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Carl-Lennart Axelsson, Sven Follin, Malin Årebäck
Martin Stigsson, Frida Isgren
Golder Grundteknik

Gunnar Jacks
Institutionen för Anläggning och Miljö, KTH

Februari 2000

Denna rapport har gjorts på uppdrag av SKB. Slutsatser och framförda åsikter i rapporten är författarnas egna och behöver nödvändigtvis inte sammanfalla med SKB:s.

Sammanfattning

I föreliggande studie görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i Älvkarleby kommun med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förordna delar av kommunen för vidare undersökningar ur dessa aspekter. Bedömningarna är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter ned till förvarsdjup och flera hundra meter därunder för platsen ifråga, något som kan erhållas först efter omfattande borrhålsundersökningar.

Studien är begränsad till att bedöma de hydrogeologiska förutsättningarna för att förlägga djupförvaret till berggrunden på land. De hydrogeologiska förutsättningarna för en förläggning till berggrunden under Östersjön kan inte värderas närmare, eftersom det saknas underlag för detta. Sammanfattningsvis konstateras att de hydrogeologiska förhållandena i Älvkarleby kommun sannolikt är gynnsamma för ett djupförvar om detta förläggs till bergmassan mellan större sprickzoner.

Innehållsförteckning

Sammanfattning

1	Inledning	1
1.1	Bakgrund och syfte	1
1.2	Grundvattnets betydelse för djupförvaret	1
1.3	Avgränsningar	1
1.4	Bakgrundsmaterial	2
2	Geologisk översikt	5
2.1	Bergarter och jordarter	5
3	Landskapsutveckling efter den senaste istiden	9
3.1	Högsta kustlinjen	9
3.2	Älvkarleby kommun	12
4	Grundvattnets rörelse	15
4.1	Vattnets kretslopp	15
4.2	Vattenbalans	15
4.3	Grundvattenomsättning och uppehållstid	21
5	Berggrundens vattengenomsläpplighet	25
5.1	Inledning	25
5.2	Hydraulisk konduktivitet i sprickigt berg	25
5.3	SKB:s undersökningar	28
5.4	SGU:s brunnarsarkiv	28
5.5	Definition av K-värde från brunnarsdata	31
5.6	Analys av data	32
6	Grundvattnets kemi	41
6.1	Inledning	41
6.2	Underlag	41
6.3	Processer som påverkar grundvattnets sammansättning	42
6.4	Viktiga parametrar	43
6.5	Resultat	48
6.5.1	Parameteröversikt	48

6.5.2	Finnsjöområdet	50
6.5.3	Djupberoende	52
6.5.4	Jämförelse mellan Finnsjöområdet och andra djupa undersökningar	54
7	Långsiktiga förändringar	55
7.1	Faktorer som kan påverka utvecklingen	55
7.2	Förväntade effekter i ett 1 000-års perspektiv	55
8	Slutsatser	61
9	Referenser	63

1 Inledning

1.1 Bakgrund och syfte

Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) genomför för närvarande en förstudie i Älvkarleby kommun. Förstudiens huvudsyfte är att utvärdera förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle till kommunen. Vidare skall förstudien belysa de konsekvenser som en sådan lokalisering skulle kunna få för kommunen.

I föreliggande studie görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i kommunen med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att beskriva grundvattnets omsättning och utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förorda delar av Älvkarleby kommun för vidare undersökningar ur denna aspekt.

1.2 Grundvattnets betydelse för djupförvaret

Berggrunden i Älvkarleby kommun utgörs av urberg. Urberg är föga vattengenomsläppligt i jämförelse med sedimentärt berg och lösa jordlager med sand och grus. Grundvatten i urberg (berggrundvatten) uppträder i öppna sprickor som står i kontakt med varandra (vattenförande sprickor). I hydrogeologiska sammanhang brukar man skilja på sprickzoner och bergmassa. Bergmassan innehåller också sprickor, men de är mindre frekventa än i sprickzonerna. Om de tekniska barriärerna som omgärdar ett djupförvar förstörs kan strömningen i de vattenförande sprickorna vara av betydelse för säkerheten.

Gynnsamma strömningsförhållanden för ett djupförvar råder i allmänhet på djupet i flack terräng och relativt homogen (enhetlig) berggrund. Större vattenförande sprickzoner bör ej förekomma i förvarets omedelbara närhet utan detta bör vara förlagt i mellanliggande bergmassor där vattengenomsläppligheten är lägre. Berggrundvattnets kemi kan ha betydelse för de tekniska barriärernas beständighet i ett längre tidsperspektiv. Gynnsamma kemiska förhållanden råder om berggrundvattnets syrehalt är låg (låg redoxpotential) och salthalterna inte väsentligt överstiger de för havsvatten.

1.3 Avgränsningar

Förstudien grundar sig på befintlig kunskap och bakgrundsmaterial. Bedömningarna i denna studie är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter om

berggrunden ned till förvarsdjup och flera hundra meter därunder, något som kan erhållas först efter omfattande undersökningar.

1.4 Bakgrundsmaterial

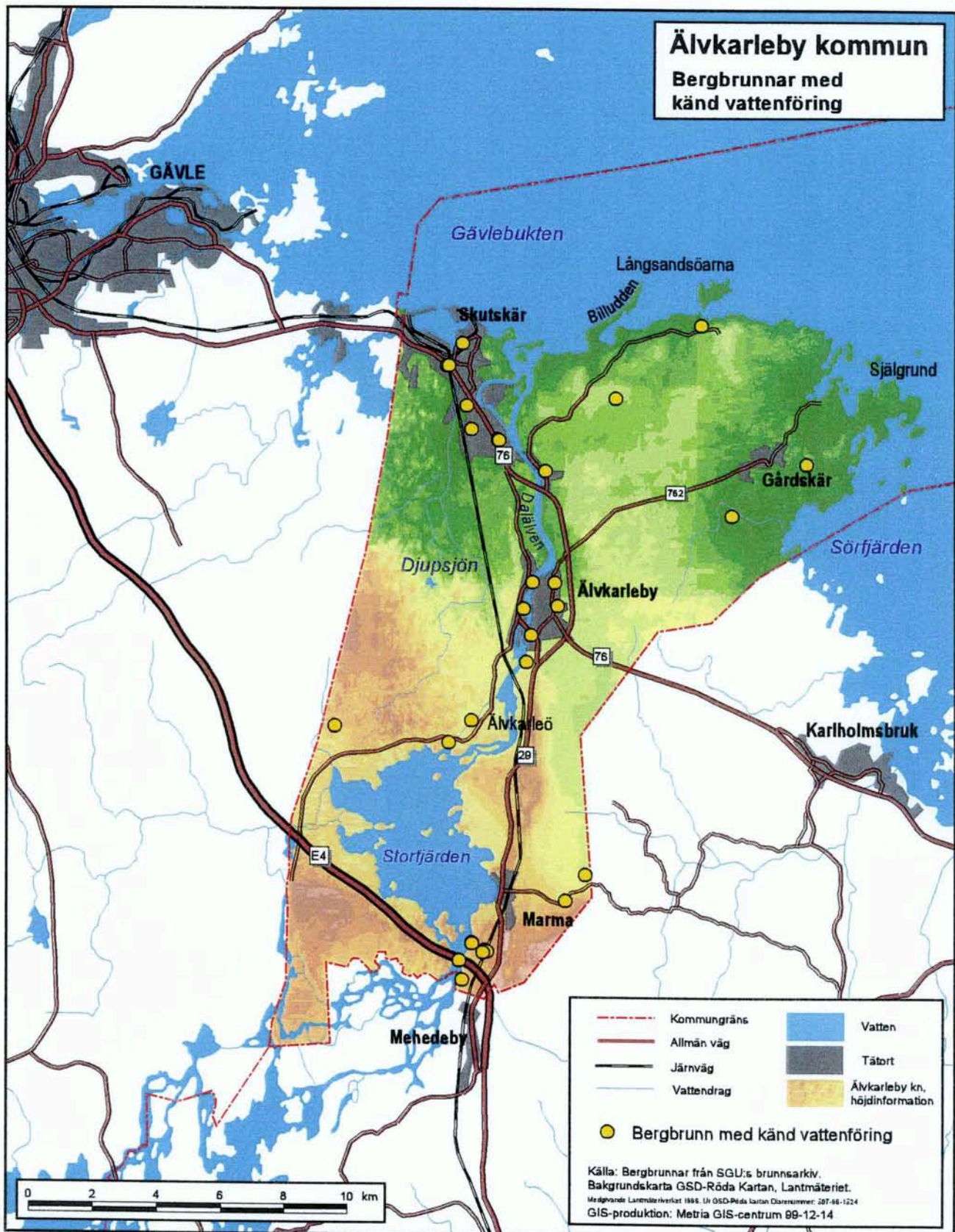
I en förstudie görs ett omfattande geovetenskapligt utredningsarbete. Befintligt underlag ställs samman och analyseras med avseende på faktorer som har betydelse för lokaliseringförutsättningarna. Underlaget hämtas från en rad källor, däribland geologiska kartor, geofysiska mätningar, hydrauliska mätningar och bergundersökningar som gjorts i olika sammanhang.

Inom Älvkarleby kommun har geovetenskapliga studier genomförts som är av betydelse för denna studie. Exempelvis har Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) kartlagt jordlager-, berg- och grundvattenförhållandena inom delar av kommunen. Vid SGU:s brunnsarkiv finns uppgifter om grundvattnets egenskaper i grunda bergbrunnar (10–200 m) i kommunen (figur 1-1 och figur 1-2).

Då antalet bergbrunnar i Älvkarleby kommun är relativt få och inga djupa borrhål finns, görs en jämförelse med förhållandena i den angränsande kommunen Tierp. Follin m fl /1999/ har där genomfört en förstudie av grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. De har även behandlat information från Finnsjöområdet ca 30 km sydöst om Älvkarleby kommun i östra delen av Tierps kommun, där SKB har låtit utföra omfattande mark- och berggrundsundersökningar och innefattar bl a borrhål till ca 700 m djup.

De stora datamängder som tagits fram för berget och grundvattnet i Finnsjöområdet har studerats närmare inom ramen för ett flertal forskningsprojekt t ex INTRAVAL, SKB 91 och SR 97. I dessa projekt har grundvattnets strömning och transport av lösta ämnen i berggrundens spricksystem modellerats i syfte att studera grundvattnets betydelse för säkerheten för ett hypotetiskt djupförvar i Finnsjöområdet.

Tillsammans med den information som finns att tillgå vid Lantmäteriverket (LMV), Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) och Sjöfartsverket utgör ovanstående studier och uppgifter huvuddelen av bakgrundsmaterialet för föreliggande studie. Den digitala bearbetning av bakgrundsmaterialet som erfordrats för att ta fram olika bilder i studien har utförts av GIS-centrum (Metria) i Stockholm, GeoVista AB i Luleå samt SGU i Uppsala.



Figur 1-1 Bergbrunnar i Älvkarleby kommun med känd vattenföring (44 st) enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.

2 Geologisk översikt

2.1 Bergarter och jordarter

Nedan ges en översiktlig presentation av de geologiska förhållandena i Älvkarleby kommun. För en utförlig redogörelse för Älvkarlebyområdets jordarter, bergarter och deformationszoner hänvisas till Bergman m fl /2000/.

Figur 2-1 visar Älvkarlebyområdets berggrundsgeologi /Bergman m fl, 2000/. Berg i dagen förekommer sparsamt inom kommunen med undantag för området närmast kusten. Längre inåt landet ökar jordtäcket, men mäktigheten är med få undantag måttlig. Större jordmäktigheter på mer än 20 m förekommer i anslutning till Uppsalaåsen (figur 2-2).

Berggrunden inom Älvkarleby kommun domineras av djupbergarter s k metagranitoider (brun färg på berggrundskartan). Tillsammans med metagranitoiderna förekommer också ett flertal större områden med metagabbro och basiska bergarter av mer osäkert ursprung (grön färg på berggrundskartan). Djupbergarter bildas på stora djup i jordskorpan genom att en bergartssmälta (magma) tränger uppåt och till följd av sjunkande tryck och temperatur stelnar till en bergart. På grund av upplyftning och erosion kan bergarter som bildats på varierande djup idag återfinnas nära jordytan.

Prefixet "meta" i metagranitoid betecknar att bergarten har genomgått omvandling (metamorfos) vilket vanligtvis ger sig uttryck i förskiffring och gnejsbildning i bergarten. I den norra delen av undersökningsområdet har den regionala omvandlingen varit så omfattande att bergarterna delvis smält upp eller omkristalliserat. Genom detta har bergarter bildats som betecknas ådergnejs och migmatit. Den betydande omvandlingen ger sig uttryck i en mycket komplex och inhomogen berggrund med stora variationer vad gäller bergarternas strukturella karaktär, sammansättning och kornstorlek. I figur 2-1 har dessa bergarter betecknats med röda "spiriller" på mörkt gul bottenfärg. Huvudfasen av den metamorfa omvandlingen skedde inom Älvkarlebyområdet för ca 1800-1850 miljoner år sedan.

Associerat med de omvandlade djupbergarterna förekommer också stora områden med ytbergarter, huvudsakligen sura till intermediära metavulkaniska bergarter. Metasedimentära bergarter förekommer endast underordnat och finns dokumenterat i ett litet område i undersökningsområdets sydöstra del (ljus blå på berggrundskartan) samt väster om Storfjärden (marmor, mörkt blå på berggrundskartan). Ytbergarterna har, som namnet antyder bildats på eller nära jordytan. De har antingen avsatts i form av lösa avlagringar (sediment) som sedan förts ned i jordskorpan och omvandlats till bergarter eller bildats genom att lava flutit ut och stelnat på jordens yta.

Inom undersökningsområdet förekommer också stora områden av mer välbevarade graniter s k yngre graniter, ca 1800 miljoner år (ljus röd bottenfärg på berggrundskartan).

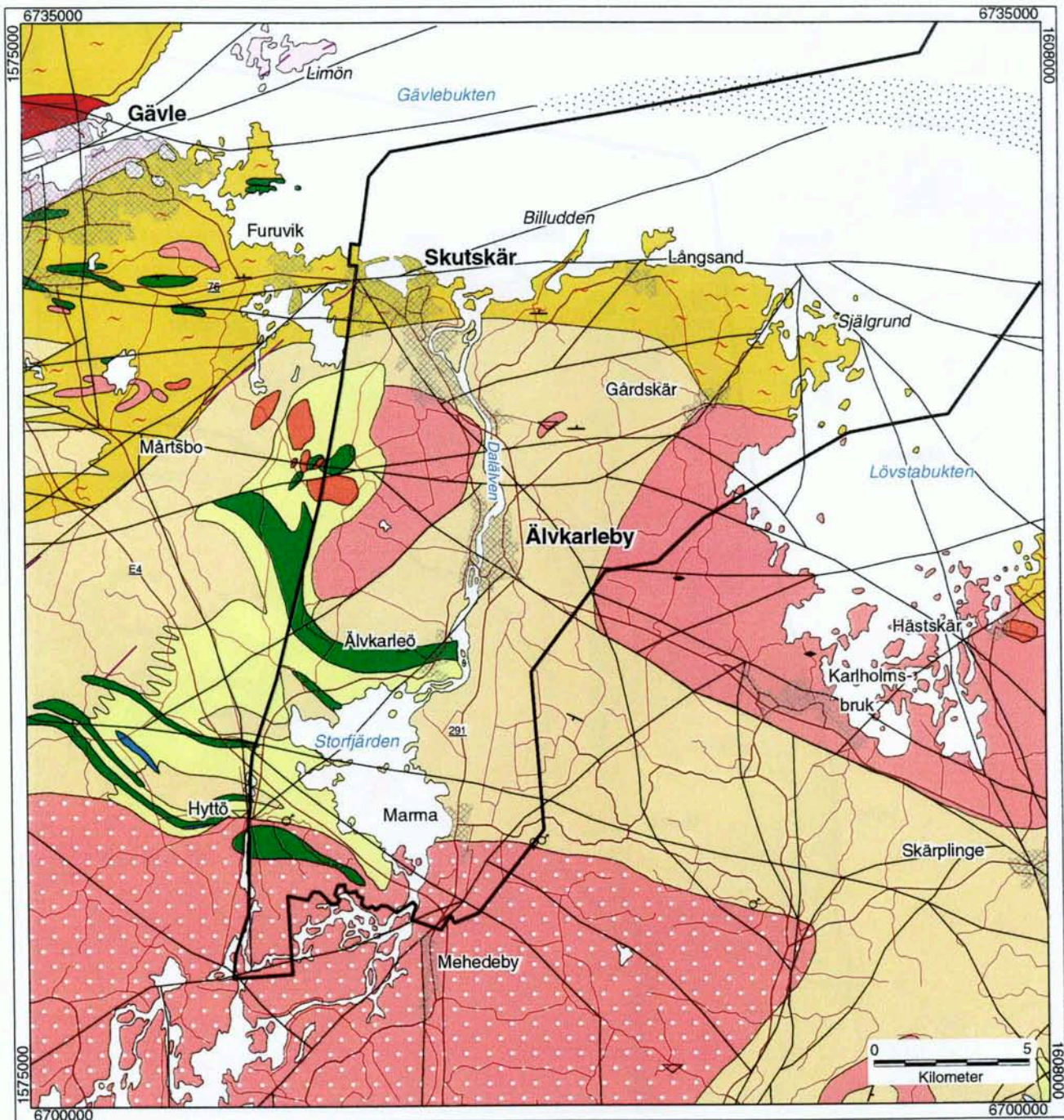
I tabell 2-1 sammanfattas de bergartskategorier som används vid klassificeringen av bergborrade brunnar inom kommunen. Bergartskategorierna är i vissa fall en sammanslagning av de bergarter som enligt Bergman m fl /2000/ förekommer i Älvkarleby kommun.

Tabell 2-1 - Bergartskategorier för klassificering av bergborrade brunnar i Älvkarleby kommun /Efter Bergman m fl, 2000/.

Bergartskategori	Förklaring
Sur till intermediär metavulkanisk bergart	De sura (kiselrika) till intermediära metavulkaniska ytbergarterna (ca 1 890 miljoner år) har huvudsakligen bildats som vulkaniska askor och de mest välbevarade och finkorniga varianterna benämns i den äldre litteraturen "hälleflintor" och de något grövre och mindre välbevarade som "leptiter".
Metasedimentär bergart	De metasedimentära bergarterna (ca 1 900 miljoner år) är liksom de sura metavulkaniska bergarterna finkorniga och dominerade av mineralen kvarts och fältspat. Till skillnad från dessa är de dock vanligtvis glimmerrika och skiktade. Till de metasedimentära bergarterna räknas också kristallin kalksten, vilket vanligtvis förekommer tillsammans med de metavulkaniska bergarterna som inlagringar. Kalkstenslagren har i de flesta fall liten mäktighet men kan lokalt vara mäktigare som t.ex. väster om Storfjärden.
Metagabbro	Omvandlad basisk (kiselfattig) djupbergart (ca 1 890 miljoner år).
Metagranitoid	Omvandlade sura (kiselrika) till intermediära djupbergarter (ca 1 890 miljoner år). I kommunens centrala och södra del är bergarterna relativt homogena och välbevarade. I den norra delen har den regionala omvandlingen varit så omfattande att bergarterna delvis smält upp eller omkristalliserat. På så sätt har bergarterna ådergnejs och migmatit bildats. Ursprunget till dessa är inom Älvkarleby kommun huvudsakligen omvandlade metagranitoider.
Yngre granit och pegmatit	De yngre graniterna (ca 1800-1500 miljoner år) utgör en mycket varierande bergartsgrupp och innefattar både större homogena kroppar och mer komplexa inhomogena områden med pegmatit och inneslutningar av äldre berggrund.

Jordarterna kan indelas i glaciala och postglaciala. De glaciala jordarterna i området har avlagrats direkt av landisen (morän) eller dess smältvatten (isälvssediment och glaciala finkorniga sediment). De har med få undantag avsatts under den senaste nedisningen och i nära anslutning till den tillbakaryckande isfronten. Området ligger i sin helhet under högsta kustlinjen (HK). De glaciala jordarterna blev i olika grad svallade och delvis omlagrade i samband med landhöjningen, varvid postglaciala jordarter bildades. Exempel på postglaciala jordarter är olika svallsediment, postglaciala leror och torv.

Grundvattentillgångar av betydelse för allmän vattenförsörjning återfinns i de stora sand- och grusavlagringarna (t ex Uppsalaåsen). Dessutom utgör berggrundvattnet en viktig tillgång för den enskilda vattenförsörjningen.



DJUP- OCH GÅNGBERGARTER

- Granit, ca 1500 milj. år (Strömsbrogranit)
- Granit, grovkornig och vanligtvis porfyrisk, ca 1780 milj. år (Hedesundagranit)
- Pegmatit, ca 1800 milj. år
- Granit, fin- till medelkornig, jämnkornig, ca 1800 milj. år
- Metagranitoid, ca 1890 milj. år
- Metagabbro och basisk bergart av osäkert ursprung, ca 1900-1890 milj. år
- Diabas

YTBERGARTER

- Sandsten, yngre än 1500 milj. år
- Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1900 milj. år
- Marmor (kristallin kalksten), ca 1900 milj. år
- Metavulkanisk bergart, sur till intermediär, ca 1900 milj. år

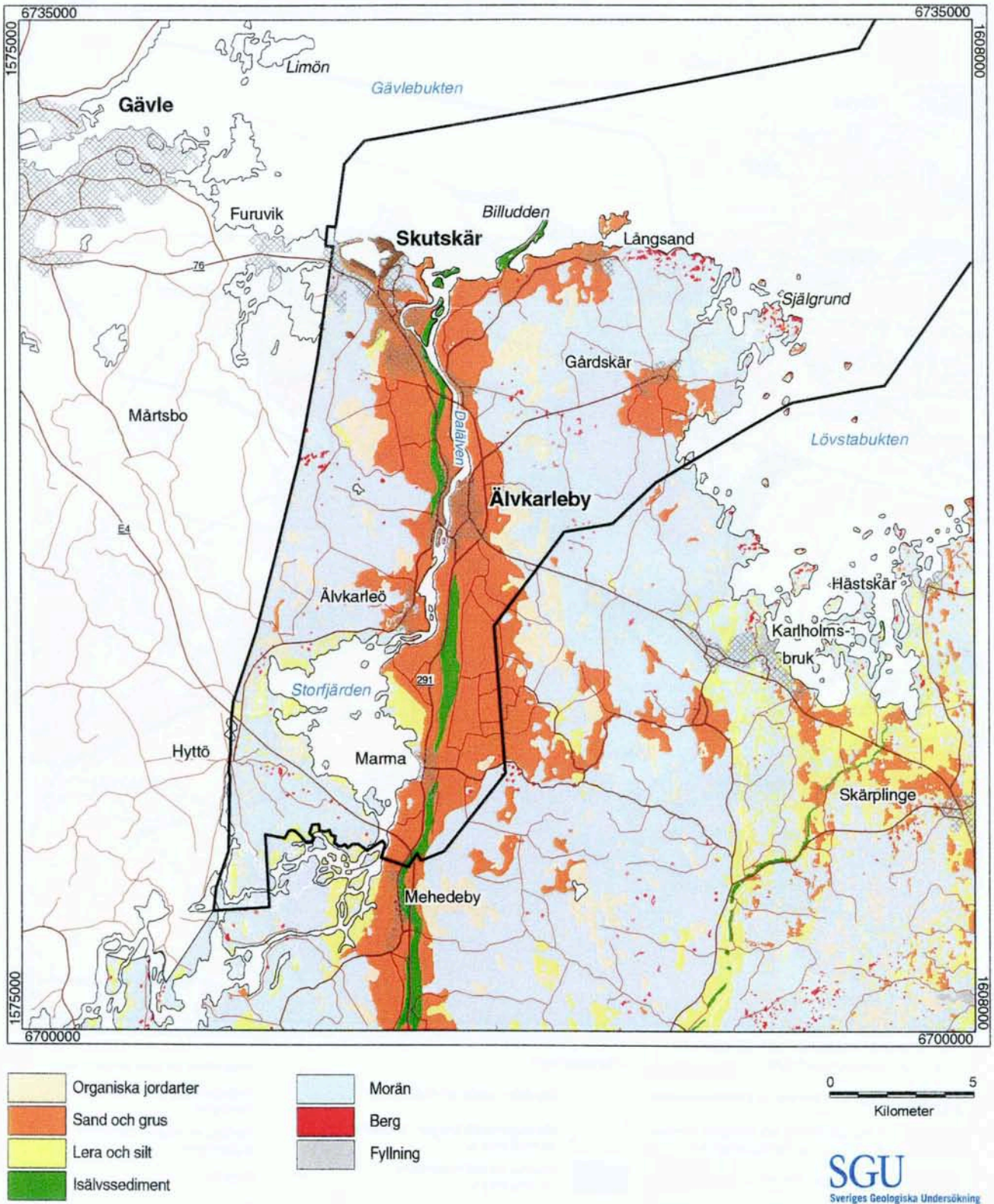
BERGARTER AV VARIERANDE URSPRUNG

- Migmatit och ådergnejs

- Inneslutning av äldre bergart i yngre
- Nedlagd gruva eller skärpning (järnmalm)
- Nedlagd gruva eller skärpning (sulfidmalm)
- Bergtäkt
- Förskiffring och lagring
- Sprickzon
- Bred lågmagnetisk zon under havet, sannolikt av tektoniskt ursprung
- Kommungräns



Figur 2-1 Berggrundskarta över Älvkarleby kommun /Bergman m fl, 2000/.



Figur 2-2 Jordartskarta över Älvkarleby kommun /Bergman m fl, 2000/.

3 Landskapsutveckling efter den senaste istiden

3.1 Högsta kustlinjen

Den senaste istiden hade sitt maximum för ungefär 20 000 år sedan. Den mellan två och tre kilometer tjocka isen tryckte ned jordskorpan som mest ca 800 m i förhållande till hur det ser ut idag. En stor del av det tillgängliga vattnet var bundet i inlandsisar och världshaven stod därmed lägre än idag, som lägst ca 120 m /SKB, 1995b/.

När inlandsisarna smälte försvann också istrycket. Avsmältningen medförde att både landet och havet höjdes. Vissa delar blev periodvis belägna under dåtidens hav, andra delar av landet var alltid över havets högsta nivå. Den gräns som visar var land alltid låg över havet benämns högsta kustlinjen (HK). HK ligger olika högt i skilda delar av Sverige, beroende på hur stor nedpressningen var när friläggningen skedde och hur mycket havsytan hann höjas relativt landhöjningen (figur 3-1). I Älvkarleby kommun finns det ingen del som ligger över HK.

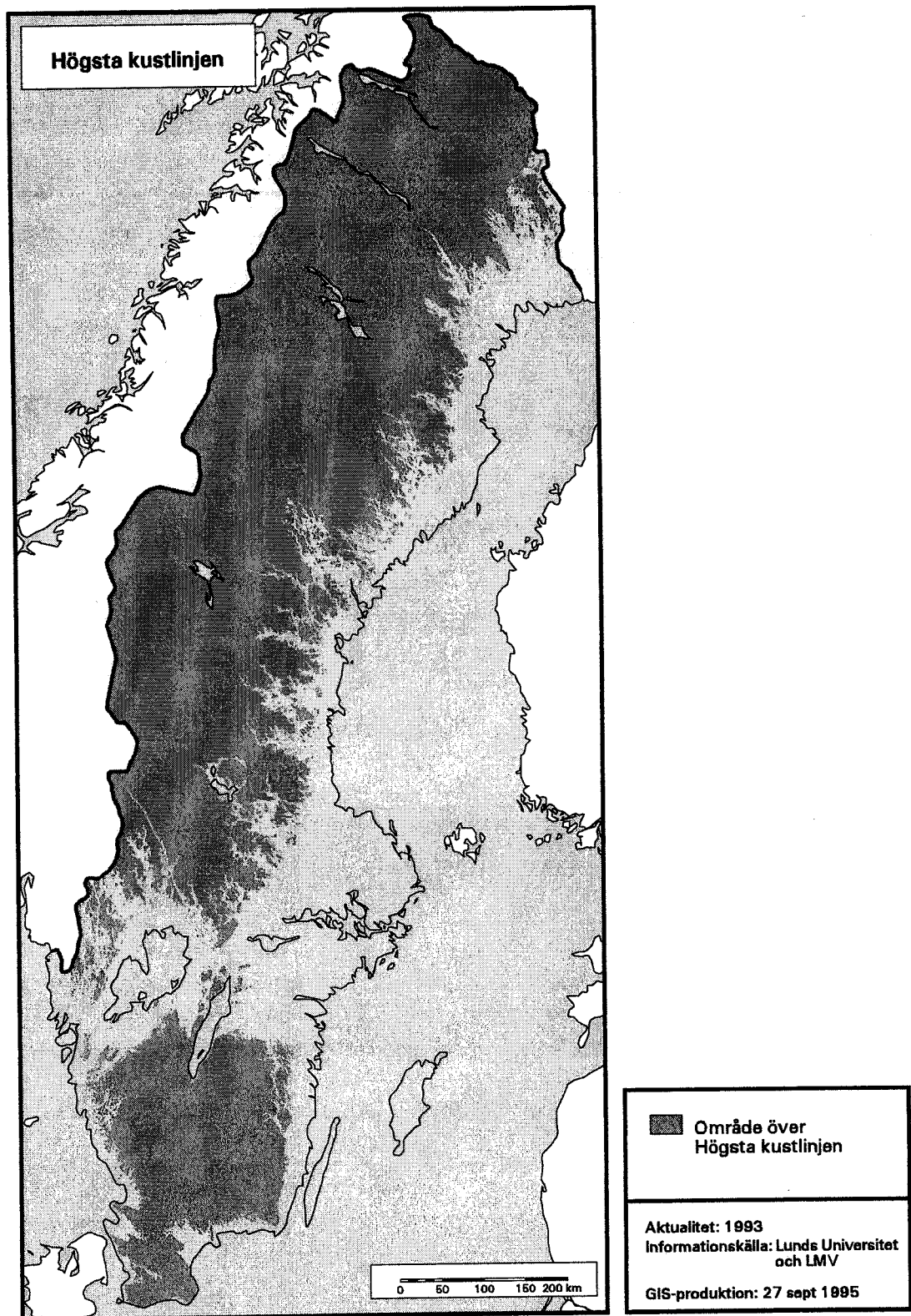
Landhöjningen och isavsmältningen har i ett komplicerat samspel bildat issjöar och innanhav med omväxlande sött, bräckt och salt vatten (figur 3-2). Detta har påverkat grundvattnets kemi såtillvida att t ex salt grundvatten ofta påträffas i bergboreade brunnar som ligger under HK /Aastrup och Bertills, 1995/. Genom att analysera den kemiska sammansättningen och isotopförhållandena hos ett vattenprov kan vattnets ursprung identifieras.

Strandförskjutning kallas den sammantagna effekten av land- och havsytans nivåförändringar. Positiv strandförskjutning innebär att kustlinjen förskjuts utåt (regression), dvs att landets utbredning ökar relativt havets. Det omvända förhållandet kallas för negativ strandförskjutning (transgression). Strandförskjutningen kan således skrivas som:

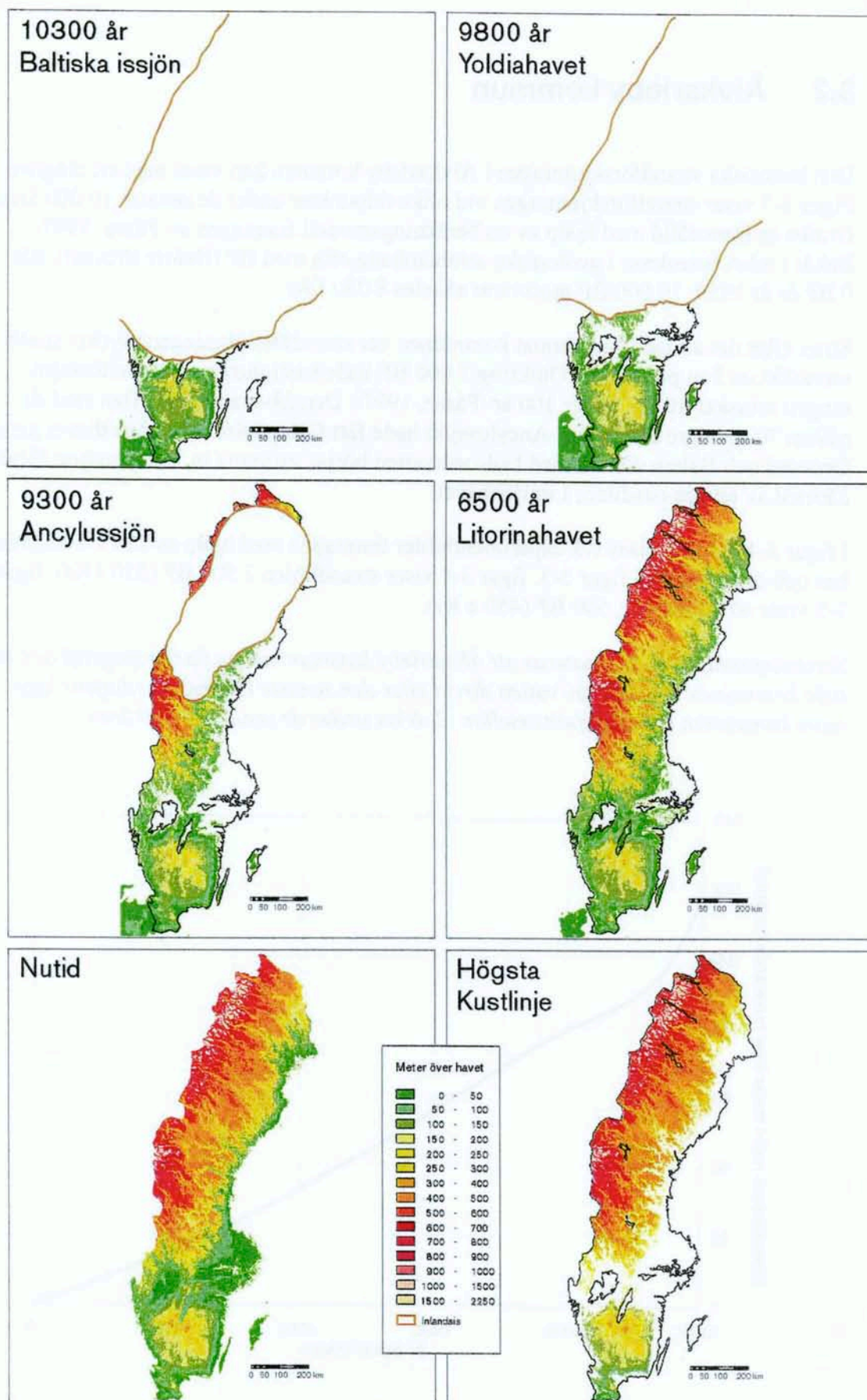
$$S = L - H \quad (3-1)$$

Där

- S** = Strandförskjutning, (m)
- L** = Landytans nivåförändring, (m)
- H** = Havsytans nivåförändring, (m)



Figur 3-1 Karta över högsta kustlinjen (HK). Områden över HK har inte varit täckta av vatten efter den senaste istiden /SKB, 1995a/. Över HK är grundvattnet i den övre delen av berggrunden i allmänhet sött /Aastrup och Bertills, 1995/.



Figur 3-2 Östersjöns olika utvecklingsstadier efter den senaste isavsmältningen samt en karta över HK (jmf figur 3-1). Ofärgade partier innanför nuvarande kustkontur var vattentäckta vid de aktuella tidpunkterna /SKB, 1995b/. Över HK är grundvattnet i den övre delen av berggrunden i allmänhet sött /Aastrup och Bertills, 1995/.

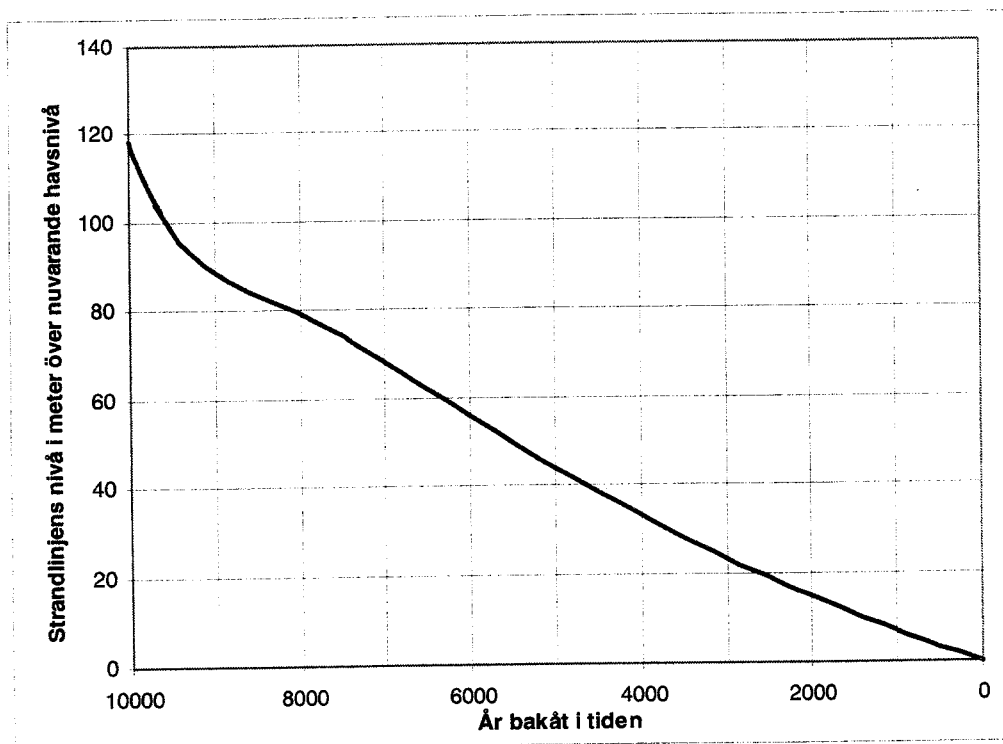
3.2 Älvkarleby kommun

Den historiska strandförskjutningen i Älvkarleby kommun kan visas med ett diagram. Figur 3-3 visar strandförskjutningen vid olika tidpunkter under de senaste 10 000 åren. Grafen är framställd med hjälp av en beräkningsmodell framtagen av Påsse /1997/. Bakåt i tiden betecknas i geologiska sammanhang ofta med BP (Before Present), där 0 BP är år 1950. 10 000 BP motsvarar således 8 050 f Kr.

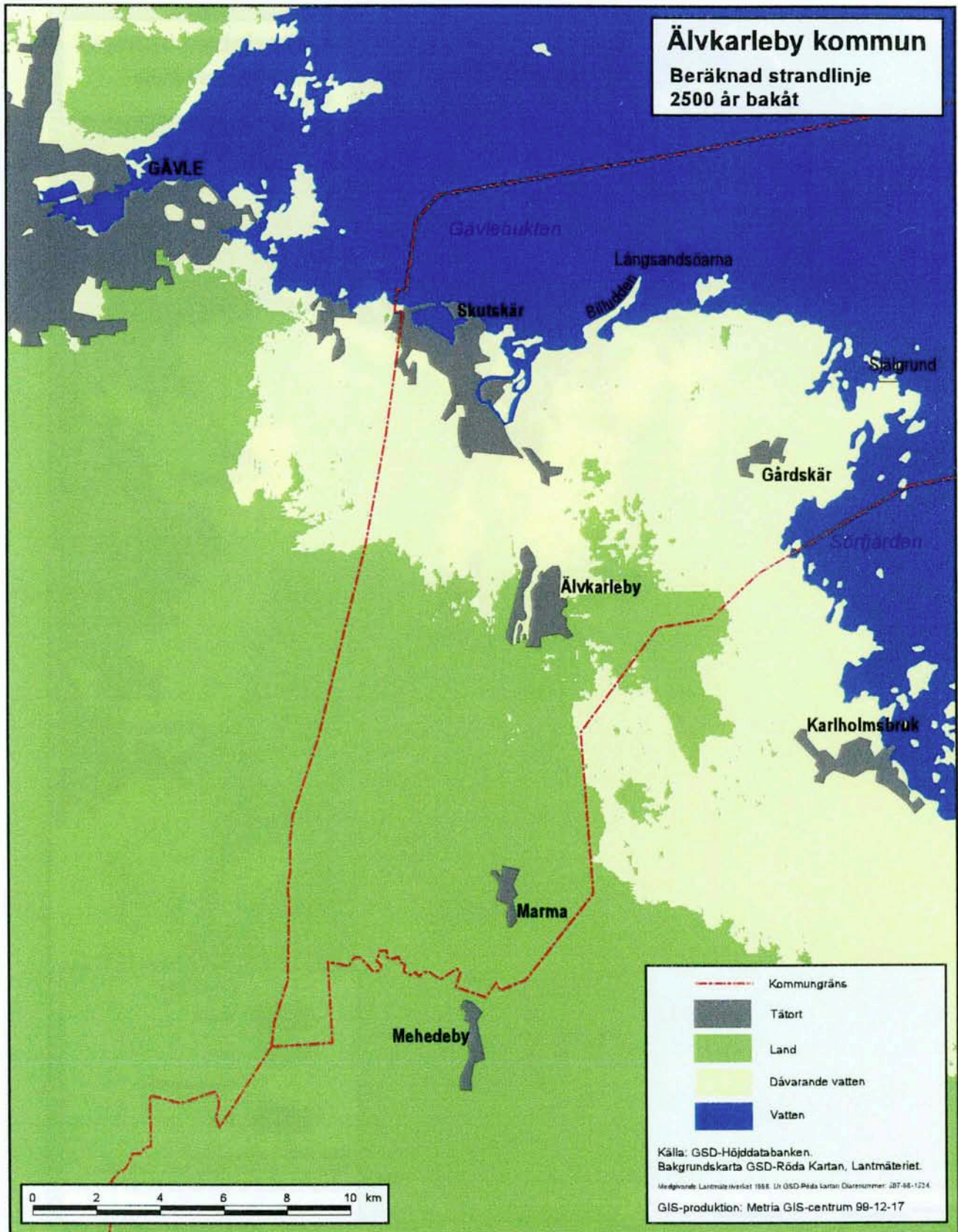
Strax efter det att landisen lämnat kommunen var strandförskjutningen mycket snabb, sannolikt ca 3 m per 100 år. Omkring 7 000 BP hade hastigheten på strandförskjutningen minskat till 1.2 m per 100 år /Påsse, 1997/. Den dåvarande havsytan stod då nästan 70 m högre än dagens. Ancylussjön hade fått förbindelse med västerhavet genom Öresund och Bälten och därmed hade saltvatten börjat strömma in. Ancylussjön följdes därmed av ett havsstadium, Litorinahavet.

I figur 3-4 och 3-5 visas två experimentbilder framtagna med hjälp av LMV:s höjddatabas och diagrammet i figur 3-3. figur 3-4 visar strandlinjen 2 500 BP (550 f Kr). figur 3-5 visar strandlinjen 1 500 BP (450 e Kr).

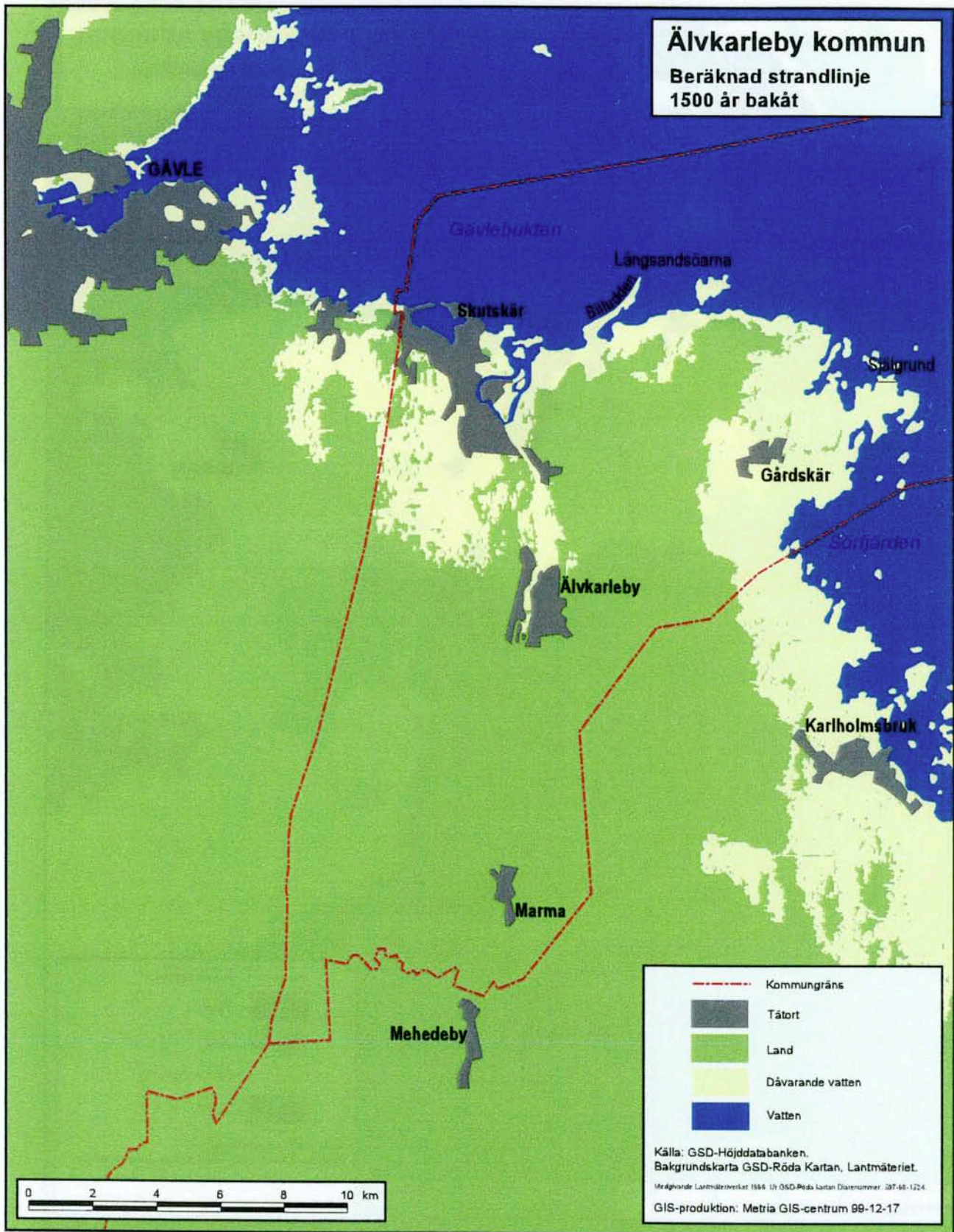
Sammanfattningsvis konstateras att Älvkarleby kommun har en flack topografi och att hela kommunen var täckt av vatten direkt efter den senaste istiden. Kustlinjens läge inom kommunen har förskjutits mellan 2–6 km under de senaste 1 500 åren.



Figur 3-3 Strandförskjutning i Älvkarleby kommun för perioden 10 000 BP fram till idag enligt en modell av Påsse /1997/. Noll på tidsaxeln motsvarar år 1950.



Figur 3-4 2 500 BP låg strandlinjen ca 20 m över nuvarande havsnivå. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjddatabas och grafen i figur 3-3.



Figur 3-5 1 500 BP låg strandlinjen ca 10 m över nuvarande havsnivå. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjddatabas och grafen i figur 3-3.

4 Grundvattnets rörelse

4.1 Vattnets kretslopp

Den nederbörd som faller över ett landområde fördelas mellan avdunstning, avrinning i form av yt- och grundvattenavrinning samt magasinförändringar. Exempel på naturliga magasin är sjöar, torvmarker, mark- och grundvattenmagasin i lösa jordlager samt snötäcke. Under den sk grundvattenytan råder vattenmättade förhållanden. Figur 4-1 visar en schematisk bild över vattnets kretslopp - den hydrologiska cykeln. Som framgår av figuren kan man indela grundvattnet i ytligt respektive djupt grundvatten. I Sverige är ungefär hälften av dricksvattenförsörjningen baserad på ytligt grundvatten, dvs brunnar i de lösa jordlagren och den övre delen av berggrunden, och hälften på ytvatten. Mediandjupet på brunnarna i berggrunden är ca 70 m /Berggren, 1998/.

4.2 Vattenbalans

Ett område inom vilket nederbörd, minskat med avdunstning och magasinförändringar, avrinner genom en specifik punkt kallas avrinningsområde. Ett avrinningsområde avgränsas av ytvattendelare och/eller grundvattendelare. Inom avrinningsområden där höjdpartierna utgörs av ett tunt moräntäcke på sprickfattigt berg följer grundvattenytan på det hela taget markytans topografi, vilket innebär att yt- och grundvattendelare sammanfaller. Sådana områden är vanligt förekommande i Älvkarleby kommun. Vattenbalanskvationen för ett avrinningsområde kan uttryckas som:

$$P = E + R_g + R_y + \Delta M \quad (4-1)$$

där

P = Nederbörd, (mm/år)

E = Avdunstning, (mm/år)

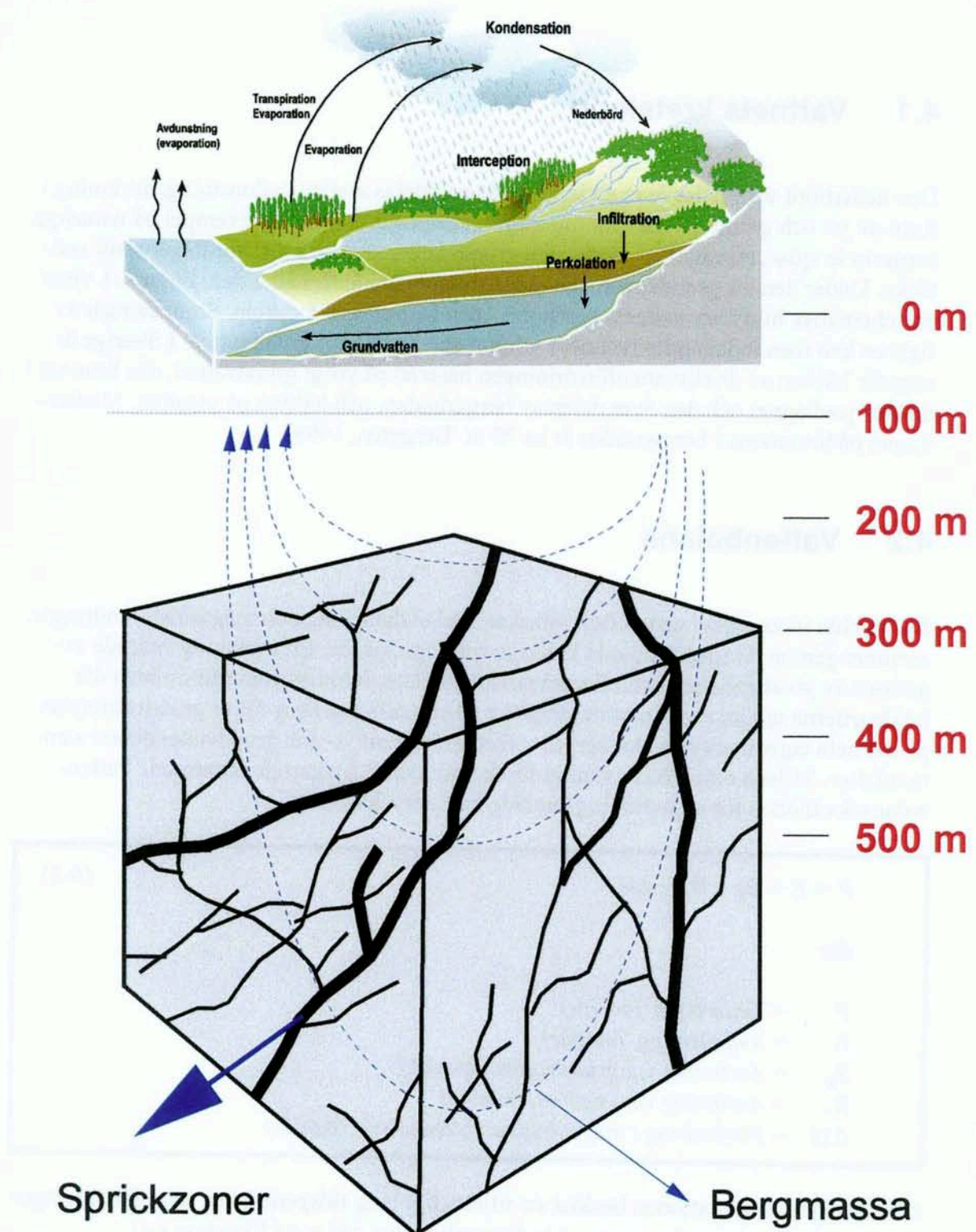
R_g = Avrinning via grundvatten, (mm/år)

R_y = Avrinning via ytvatten, (mm/år)

ΔM = Förändring i magasinerad vattenvolym, (mm/år)

Om vattenbalanskvationen beaktar en tillräckligt lång tidsperiod kan nettoförändringen i magasinerad vattenvolym antas vara försumbar, dvs $\Delta M = 0$ i Ekvation 4-1.

Den hydrologiska cykeln



Figur 4-1 Principbild över vattnets kretslopp - den hydrologiska cykeln. Streckade pilar symboliserar vattenströmning på olika djup. De största vattenflödena förekommer närmast markytan och i vattenförande sprickzoner.

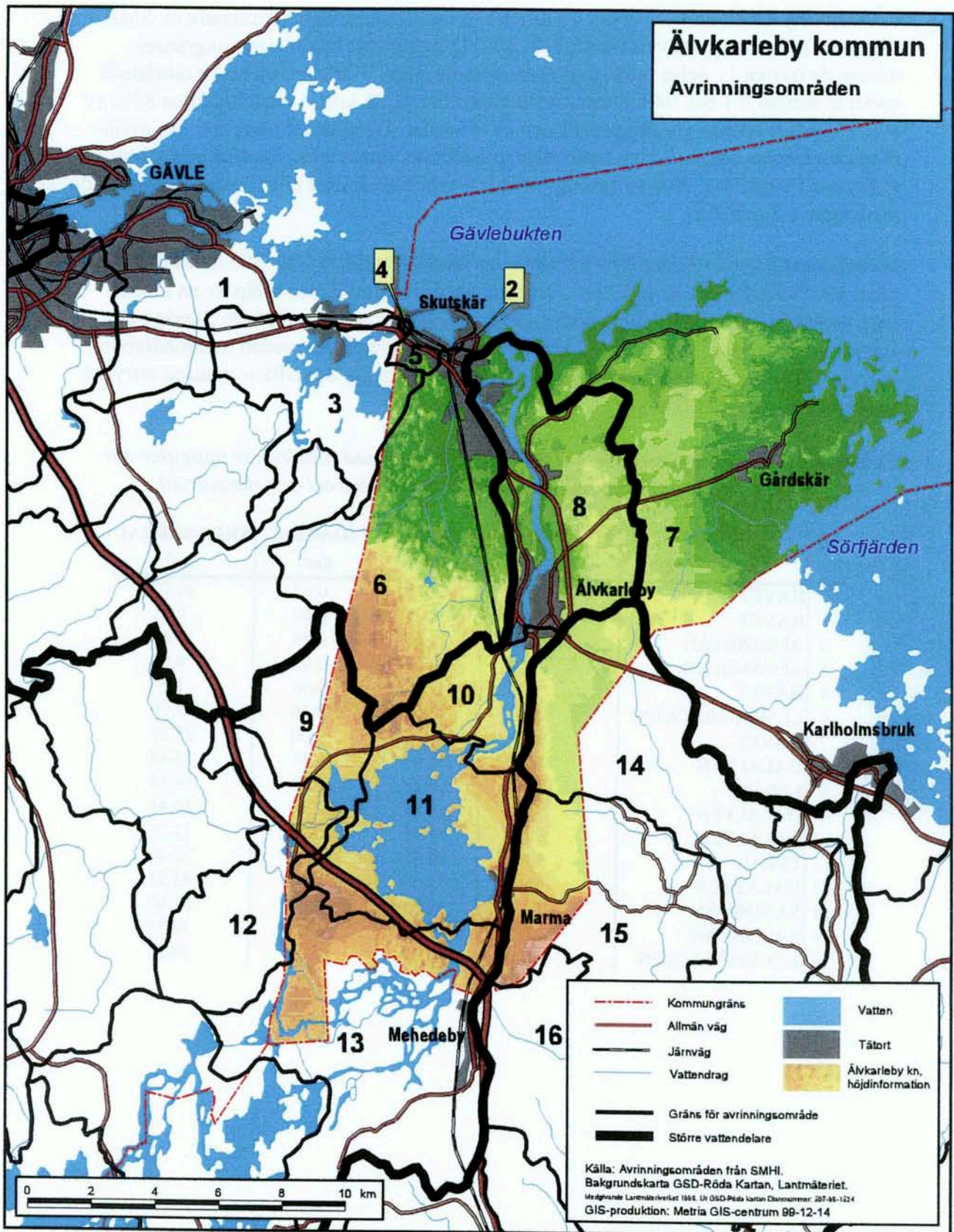
I Älvkarleby kommun finns totalt 16 mindre avrinningsområden definierade av SMHI (figur 4-2). Endast fem av dessa (2, 4, 8, 10, 11) ligger helt inom kommungränsen medan de övriga 11 delas med angränsande kommuner. Storleken på de 16 områdena varierar mellan 0.1 och 94 km² med ett medelvärde på 32 km². I medeltal är ca 83% av avrinningsområdenas yta skogsmark och ca 6% sjöar. Detaljerade uppgifter om avrinningsområdenas namn (avrinningspunkt), medelhöjd, totala area, sjöareal och skogsareal redovisas i tabell 4-1. Alla avrinningsområden avbördas åt norr eller öster mot Östersjön (jmf figur 4-2 och 4-3).

Medelavrinningen¹ i Älvkarleby kommun har beräknats till ca 200–300 mm/år för perioden 1961–90 /Brandt m fl, 1994/. Avrinningen är beräknad med hjälp av en modell som utvecklats vid SMHI /Bergström, 1992/. Medelavrinningen för hela Sverige för samma period visas i figur 4-4. I litteraturen förekommer ibland orden nettonederbörd och specifik avrinning som synonymer till medelavrinning. Specifik avrinning uttrycks vanligen i sorten (L/s)/km².

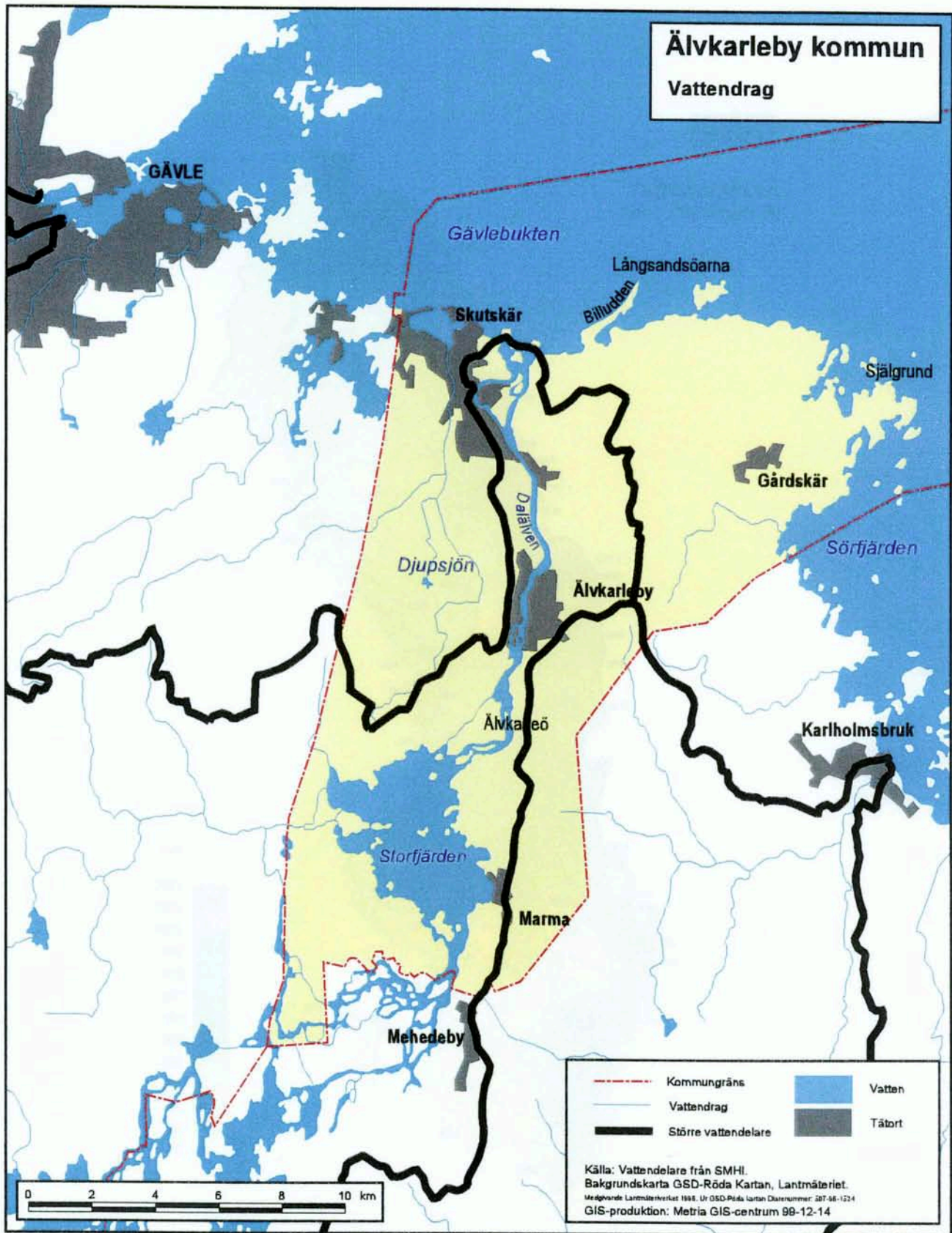
Tabell 4-1 Avrinningsområden i Älvkarleby kommun med tillhörande uppgifter om namn (avrinningspunkt), medelhöjd, area, sjöareal och skogsareal.

ID	NAMN (Vattendrag)	MEDELHÖJD möh	AREAL km ²	SJÖAREAL km ²	SKOGSAREAL km ²
1	HAVET	18	28.78	0.67	20.25
2	HAVET	1	1.25	0.00	0.25
3	ÄLGÄNGSÅN	15	23.81	4.99	17.67
4	ÄLGÄNGSÅN	1	0.13	0.00	0.00
5	HAVET	8	1.85	0.00	1.50
6	LUMMERBÄCKEN	23	46.68	0.10	45.00
7	HAVET	11	94.44	0.00	88.25
8	DALÄLVEN	14	33.07	0.01	23.45
9	LERÅN	39	16.28	0.00	14.18
10	DALÄLVEN	31	11.84	1.40	10.41
11	DALÄLVEN	35	31.75	20.99	12.75
12	LERÅN	42	24.41	0.32	22.40
13	DALÄLVEN	42	56.50	0.00	43.25
14	SANDBYÅN	19	53.35	0.00	51.00
15	SANDBYÅN	32	43.66	0.03	36.75
16	ROCKNÖBÄCKEN	42	42.14	0.00	38.25

¹ Med medelavrinning avses här den genomsnittliga avrinningen under ett år, dvs *årsmedelavrinning*.
 $200 \text{ mm/år} = 0.2 \text{ (m}^3\text{/m}^2\text{)}/\text{år} = 200 \text{ L}/(\text{m}^2 \text{ år}) = 200 \text{ L}/(10^{-6} \text{ km}^2\text{/m}^2 \cdot 31.5 \times 10^6 \text{ s/år}) \approx 6.3 \text{ (L/s)}/\text{km}^2$.



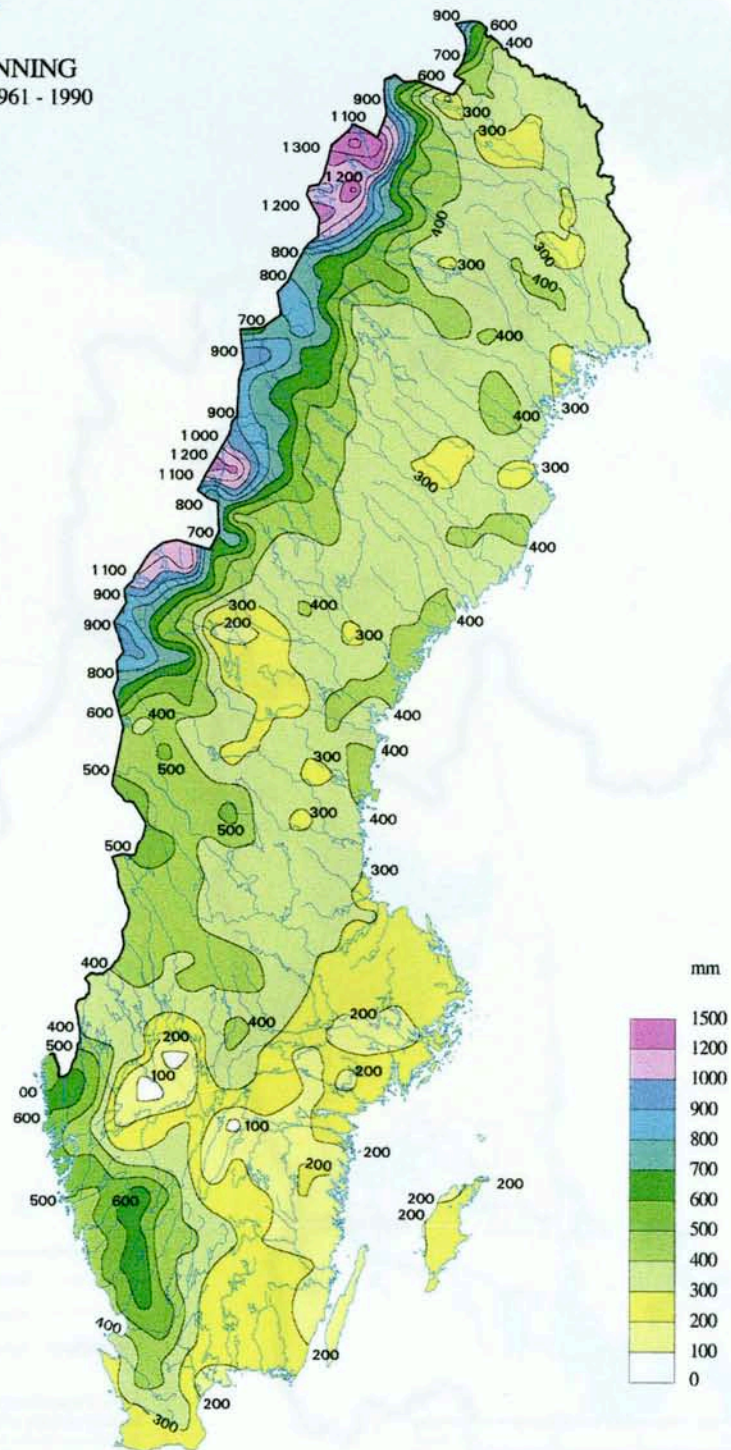
Figur 4-2 Avrinningsområden inom Älvkarleby kommun. Avrinningsområdenas namn (avrinningspunkt), medelhöjd, area, sjöareal och skogsareal redovisas i tabell 4-1.



Figur 4-3 Större ytvattendrag inom Älvkarleby kommun.

SMHI

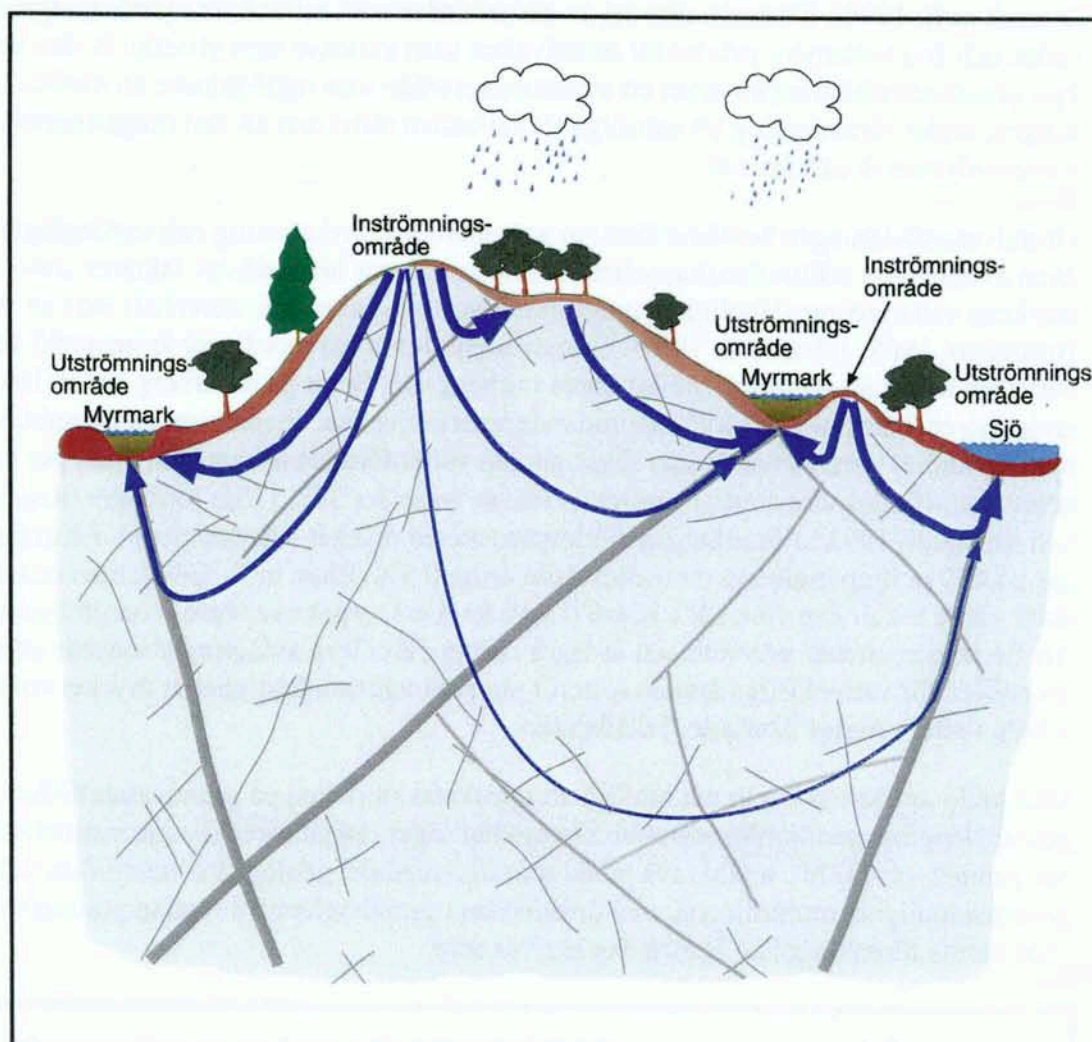
ÅRSVRINNING
Medelvärde 1961 - 1990



Figur 4-4 Medelavrinning för Sverige under perioden 1961–1990 i mm/år /Brandt m fl, 1994/. I Älvkarleby kommun är medelavrinningen ca 200–300 mm/år.

4.3 Grundvattenomsättning och uppehållstid

Ett avrinningsområde kan indelas i in- och utströmningsområden. I inströmningsområden bildas grundvatten och i utströmningsområden strömmar grundvattnet ut. I allmänhet utgör höjdområden inströmningsområden och sjöar, åar, bäckar och kärr utströmningsområden (figur 4-5). Grundvattnet strömmar således från högre belägna områden till lägre liggande delar av terrängen. Gränserna mellan in- och utströmningsområden är inte fixa utan varierar med grundvattennivån. Fördelningen mellan in- och utströmningsområden inom ett avrinningsområde följer således den årliga naturliga förändringen i grundvattennivåer. Utströmningsområdena har störst utbredning under och strax efter snösmältningen medan de är minst under vintermånaderna.



Figur 4-5 Principbild över inströmnings- och utströmningsområden. Vatten som kommer fram till ett ytvattendrag har transporterats olika långt och olika länge. Det kan därmed också ha olika sammansättning. Nederbörd som faller på utströmningsområdena bildar inte grundvatten utan avrinner tillsammans med det utströmmande grundvattnet till ytvattendraget. Vanligen utgör grundvattnets bidrag till ytavrinningen den större delen.

Ovanstående beskrivning gäller framförallt i jordlagren medan det är mera komplicerat att definiera in- och utströmningsområden för grundvattnet i berggrunden. Detta beror på att grundvattenströmning i berggrunden endast kan ske i sammanbundna vattengenomsläppliga sprickor och sprickzoner. Strömningsvägarna kan i större eller mindre grad styras till sprickor och sprickzoner, där vattengenomsläppligheten kan vara väsentligt högre än i bergmassan i övrigt. Strömningscellernas storlek beror både på de topografiska förhållandena och förekomsten av större vattengenomsläppliga sprickzoner. Därför är det svårt att utan detaljerade undersökningar i en regional skala definiera in- och utströmningsområden för djupt strömmande grundvatten, som t.ex. på förvarsdjup.

Den teoretiskt högsta möjliga grundvattenbildningen över ett område är lika med medelavrinningen, dvs skillnaden mellan nederbörd och avdunstning under ett år. Som tidigare nämnts är medelavrinningen i Älvkarleby kommun beräknad till ca 200–300 mm/år /Brandt m fl, 1994/. Eftersom den del av nederbörden som faller över utströmningsområden och fria vattenytor inte bildar grundvatten utan avrinner som ytvatten är den verkliga grundvattenbildningen inom ett avrinningsområde som regel mindre än medelavrinningen, under förutsättning att naturliga förhållanden råder och att den magasinerade vattenvolymen är oförändrad.

Grundvattenbildningen bestäms förutom av nederbörd, avdunstning och terrängläget även av markens infiltrationskapacitet. Denna är i sin tur beroende av faktorer som markens vattengenomsläpplighet, magasineringsmöjligheter och vattenhalt /se t ex von Brömssen, 1968; Johansson, 1987/. Grundvattenbildningen i jordlager är generellt sett betydligt större än grundvattenbildningen i urberg. Det beror på att urberg har en låg andel porer (hålrum) och att förekommande sprickor endast är sparsamt sammanbundna med varandra. Som riktvärde kan sägas att den vattenförande hålrumsvolymen per enhetsvolym (flödesporositeten) vanligtvis inte överskrider 30% i lösa jordlager /Knutsson och Morfeldt, 1993/. För urberg är flödesporositeten mycket svårdefinierad. Fältnätningar på 450 m djup indikerar ett medelvärde kring 0.5% /Rhén m fl, 1997/, men också att detta värde lokalt kan vara både högre (i sprickzoner) respektive lägre (i bergmassan). Att flödesporositeten generellt sett är lägre i urberg än i lösa avlagringar innebär att transporttiden för vattenlösliga ämnen som rör sig med vattnets hastighet är mycket kortare i urberg under i övrigt likartade förhållanden.

Med hjälp av Darcys lag är det möjligt att uppskatta storleken på grundvattenflödet i genomsläppliga geologiska material. Darcys lag säger, något förenklat, att vattenflödet per ytenhet, $(m^3/s)/m^2$, mellan två punkter är lika med det geologiska materialets vattengenomsläpplighet multiplicerat med differensen i grundvattennivå mellan punkterna. Med denna förenkling kan Darcys lag skrivas som:

$$q = -K I \quad (4-2)$$

där

- q = Grundvattenflöde per ytenhet (Darcyflöde, specifikt flöde), $((m^3/s)/m^2)$
 K = Vattengenomsläpplighet (hydraulisk konduktivitet), (m/s)
 I = Hydraulisk gradient (negativ i strömningsriktningen), (m/m)

Vattengenomsläppligheten i urberg bestäms främst av de geometriska och hydrauliska egenskaperna hos vattenförande sprickor. Vattenförande sprickzoner har vanligtvis en väsentligt högre vattengenomsläpplighet än bergmassornas spricksystem. Eftersom svenskt urberg är tämligen ogenomsläppligt och jordtäcket ganska tunt följer i regel grundvattenytan topografin, vilket innebär att topografin kan användas för att uppskatta den drivande kraften för grundvattnets rörelse, den hydrauliska gradienten.

Storlek och riktning på den topografiska gradienten påverkar således både ytvattnets och grundvattnets avrinning. Inom Älvkarleby kommun är storleken på förekommande topografiska gradienter² i kommunskala som regel mindre än 0,5%. I hela Älvkarleby kommun är den topografiska gradienten riktad mot norr utom i de östra delarna, där den är riktad mot öster och nordöst (jmf figur 4-2 och 4-3). Storlek och riktning på den topografiska gradienten är i allmänhet en fråga om skala. Sett över hela regioner brukar ofta skillnader i lokala topografiska gradienter (avrinningsområden) överskuggas av regionala trender. För den norra delen av Uppland gäller dock att området regionalt sett är mycket flackt varför de lokala gradienterna inom olika avrinningsområden kan vara av större betydelse som drivande kraft för berggrundvattnets rörelse på olika djup än förekommande regionala trender.

Vattengenomsläppligheten i berggrunden är vanligtvis störst i de översta delarna närmast jordlagren där berget är mest påverkat av vittringsprocesser och inlandsisens tryck med efterföljande avlastning vid avsmältningen. Detta innebär att merparten av berggrundvattnet uppträder och strömmar (omsätts) i de översta delarna. Endast en mindre del strömmar vidare mot djupet. Sammantaget medför skillnader i vattengenomsläpplighet att djupare beläget berggrundvatten ofta har en högre ålder och en annan kemisk sammansättning än ett ytligt berggrundvatten. Som tidigare nämnts har sprickzoner vanligtvis en väsentligt högre vattengenomsläpplighet jämfört med spricksystemen i omgivande bergmassor. Skillnader i ålder och sammansättning mellan berggrundvatten i sprickzoner och i omgivande bergmassor kan därför också förekomma.

Skillnaderna i vattengenomsläpplighet mellan jordlager, bergmassa och vattenförande sprickzoner är vanligtvis av mycket större betydelse för grundvattnets rörelse och omsättning än förekommande variationer i hydraulisk gradient /SKB, 1995a/. Betydelsen illustreras bäst med ett beräkningsexempel. Värdena på vattengenomsläppligheten i följande exempel är hämtade från Knutsson och Morfeldt /1993/.

Beräkningsexempel

För en antagen hydraulisk gradient av 1% och en vattengenomsläpplighet på 1.5×10^{-8} m/s i bergmassa och 1.5×10^{-5} m/s i sprickzoner ger Ekvation 4-2 att det specifika flödet i bergmassan är 1.5×10^{-10} (m³/s)/m² medan det i sprickzoner är 1.5×10^{-7} (m³/s)/m². Omräknat till samma sort som används vid medelavrinning, mm/år, erhålls 4,5 mm/år i bergmassan och 4 500 mm/år i sprickzonerna. Motsvarande beräkning för normalmorän med 10^{-7} – 10^{-6} m/s i vattengenomsläpplighet ger 30 – 300 mm/år. Dessa värden skall jämföras med maximalt 200–300 mm/år i medelavrinning i Älvkarleby kommun.

² En topografisk gradient på 1% motsvarar 10 m höjdskillnad per kilometer.

Beräkningsexemplet demonstrerar vattengenomsläpplighetens stora betydelse för vattnets kretslopp under markytan. Merparten av grundvattnets avrinning sker i jordlagren. Där jordlager saknas är bergmassans låga vattengenomsläpplighet ofta begränsande för infiltrationen medan vattenförande sprickzoner kan vara mycket mer genomsläppliga.

Huvuddelen av det grundvatten som bildar ytvattendrag i ett avrinningsområde utgörs följaktligen av utströmmande ytligt grundvatten. Undersökningar har visat att ungefär 60–85% av de flödestoppar som uppstår i ett ytvattendrag i samband med regn och snösmältning orsakas av utströmmande ytligt grundvatten /Grip och Rodhe, 1985/. Omkring 20–30% av avrunnet vatten i några studerade avrinningsområden i norra Sverige uppvisar uppehållstider på mindre än ett år, medan 97–99% uppvisar uppehållstider på mindre än tio år /Nyberg och Jönsson, 1994/. Närmare uppgifter om åldersbestämningar av djupa vattenprover från SKB:s borrhål i Finnsjöområdet presenteras i kapitel 6.5.2.

Sammanfattningsvis konstateras att:

- *Medelavrinningen i Älvkarleby kommun är måttlig, ca 200–300 mm/år. Merparten av denna avrinning utgörs med stor sannolikhet av utströmmande ytligt grundvatten, som har en snabb omsättning genom de, relativt sett, mer genomsläppliga jordlagren.*
- *Lokala topografiska gradienter inom kommunens olika avrinningsområden kan vara av större betydelse för berggrundvattnets strömning på olika djup än förekommande regionala gradienter. Av störst betydelse för omsättningen är dock skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika geologiska enheter och strukturer.*

5 Berggrundens vattengenomsläpplighet

5.1 Inledning

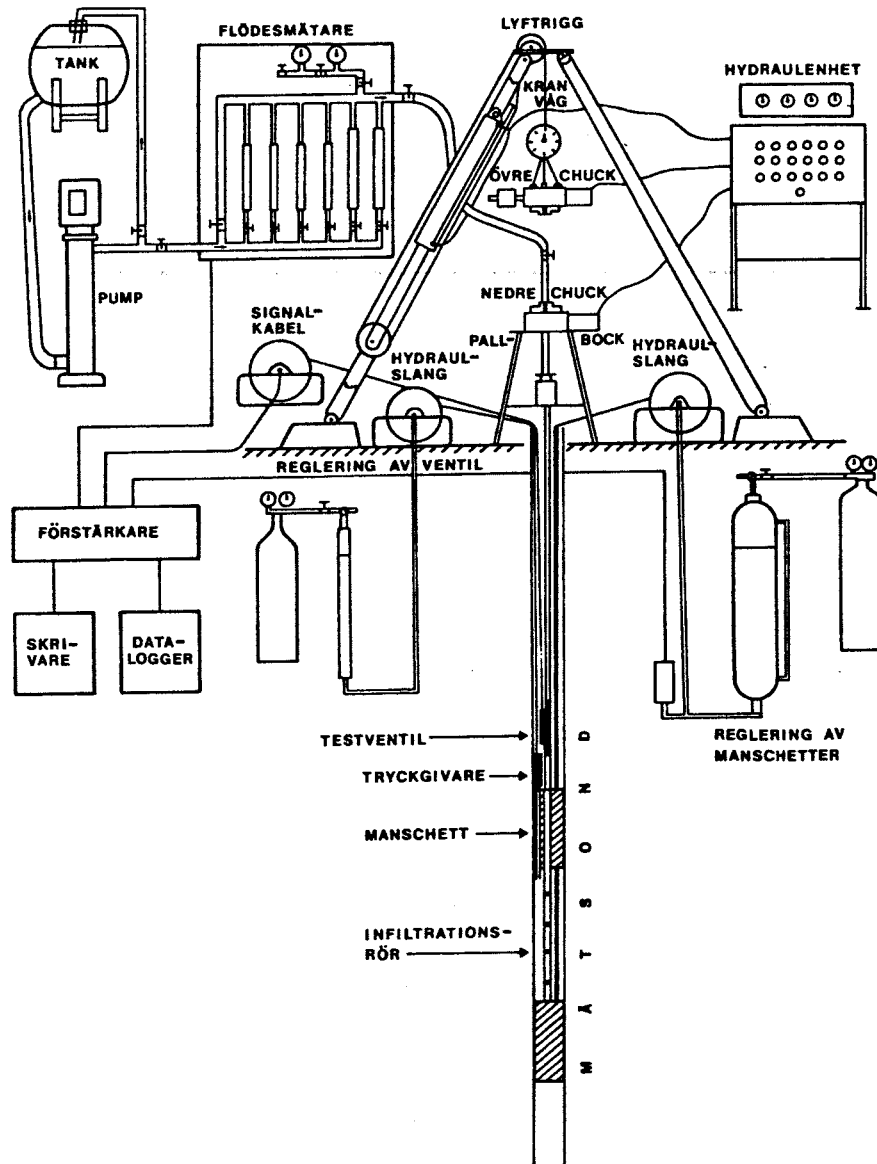
I detta kapitel jämförs data från de grunda bergbrunnarna i Älvkarleby kommun som finns i SGU:s brunnarkiv med resultaten från grunda brunnar och undersökningsborrhål som användes i förstudien i Tierps kommun av Follin m fl /1999/. Undersökningsborrhålen som gjorts på uppdrag av SKB ligger i Finnsjöområdet ca 30 km sydöst om Älvkarleby kommun i östra delen av Tierps kommun. Underlaget från Finnsjöområdet ger kunskap om berggrundens vattengenomsläpplighet och grundvattnets kemiska beskaffenhet på stora djup inom ett begränsat område medan uppgifterna från brunnarkivet är indikativa för de ytliga förhållandena inom ett större område. Målet för detta kapitel är att utreda dels om det föreligger skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika bergarter, dels om resultaten från de djupa undersökningarna från Finnsjöområdet kan kopplas till informationen från de grundare brunnarna i kommunen. Slutligen diskuteras skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner.

5.2 Hydraulisk konduktivitet i sprickigt berg

Det vanligaste sättet att beskriva vattengenomsläppligheten i jord och berg är att ange K-värdet (hydraulisk konduktivitet). K-värdet för urberg är beroende av förekomsten av vattengenomsläppliga sprickor, dvs sprickor som inte är isolerade eller täta utan står i kontakt med andra öppna sprickor. Sprickfrekvens och sprickgeometri har därför stor inverkan på K-värdet.

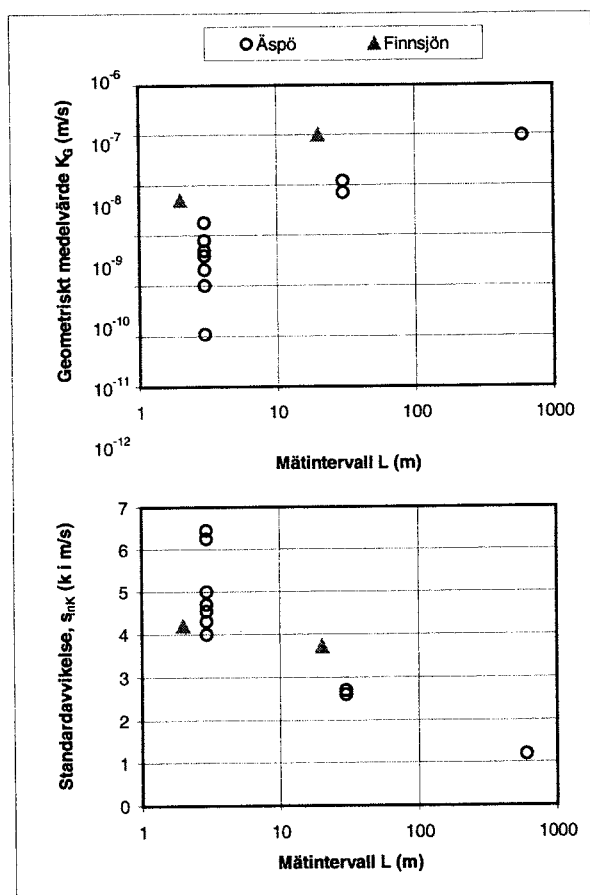
Sprickfrekvens mäts t ex i kärnborrhål och anges som antalet sprickor per längdmeter. Bergets vattengenomsläpplighet brukar också mätas i kärnborrhål. I figur 5-1 visas principen för K-värdesbestämning med dubbelmanschett i urberg. K-värdet uttrycks vanligtvis i sorten m/s alternativt m/år ($1 \text{ m/år} = 3,2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$).

En viktig egenskap hos urberg är att frekvensen av sprickor med hög vattengenomsläpplighet i regel är mycket liten jämfört med frekvensen av sprickor med ringa eller måttlig vattengenomsläpplighet. En annan viktig egenskap är att skillnaden i vattengenomsläpplighet mellan olika sprickor kan vara mycket stor (flera tiopotenser). Dessa två egenskaper påverkar vår bild av bergets vattengenomsläpplighet. Av erfarenhet vet vi att antalet mätningar med låga K-värden i ett borrhål beror av mätintervallets (manschettavståndets) längd. Mätintervallets längd påverkar följaktligen K-värdesstatistiken för borrhålet ifråga och vår bild av bergets vattengenomsläpplighet.



Figur 5-1 Principskiss för K-värdesbestämning i urberg med dubbelmanschett. Vatten från tankar på markytan pumpas in mellan manschetter i borrhålet under konstant tryck, s k vatteninjektionstest. Genom att mäta flödets variation med tiden kan K-värdet mellan manschetterna beräknas. Bilden visar en äldre typ av utrustning som bl a användes vid manschettmätningarna i Finnsjön /Timje, 1983/.

I figur 5-2 visas ett exempel på K-värdets beroende av mätintervallens längd. Värderna som är markerade med cirklar härrör från detaljerade mätningar i några kärnbrorhåll på Äspö i Oskarshamns kommun. Värderna som är markerade med trianglar representerar samtliga mätningar i de 11 kärnbrorhållen i Finnsjöområdet sammantaget (2307 mätningar med intervallet 2–3 m och 78 mätningar med intervallet 20 m). Diagrammen visar att även om de statistiska skillnaderna mellan olika borrhåll kan vara ganska stora (jmf Äspödata) ökar det geometriska medelvärdet av uppmätta K-värden med ökande längd på mätintervallet. För standardavvikelsen gäller det omvända förhållandet, den avtar med ökande längd på mätintervallet. Figur 5-2 säger således att skillnaderna i K-värde längs med ett borrhåll jämnas ut (homogeniseras) ju längre mätintervallet är. Följaktligen är det viktigt att tänka på mätintervallets längd om man skall kunna använda konduktivitetbegreppet för att noggrant karaktärisera vattengenomsläppligheten i sprickigt berg, dvs skilja på bergmassa och sprickzoner.



Figur 5-2 K-värdets beroende av mätintervallets längd. Den övre bilden visar det geometriska medelvärdet och den undre visar standardavvikelsen av många K-värdesbestämningar med olika långa mätintervall. Värderna som är markerade med cirklar härrör från detaljerade mätningar i några kärnbrorhåll på Äspö i Oskarshamns kommun /Follin m fl, 1998/. Värderna som är markerade med trianglar representerar samtliga mätningar i de 11 kärnbrorhållen i Finnsjöområdet sammantaget (2307 mätningar med intervallet 2–3 m och 78 mätningar med intervallet 20 m).

5.3 SKB:s undersökningar

Undersökningsmaterialet från SKB:s undersökningar i Finnsjön omfattar manschettmätningar i 11 kärnborrhål. Borrhålens djup varierar mellan 193-691 m. Totalt har 1 377 manschettmätningar utförts med 2 m längd, 830 st med 3 m längd, 12 st med 5 m längd, 12 st med 10 m längd och 78 st 20 m längd. Därtill kommer ett antal mellanhålsmätningar (interferenstester och spårämnesförsök) i enstaka sprickzoner. En sammanfattande beskrivning av data och resultat från olika studier finns redovisad av Ahlbom m fl /1992/.

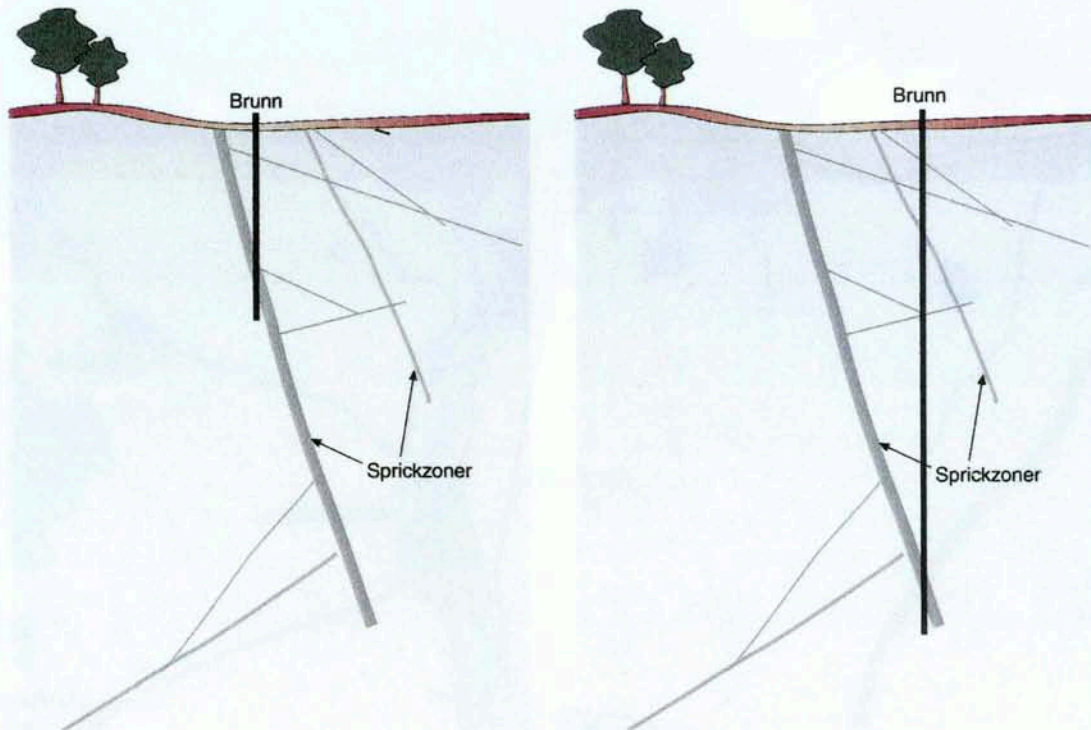
I denna studie har SKB:s manschettmätningar använts företrädesvis i syfte att bedöma vattengenomsläpplighetens storlek mot djupet samt skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner. De K-värden från Finnsjöområdet som behandlas i denna studie är hämtade från Ahlbom m fl /1992/. Värdena finns lagrade i SKB:s databas SICADA.

5.4 SGU:s brunnsarkiv

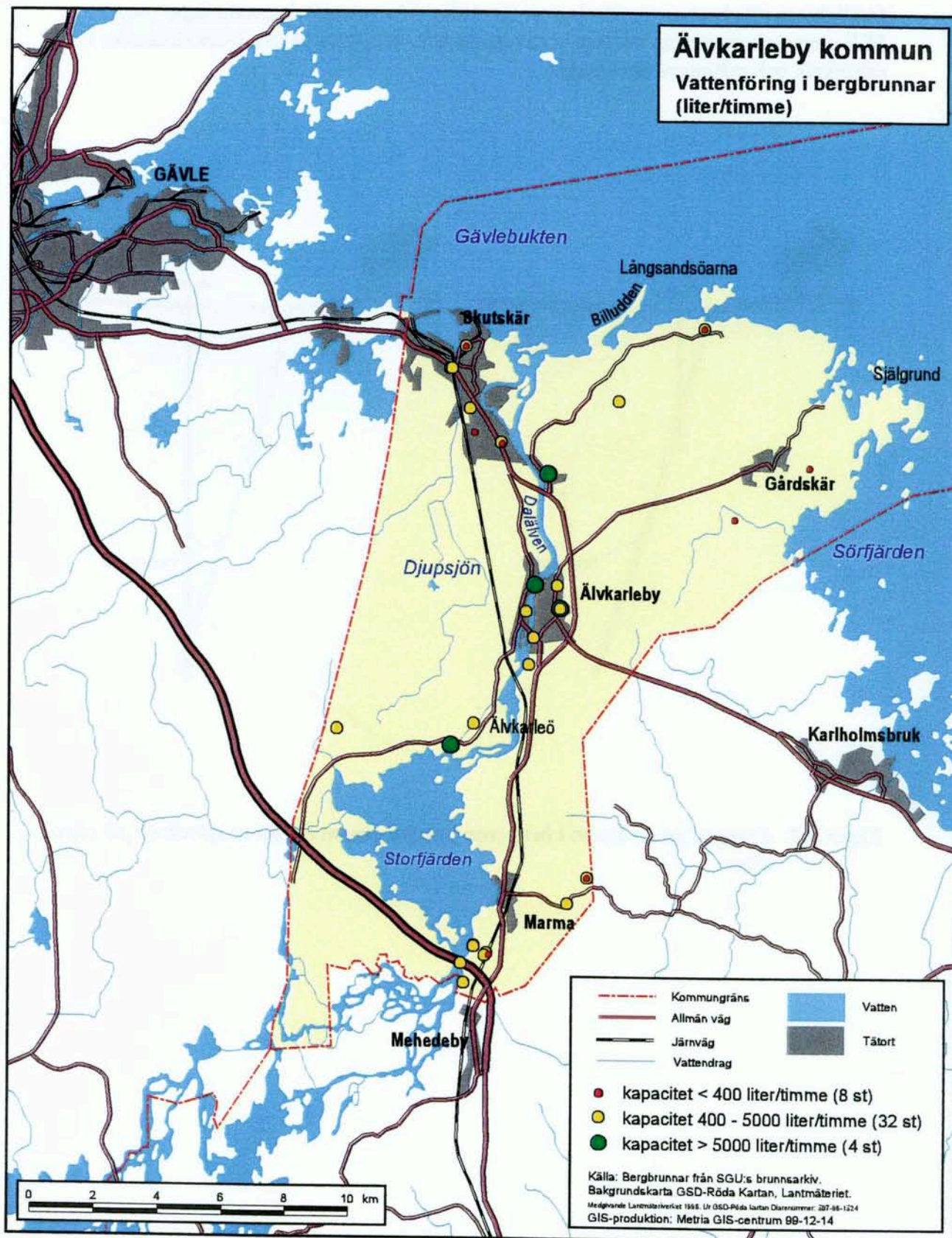
Brunnsarkivet är ett dokumentations- och informationsprojekt vid SGUs grundvattenenhet. Projektets huvudsakliga mål är att insamla, bearbeta och arkivera geologisk och hydrogeologisk information från brunnsborrningar och grundvattenundersökningar /SFS, 1975/ på ett sådant sätt att uppgifterna är tillgängliga och användbara för såväl enskilda som myndigheter. Uppgifterna i brunnsarkivet är inte framtagna med tanke på någon speciell tillämpning och det är viktigt att notera att materialet har begränsningar av olika slag. Som exempel kan nämnas att det sedan seklets början har förekommit många olika metoder för att borra brunnar, pumpa och mäta vattenföring och avsänkning. Vidare har brunnarna i de flesta fall borrats för att tillgodose vattenbehovet hos enskilda hushåll, vilket innebär att informationen i många fall är betingad – man har borrat tills man fått tillräckligt med vatten. Ofta bestäms läget där en brunn skall borraras utifrån möjligheten att träffa på vattenförande sprickzoner i berget. De sprickzoner som är lättast att lokalisera med geofysiska instrument är de som är vertikala eller nästan vertikala. Beroende på hur nära en sådan sprickzon en brunn borraras kan vatten påträffas på olika djup, se exempel i figur 5-3. Av bortechniska skäl är en bergbrunn sällan djupare än ca 120 m. För- och nackdelar med att använda uppgifter från brunnsarkivet för att beräkna K-värden diskuteras bl a av Wladis m fl /1997/, Berggren /1998/ och Rodhe och Eriksson /1998/. Trots dessa begränsningar är materialet hydrogeologiskt intressant och allmänt anses att det kan användas för att *översiktligt* jämföra vattengenomsläpplighet hos olika bergartskategorier i berggrundens övre del.

I denna studie har en utvärdering gjorts av K-värden baserade på vattenföringsmätningar från bergborrade vattenförsörjningsbrunnar inom Älvkarleby kommun. Totalt har data från 44 brunnar med ett djup större än tio meter i berg analyserats, se figur 1-1 och figur 5-4. Brunnarna är borrarade under perioden 1918-1997 och är i medeltal borrarade till ca 75 m djup samt testade med konventionell brunnsborrningsteknik. De grundaste bergbrunnarna har tagits bort i analysen därför att vattnet i dessa ofta kommer från jordlagren närmast brunnen och inte från berggrunden. Underlaget bedöms vara på gränsen för en tillförlitlig statistisk analys av relativa skillnader i K-värde mellan olika bergarter.

Möjligheten till absoluta jämförelser av K-värden från vattenföringsmätningar med SKB:s manschettmätning bedöms som begränsade, beroende på bl a stora skillnader i mätteknik och mätintervallets längd.



Figur 5-3 Exempel på en brunn i berg som borrats genom en större sprickzon på olika djup.



Figur 5-4 Bergbrunnar i Älvkarleby kommun med känd vattenföring (44 st) enligt SGU:s brunnarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med. Brunnarna är indelade i tre klasser med avseende på deras vattenföring (kapacitet). Kapacitetsgränserna är definierade som ± 1 standardavvikelse kring medianvärdet 1 800 L/h.

5.5 Definition av K-värde från brunnldata

Vattenföring i bergbrunnar anges vanligen som flöde (liter per timme). I hydrogeologiska sammanhang används ofta begreppet specifik kapacitet. Den specifika kapaciteten beräknas genom att dividera uppmätt vattenföring, Q , med uppmätt avsänkning, s . Specifik kapacitet, Q/s , anges vanligen i sorten liter per timme och meter avsänkning (L/h)/m (alternativt kubikmeter vatten per sekund och meter avsänkning, $(m^3/s)/m$).

En brunn som är borrarad i berg med hög vattengenomsläpplighet har i regel en hög specifik kapacitet och vice versa. Sambandet är dessvärre inte entydigt. Mängden vatten som kan rinna fram till en bergbrunn beror nämligen inte bara på bergets vattengenomsläpplighet utan även på brunnens djup. Om vattengenomsläppligheten per bormeter i berget antas vara konstant, så producerar en djup brunn mer vatten än en grund brunn vid jämförbar avsänkning. Den högre vattenföringen medför i detta exempel en högre specifik kapacitet för den djupare brunnen eftersom avsänkningen är densamma. Slutsatsen blir att vid beräkning av bergets medel-K-värde från brunnldata måste man ta hänsyn till brunnsdjupet. I denna studie används sambandet i Ekvation 5-1 för att beräkna medel-K-värdet för de analyserade bergbrunnarna.

$$K = (Q/s) / L \quad (5-1)$$

Där

K = Vattengenomsläpplighet (medel-K-värde), (m/s)

L = Borrarad längd i berg (beräknas som total borrarlängd – jorddjup), (m)

Q = Vattenföring vid mättillfället, (m^3/s)

s = Avsänkning vid mättillfället (sätts vanligen lika med L), (m)

För fullständighetens skull skall sägas att det finns fler faktorer som kan påverka den specifika kapaciteten. Som exempel kan nämnas mätningens varaktighet, håldiametern och brunnens "kondition". För syftet med denna studie antas inverkan av andra faktorer än brunnsdjupet vara av underordnad betydelse i ett statistiskt perspektiv. Ett speciellt problem i sammanhanget är dock att det vanligtvis saknas värden på avsänkningen, s , för flertalet av bergbrunnarna i SGU:s brunnarkiv /Berggren, 1998/. Wladis m fl /1997/ anger att man som en god approximation kan anta att avsänkningen är lika med den borrarade längden i berg. I denna studie har detta antagande använts för 91% av brunnarna. Antagandet innebär vidare att medel-K-värdet enligt Ekvation 5-1 blir omvänt proportionellt mot den borrarade längden i berg i kvadrat.

De analyserade bergbrunnarna har indelats i bergartskategorier av SGU enligt tabell 2-1. Syftet är att få en uppfattning om det föreligger skillnader i medel-K-värde mellan olika bergarter. Då antalet brunnar i Älvkarleby kommun är litet har dessa jämförts med brunnar i samma bergarter i Tierps kommun. Vidare har bergbrunnarnas medel-K-värden enligt Ekvation 5-1 översiktligt jämförts med underlaget från SKB:s undersökningar av djupa borrhål i Finnsjön. Syftet är dels att få en uppfattning om ett djupberoende föreligger, dels att bedöma om det finns skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner.

5.6 Analys av data

Det statistiska underlaget från SGU:s brunnsarkiv (44 st brunnar) återges i figur 5-5 och 5-6. Figur 5-5 är ett histogram för borrlängden i berg medan figur 5-6 är ett histogram för brunnarnas vattenföring (kapacitet). Aktuellt medianvärde på borrlängden i berg i Älvkarleby kommun (67,5 m) överensstämmer väl med brunnsarkivets riksmedianvärde (70 m) medan aktuellt medianvärde på brunnskapaciteten (1 800 L/h) är nästan tre gånger så högt som motsvarande riksmedianvärde (660 L/h) i brunnsarkivet /Berggren, 1998/.

I figur 5-7 visas ett diagram där brunnskapaciteten i Älvkarleby och Tierps kommuner är plottad mot totala brunnsdjupet. Diagrammet visar att spridningen i vattenföring är stor (jmf figur 5-6) oavsett brunnsdjup. Detta kan förklaras av att lokala skillnader är allmänt förekommande eller av att brunnar har påträffat vattenförande sprickzoner på olika djup (jmf figur 5-3). I urberg beror tillgången på grundvatten av sprickigheten och framför allt av förekomsten av vattenförande sprickzoner. Den stora variationen i brunnsdjup kan bäst förstås av att informationen i många fall är betingad. Som exempel på faktorer som påverkar underlagets användbarhet kan nämnas:

- man har fått tillräckligt med vatten (ingen anledning att borra djupare),
- man vill undvika salt grundvatten (vanligare på djupet och nära kusten),
- tekniska begränsningar (största borrdjup är ofta mindre än 120 m), och
- torra brunnar och brunnar med låg kapacitet inrapporteras sällan till brunnsarkivet.

Det något högre medianvärdet på brunnskapaciteten i Älvkarleby kommun jämfört med riksmedianvärdet i brunnsarkivet beror således på de lokala förhållandena, dvs om borrhålet går genom en vattenförande sprickzon eller ej, samt det fåtal brunnar som förekommer inom kommunen.

SKB har i sin översiktsstudie /SKB, 1995a/ beräknat närmevärden på den specifika kapaciteten för olika delar av Sverige genom att anta att avsänkningen är lika med borrlängden i berg /jmf Wladis m fl, 1997/. Den på så sätt beräknade specifika kapaciteten (Q/s) ger, för regionen där Älvkarleby kommun ingår, värden som ligger i kvar-tilen närmast över riksmedianvärdet för samtliga bergbrunnar i SGU:s brunnsarkiv.

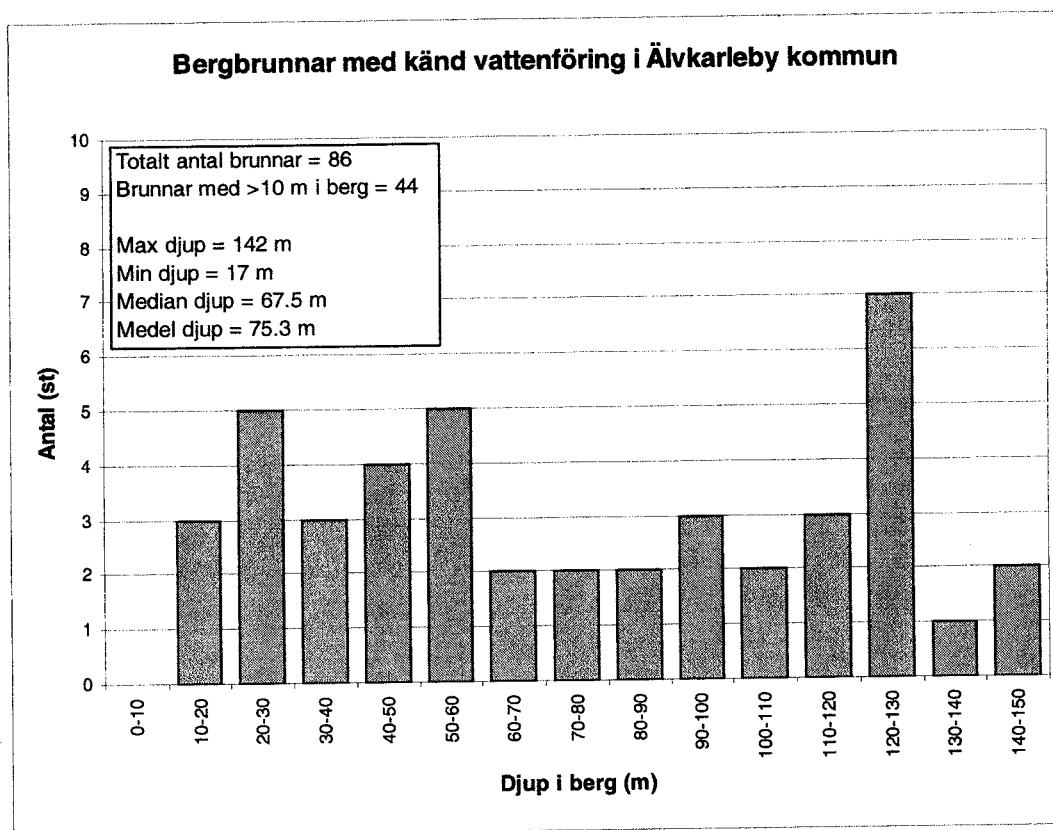
I en nationell jämförelse indikerar ovan omnämnda genomsnittsvärden för Älvkarleby kommun inget som kan anses vara onormalt för svenskt urberg.

I figur 5-8 har brunnskapaciteten räknats om till medel-K-värden uttryckt i sorten m/s med hjälp av Ekvation 5-1. De olika markeringarna representerar olika bergartskategorier (se tabell 2-1). Diagrammet i figur 5-8 visar att variationen inom en och samma bergartskategori är stor och att antalet värden avtar under ca 60 m representativt borrdjup³. Det senare kan delvis förklaras med att det maximala borrdjupet hos de flesta bormaskiner på marknaden är ca 120 m.

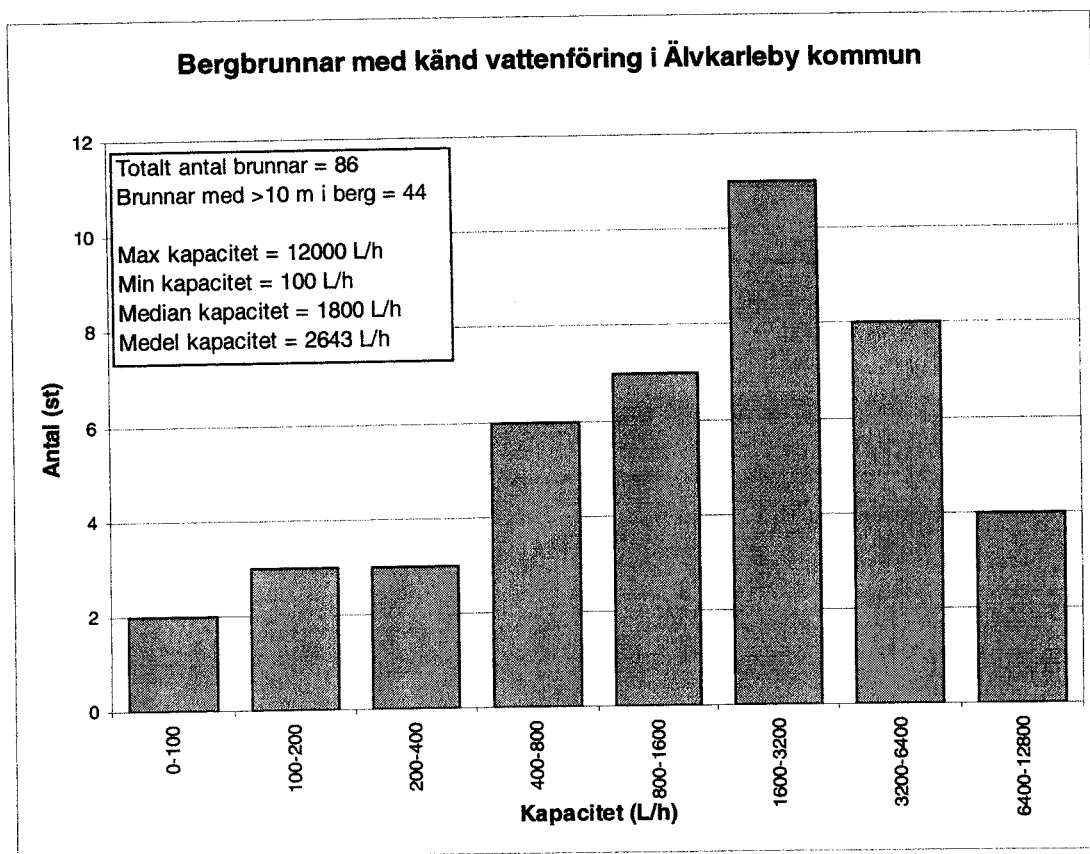
³ Med representativt borrdjup menas i denna studie att medel-K-värdet är plottat mot halva borrdjupet i berg.

Figur 5-8 visar att variationen i medel-K-värde inom en bergart är större än skillnaderna mellan olika bergartskategorier, ett förhållande som har framhållits även i tidigare förstudier /Axelsson och Ekstav, 1995; Follin m fl, 1996a,b; Follin m fl, 1998/. Att spridningen inom en och samma bergart är stor skall tolkas som att vattengenomsläppligheten varierar mycket mellan olika platser och beror på förekomsten av sprickzoner. Vad gäller maximi- och minimivärden är antalet brunnar i olika bergarter för litet för att man med ledning av brunnsarkivets uppgifter skall kunna uttala några tillförlitliga slutsatser.

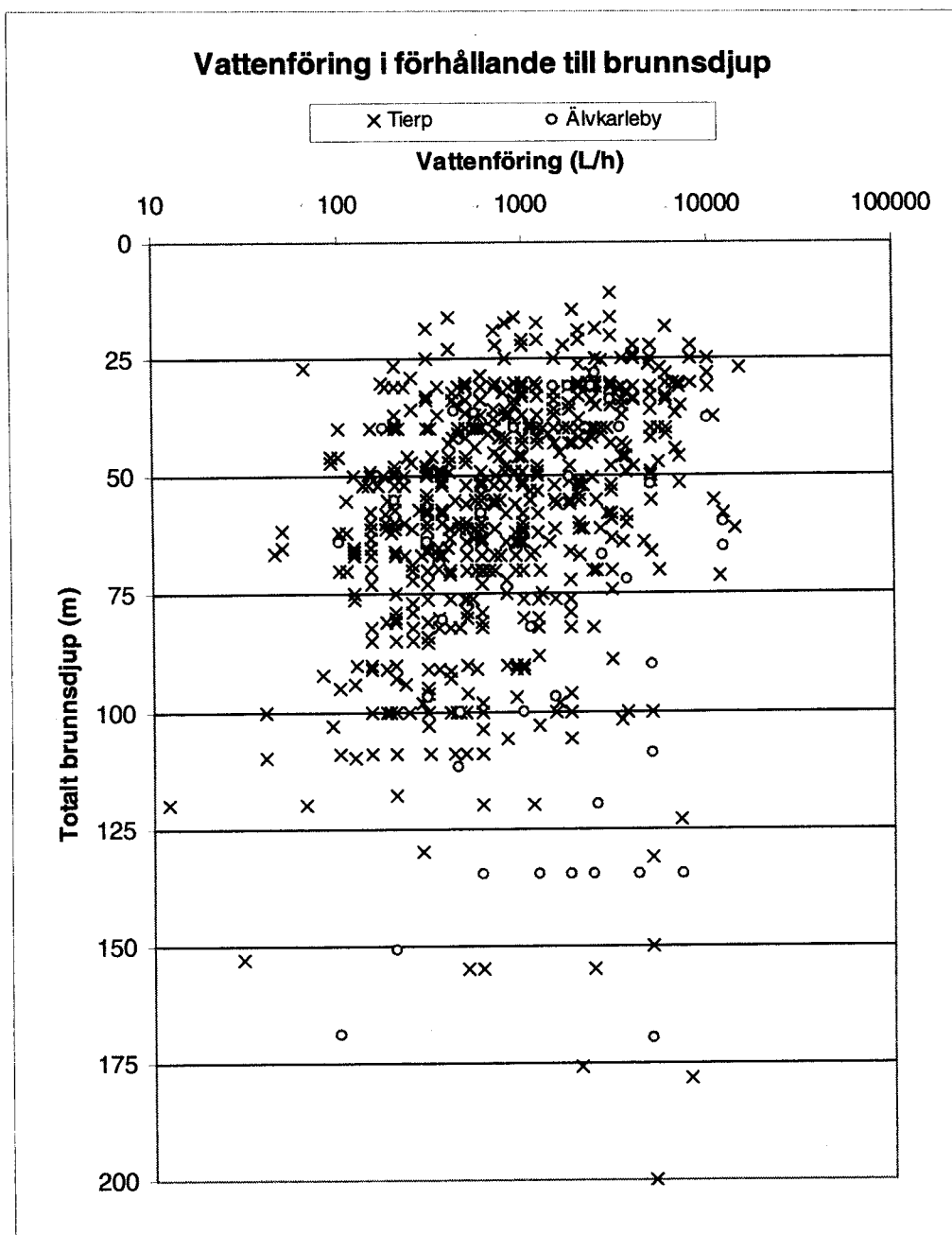
När vattengenomsläppligheten från brunnar i Älvkarleby kommun jämförs med brunnar i Tierps kommun visar det sig att spridningen är ungefär lika stor för olika bergarter, se figur 5-9. Denna större datamängd uppvisar dock en tendens att unga och äldre graniter ofta förekommer bland maximivärdena medan sura metavulkaniter ofta syns bland minimivärdena. Man bör dock notera att variationsvidden är stor även för dessa två bergartskategorier varför figur 5-8 och figur 5-9 inte kan användas för generella slutsatser om bergartsförhållandena på en enskild plats.



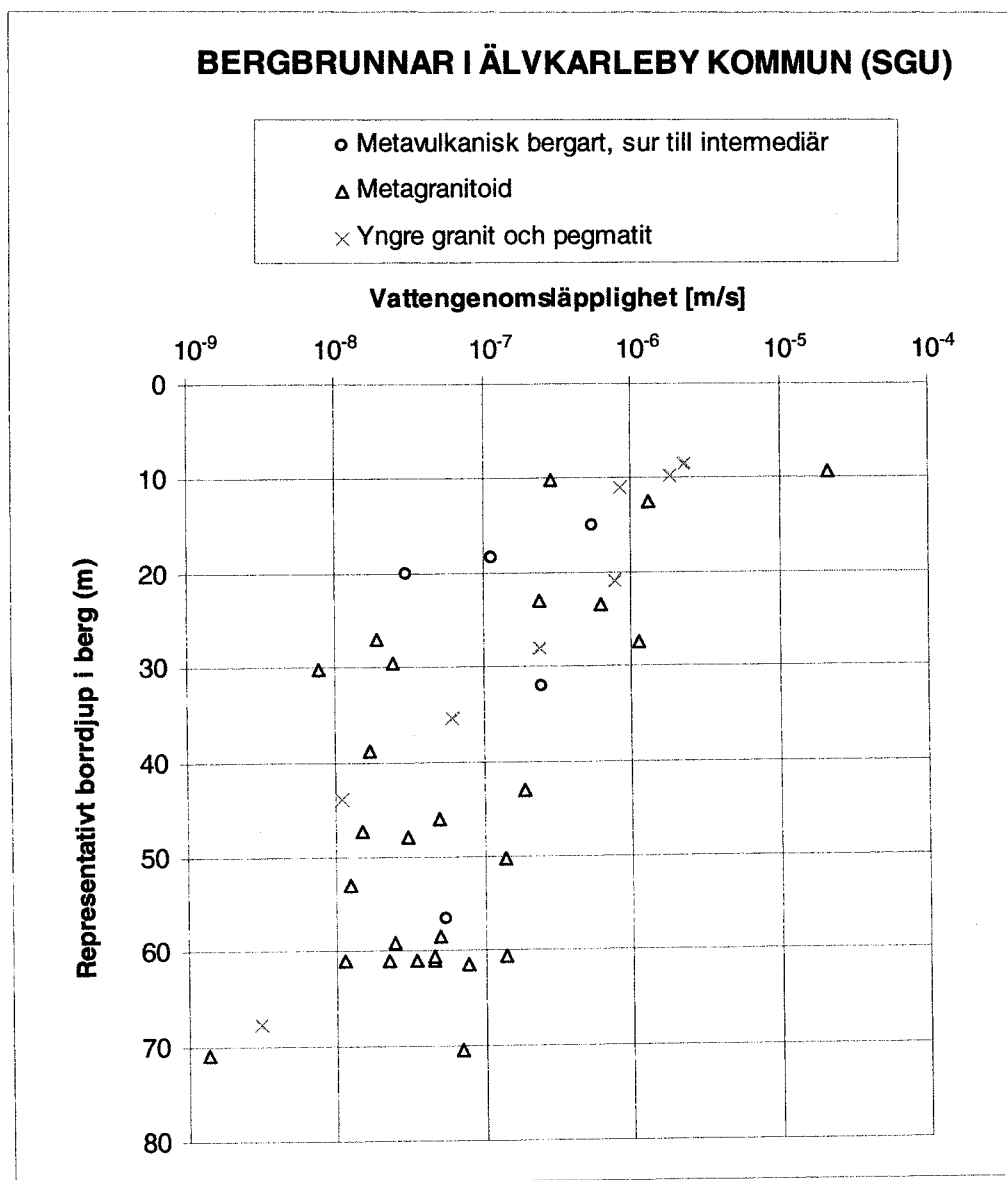
Figur 5-5 Histogram över borrlängd i berg för 44 bergbrunnar i Älvkarleby kommun enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.



Figur 5-6 Histogram över vattenföringsdata från 44 bergbrunnar i Älvkarleby kommun enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.



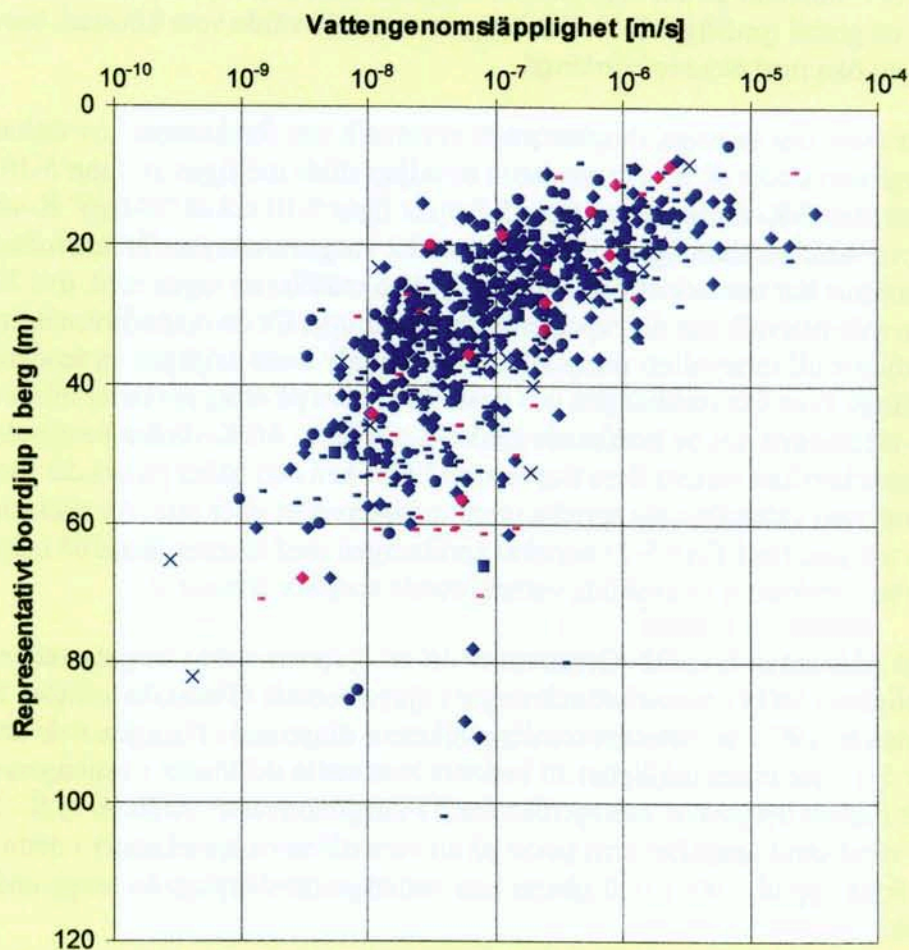
Figur 5-7 Vattenföringsdata och totalt brunnsdjup för 44 bergbrunnar inom Älvkarleby kommun (ringar) samt för 634 bergbrunnar inom Tierps kommun (kryss) enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.



Figur 5-8 Medel-K-värden för brunnar i olika bergarter som funktion av representativt borrhjup. Medel-K-värdena har beräknats enligt Ekvation 5-1 utifrån uppgifter om 44 bergbrunnar inom Älvkarleby kommun arkiverade i SGU:s brunnsarkiv.

BERGBRUNNAR I ÄLVKARLEBY OCH TIERPS KOMMUN (SGU)

- Sur till intermediär metavulkanisk bergart, (Tierp)
- Metasedimentär bergart, (Tierp)
- × Metagabbro, (Tierp)
- Metagranitoid, (Tierp)
- ◆ Yngre granit och pegmatit, (Tierp)
- Metavulkanisk bergart, sur till intermediär, (Älvkarleby)
- Metagranitoid, (Älvkarleby)
- ◆ Yngre granit och pegmatit, (Älvkarleby)



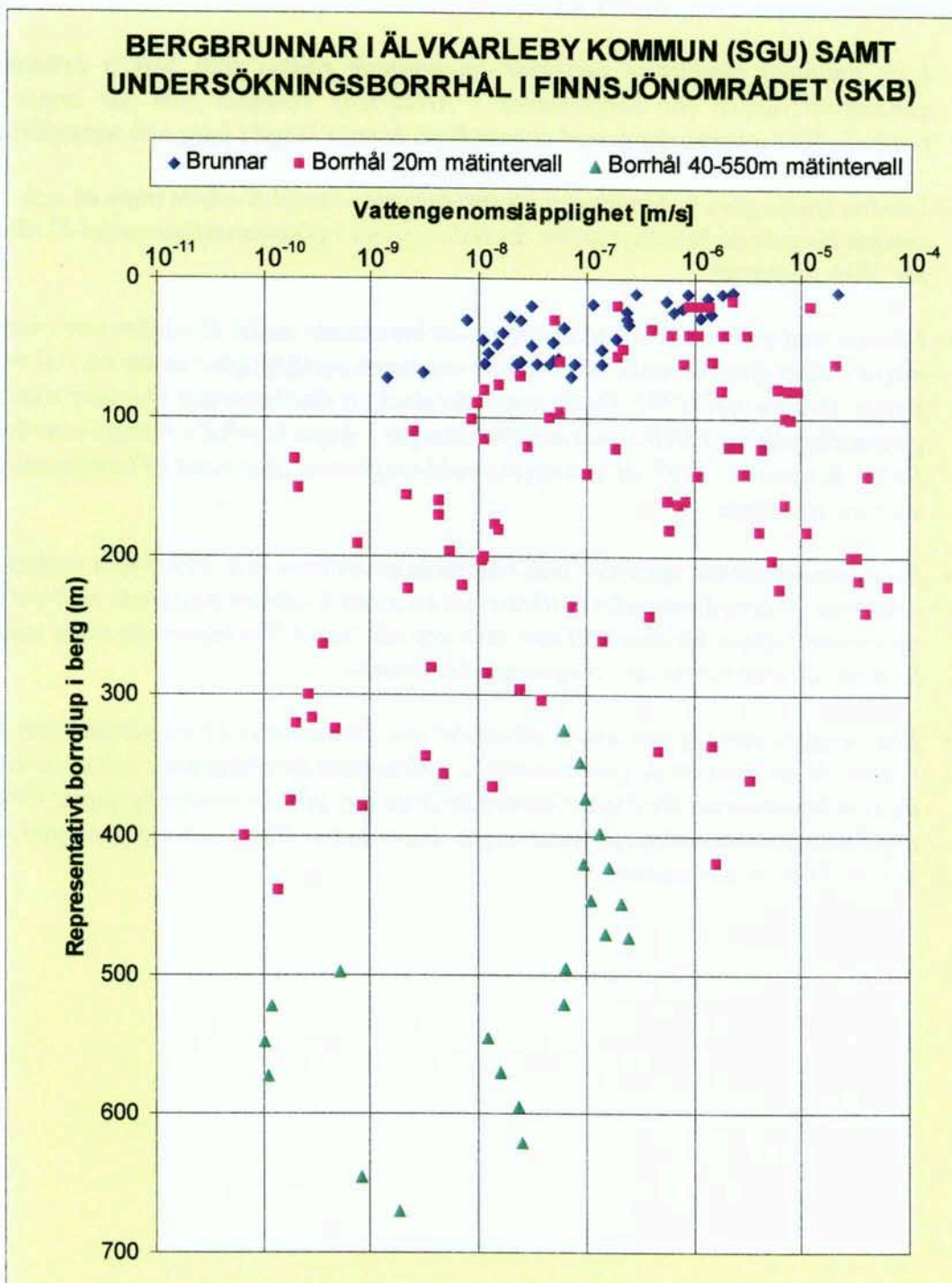
Figur 5-9 Jämförelse av medel-K-värden för brunnar i olika bergarter som funktion av representativt borrhjup i Älvkarleby och Tierps kommuner. Medel-K-värdena har beräknats enligt ekvation 5-1 utifrån uppgifter om bergbrunnar inom Älvkarlebys (44 st) och Tierps (634 st) kommuner arkiverade i SGU:s brunnarkiv.

Figur 5-8 indikerar vidare att medel-K-värden plottade som punktvärden avtar med djupet särskilt ned till ca 40 m representativt borrhjup (80 m totaldjup). Om man jämför figur 5-8 med figur 5-7 och figur 5-3 finner man dock att djupavtagandet i figur 5-8 förmodligen till stor del är skenbart. Som påpekats tidigare ger Ekvation 5-1 tillsammans med antagandet om att avsänkningens är lika med borrhjuplängden i berg /jmf Wladis m fl, 1997/ att medel-K-värdet per definition är omvänt proportionellt mot kvadraten på borrhjuplängden i berg. Eftersom djupberoendet i det betingade dataunderlaget i figur 5-7 är ringa /Berggren, 1998/ kan man följaktligen förvänta sig ett utseende liknande det i figur 5-8. Å andra sidan kan man ju tycka att förekomsten av grundvatten kanske trots allt är störst i den övre delen av berggrunden, eftersom man inte tycks få mer vatten bara för att man borrar djupare, något som också bör avspeglas i det aktuella medel-K-värdet. Figur 5-7 indikerar på sin höjd att man möjligtvis får lika mycket vatten i en djup brunn som i en grund (jmf figur 5-3). Om bergets medel-K-värde vore konstant borde vattenföringen öka med ökande borrhjuplängd.

Att ett visst, om än ringa, djupberoende eventuellt kan förekomma hos vattengenomsläppligheten under 60 m representativt borrhjup stöds möjligen av figur 5-10. Förutom samma medel-K-värden som i figur 5-8 visar figur 5-10 också "riktiga" K-värden från SKB:s manschettmätningar i Finnsjöområdet i någorlunda jämförbara mätintervall. I diagrammet har manschettmätningar i två olika mätklasser tagits med, dvs 20 m och 40-550 m mätintervall, där det representativa borrhjupet för en manschettmätning är lika med djupet till intervallets mittpunkt. Som framgår finns möjligen en tendens till djupavtagande även om spridningen hos dessa K-värden på olika nivåer är minst lika stor som spridningen hos de beräknade medel-K-värdena. Att K-värden bestämda med dubbelmanschett kan variera flera tiopotenser beror helt och hållet på om det förekommer en dominant vattenförande spricka inom mätintervallet eller inte. Av skäl som diskuterats tidigare (jmf figur 5-2) minskar spridningen med ökande längd på mätintervallet, eftersom effekterna av enskilda vattenförande sprickor jämnas ut.

Enligt Ahlbom m fl /1992/ förekommer det ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa borrhål i Finnsjöområdet. Enligt Bengtsson /1997/ är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjön svår att klarlägga. Figur 5-10 ger ingen möjlighet att bedöma eventuella skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner i Finnsjöområdet. Ahlbom m fl, /1992/ redovisar emellertid uppgifter som pekar på att vattenförande sprickzoner i detta område kan vara ända upp till 100–1 000 gånger mer vattengenomsläppliga än omgivande bergmassa.

Om de tektoniska processerna bakom berggrundens spricksystem är jämförbara med de i den närliggande Tierps kommun, är det realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenskaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora, delområden av Älvkarleby kommun. Man bör dock ha i minne att de lokala variationerna (och olikheterna) blir allt större ju mindre område som beaktas. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver därför detaljerade uppgifter mot djupet för platsen ifråga, något som kan erhållas först efter omfattande borrhjupsundersökningar.



Figur 5-10 K-värden på olika mätdjup för brunnar i Älvkarleby kommun och borrhål i Finnsjönområdet. K-värden för brunnar har beräknats enligt avsnitt 5.5. K-värden för Finnsjönområdet har beräknats utifrån manschettmätningar i kärnborrhål på olika nivåer och finns lagrade i SKB:s databas SICADA. Tre mätningar med 20 m mätintervall har vattengenomsläppligheter under mätgränsen $1 \cdot 10^{-11}$ m/s och visas ej. Med representativt borrhåldjup för en manschettmätning menas i detta diagram djupet till mätintervallets mittpunkt.

Sammanfattningsvis konstateras att:

- *I en nationell jämförelse indikerar analyserade rådata från SGU:s brunnsarkiv genomsnittsvärden för bergbrunnar i Älvkarleby kommun som får anses vara normala för svenskt urberg med avseende på borrhålslängd i berg och vattenföring.*
- *I denna studie görs bedömningen att spridningen i medel-K-värde inom en och samma bergart är betydligt större än skillnaderna i genomsnittliga medel-K-värden för olika bergarter.*
- *I denna studie görs också bedömningen att beräknade medel-K-värden inte tyder på något tydligt djupberoende hos bergets vattengenomsläpplighet under ca 100 m djup. Enligt Ahlbom m fl /1992/ förekommer det dock ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa borrhål i Finnsjöområdet. Enligt Bengtsson /1997/ är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjöområdet svår att klarlägga.*
- *De sammanfattande uppgifter som redovisas av Ahlbom m fl /1992/ från undersökningarna i Finnsjöområdet indikerar att enskilda K-värden bestämda med dubbelmanschett i djupa kärnborrhål kan vara upp till 100–1 000 högre i de stora vattenförande sprickzonerna än i omgivande bergmassa.*
- *Där berggrundens spricksystem liknar det som förekommer i Finnsjöområdet är det realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenskaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora och geologiskt lika, delområden av kommunen.*

6 Grundvattnets kemi

6.1 Inledning

Grundvattnets kemiska sammansättning kan ha stor betydelse för lokaliseringsförutsättningarna för ett djupförvar. Då det inte finns några vattenprov från bergbrunnar i Älvkarleby kommun har resultaten från förstudien i grannkommunen Tierp /Follin m fl, 1999/ sammanfattats. Detta är möjligt eftersom geologin i Älvkarleby kommun liknar den i Tierps kommun. Sammanställningen och analysen av befintliga data för Tierps kommun har fokuserats på om det föreligger avvikelser i halter från vad som anses vara normal grundvattenkemi i urberg /jmf SKB, 1992/. De analyserade mätvärdena härrör från vattenprov tagna i bergbrunnar och undersökningsborrhål i Tierps kommun. Den geografiska spridningen hos borrhålen är begränsad men dessa har i gengäld ett större djup (100-700 m) än bergbrunnarna (10-120 m). Resultat och samband som redovisas ska därför endast ses som indikativa för förhållandena mot djupet i Älvkarleby kommun.

6.2 Underlag

Det underlag som funnits tillgängligt för denna utredning är följande:

- Vattenkemidata från SGU:s brunnsarkiv.
- Vattenkemidata från SKB gällande Finnsjöområdet.
- Vattenkemidata från kommunala vattentäkter.
- Gröna kartan över området kring Älvkarleby och Tierp, Lantmäteriet.
- Berggrundskarta över Uppsala län, SGU.
- Jordartskartor över Älvkarleby kommun samt Tierps kommun, SGU.
- Hydrogeologiska kartan över Uppsala län, SGU.

I SGU:s brunnsarkiv saknas vattenkemidata från bergborrade brunnar i Älvkarleby kommun. Vattenkemidata finns endast från fyra jordbrunnar. SGU:s brunnsarkiv omfattar dock vattenkemidata från 41 bergborrade brunnar i Tierps kommun, vilka har ett djup större än 10 meter i berg. Genom att sortera bort de grundaste brunnarna undviks problemet med att vattnet i grunda brunnar ofta kommer från jordlagren närmast brunnen och inte från berggrunden. Den geografiska spridningen är inte helt tillfredsställande och antalet bedöms vara på gränsen för en tillförlitlig statistisk analys.

Underlaget från SKB:s undersökningar i Finnsjöområdet omfattar data från 8 olika borrhål. Finnsjöområdet ligger i den östra delen av Tierps kommun, ca 30 km sydöst om Älvkarleby kommun.

6.3 Processer som påverkar grundvattnets sammansättning

Grundvattnets kemiska sammansättning bestäms i huvudsak av följande fem processer:

1. Förhållanden vid passagen av jordmånszonen.
2. Ytreaktioner, jonbyte och sorption.
3. Upplösning och utfällning av mineral i sprickor och omgivande berg.
4. Bakteriell aktivitet, t ex sulfat- och järnreducerande bakterier.
5. Blandning av vatten med olika ursprung, t ex salt och sött vatten.

Passagen genom jordmånszonen har betydelse för grundvattnets "slutsammansättning". Markförhållandena påverkar kolsyra-bikarbonatsystemet och bestämmer vattnets pH . Vid en snabb passage genom markzonen, t ex i fallet tunna jordar på hällmark, sker kolsyravittringen i stor utsträckning djupare ned i berget. Detta ger en relativt låg alkalinitet och ett högt pH . Det höga pH -värdet beror på att vittringen (neutraliseringen) av vattnet sker nere i berggrunden där inget kolsyra kan fyllas på. I mäktiga jordar sker en stor del av vittringen i själva markzonen med påfyllning av koldioxid (kolsyra) från markprocesserna vilket ger en hög alkalinitet och ett neutralt pH . Dessa kan betecknas som slutna respektive öppna system med på tillförsel av koldioxid till grundvattnet /Stumm och Morgan, 1996/.

Jonbyte förekommer om vattnets sammansättning gradvis ändras. Då ett sött och ett salt vatten blandas eller byter plats sker jonbyte på laddade platser på mineral. I det svenska urberget har detta skett då vattnet under högsta kustlinjen förändrats från sött till salt och åter från salt till sött under de olika postglaciala skedena. Ett salt, natriumkloridrikt havsvatten resulterar i att negativt laddade jonbytande platser (jonbyteslägen) på mineral i jord och sprickor i berget blir belagda med natriumjoner. När en sötvattenperiod inträder, och ett för denna typiskt kalciumrikt vatten från markzonen tränger ned genom berget, byts kalcium i vattnet mot natrium från jonbyteslägena. Det betyder att berget fungerar som ett naturligt avhärtningsfilter och vattnet blir rikt på natriumbikarbonat och får en sammansättning av Ramlösatyp /Jacks m fl, 1981/.

Ett sött vatten domineras av kalcium och bikarbonat beroende på att kolsyran orsakar vittring av mineral och att de mineral som innehåller kalcium är de mest lösliga. Även magnesiuminnehållande mineral är relativt lösliga medan natrium- och kaliumsilikater i stort sett är mera svårslösliga. Om det sker blandning eller inbrytning av salt vatten, havsvatten, tillförs främst natrium och klorid men även en hel del magnesium och sulfat. Djupt nere i berggrunden har extremt salt vatten av okänt ursprung hittats. Detta vatten karaktäriseras av höga kalcium- och kloridhalter /Stumm och Morgan, 1996/.

Upplösning och utfällning kan ske i bergets spricksystem. Upplösning sker när ett mjukt vatten från de lösa jordarterna tränger ner i spricksystemen och möter gamla utfällningar av kalciumkarbonat från tidigare geologiska perioder. Vid blandning av två grundvatten kan utfällning av kalciumkarbonat ske, t ex då ett extremt hårt och kalciumrikt grundvatten på stort djup blandas med ett ovanifrån kommande bikarbonatrikt vatten. Upplösning av järnhydroxider sker vid redoxövergångar, dvs där förhållandena ändras från syrerika till syrefria. Utfällning av järnhydroxider sker om ett järnhaltigt vatten blandas med ett syrerikt.

Bakteriell aktivitet i vattnets väg finns naturligtvis i hög grad i markzonen. Vattenmätade organiska jordar ger ofta ett syrefritt vatten med låga redox-potentialer (se nedan). Vid oxidation av organiskt material utnyttjas först det lösta syret som oxidationsmedel (elektronacceptor). Därefter kan nitrat fungera som oxidationsmedel följt av manganoxider (med Mn^{4+}) och järnhydroxider (med Fe^{3+}). I de senare fallen omvandlas Mn^{4+} till Mn^{2+} och Fe^{3+} till Fe^{2+} . Mn^{2+} och Fe^{2+} är relativt lösliga i vatten och det är vanligt med höga halter av både mangan och järn i syrefria grundvatten. Slutligen kan sulfat-reducerande bakterier oxidera organiskt material under bildning av svavelväte.

Blandning av vatten med olika ursprung sker i stor utsträckning i berget där spricksystem med olika tryckförhållanden möts. En sådan blandning ger proportionella förändringar i lösliga komponenter som t ex kloridhalt men leder också till utfällning eller upplösning av sprickmineral.

6.4 Viktiga parametrar

Nedan diskuteras berggrundvattnets sammansättning utifrån ett antal parametrar, deras koppling till varandra samt deras beroende av djup och geografiska läge. Parametrarna har valts utifrån ursprungs-, stabilitets-, och korrosionsproblematik och beskrivs kortfattat nedan.

pH

Vattnets *pH*-värde är ett mått på dess vätejonkoncentration $\{H^+\}^4$. Skalan för *pH*-värdet går från 0 till 14, där 0 anger ett mycket surt vatten och 14 ett mycket basiskt. Naturliga vatten uppvisar oftast ett *pH*-värde mellan 7 och 9. *pH*-värdet står i förhållande till kolsyrasystemet. Ytliga grundvatten samt djupt tagna vattenprov i ytvattendrag är ofta övermättade med koldioxid som avgår om provet får ha kontakt med atmosfären. Provets *pH* kan då stiga /Bydén, 1990; 1992/. Djupa grundvatten däremot har i allmänhet låga koldioxidtryck då det mesta av koldioxiden reagerat med sprickmineral, främst kalciumkarbonat.

⁴ Plustecknet i $\{H^+\}$ anger att vätejonens oxidationstal är +1, dvs att en elektron fattas (katjon). Joner med negativa oxidationstal har överskott på elektroner (anjoner).

Alkalinitet

Alkalinitet är ett mått på vattnets förmåga att neutralisera syror, dvs dess förmåga att tåla tillskott av vätejoner utan att *pH*-värdet sänks. Alkalinitetens huvudsakliga komponent i naturliga vatten med ett *pH*-värde mellan 7 och 9, är HCO_3^- , vilket är den kemiska beteckningen på bikarbonat. Alkalinitet uttrycks vanligen i sorten $\text{mg HCO}_3^-/\text{L}$ (milligram bikarbonat per liter).

Ett grundvattens alkalinitet bestäms oftast i de översta tiotals metrarna närmast markytan. Faktorer som påverkar alkaliniteten är bl.a. markprocesser (biologisk aktivitet) och kalkinnehållet hos förekommande jord- och bergarter. En kalkrik jordart eller berggrund medför en hög alkalinitet genom att en stor del av den tillförda koldioxiden reagerar med markens kalkinnehåll, vilket i sin tur innebär att mer koldioxid kan lösas i vattnet (jämför ovan med beskrivningen av det "öppna systemet"). Det är framförallt en kalkrik jord som ger hög alkalinitet. Kalk i berget löses endast upp i relation till tillgänglig kolsyra och till mättnad med avseende på kalciumkarbonat. I de flesta fall uppvisar grundvatten en alkalinitet mellan 40–200 mg/L . För att minimera korrosionen av koppar är det önskvärt att alkaliniteten är högre än 60 $\text{mg HCO}_3^-/\text{L}$ /NV,1999/.

Sulfat

Den kemiska beteckningen för sulfatjoner är SO_4^{2-} och mängden sulfatjoner i ett vattenprov uttrycks i sorten $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. Sulfatjoner i grundvatten kan ha olika ursprung. De kan tillföras grundvattnet via atmosfären, de kan härstamma från relict eller inträngande havsvatten och de kan också komma från oxidativ vittring av sulfidhaltiga mineral eller upplösning av sulfatmineral. Sulfat kan också försvinna ur vattnet genom sulfatreduktion. Detta innebär att anaeroba bakterier, samtidigt som de bryter ner organisk substans, omvandlar sulfat till svavelväte. Svavelvätelukt hos vatten från bergborrade brunnar är inte ovanligt.

Sulfathalten i ett grundvatten varierar vanligen mellan 2–150 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. Halter över 100 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ betraktas ur teknisk synpunkt som anmärkningsvärda. Halter överstigande 200 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ medför att vattnet betraktas som med tvekan tjänligt som dricksvatten. Sulfathalten i Östersjön är ca 500 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ och i Nordsjön ca 2 700 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. I Älvkarleby kommun är den atmosfäriskt deponerade mängden sulfat ca 7,2 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ /NV, 1999/. På ostkusten är depositionen till en tät granskog av svavel ungefär dubbelt så stor som depositionen på öppet fält /Gun Lövblad, IVL, opublicerade data/.

Klorid

Den kemiska beteckningen för kloridjoner är *Cl* och mängden kloridjoner i ett vattenprov uttrycks i sorten $\text{mg Cl}/\text{L}$. Kloridhalten i grundvatten i Sverige är vanligen låg (2–50 $\text{mg Cl}/\text{L}$). Undantag utgörs av kustnära områden samt områden som ligger under den så kallade saltvattengränsen (det vill säga områden som varit täckta av salt eller bräckt vatten efter isavsmältningen). I dessa områden kan kloridhalterna uppgå till flera tusen $\text{mg Cl}/\text{L}$. Kloridhalten i Östersjön ligger f n mellan 2 000–4 000 $\text{mg Cl}/\text{L}$ vilket kan jämföras med kloridhalten i havsvatten som f n är knappt 20 000 $\text{mg Cl}/\text{L}$.

Höga salthalter i grundvatten kan indelas i tre huvudgrupper m a p ursprung /Knutsson och Morfeldt, 1993/:

- Nutida inträngning av havsvatten i brunnar som ligger mycket nära stranden (högst 300–500 m) i tät, kristallin berggrund eller på kilometeravstånd från stranden i porösa jord- och bergarter.
- Relikt havsvatten dels i lågt liggande områden, där grundvattenbildningen varit så liten och grundvattenrörelserna så ringa att det salta porvattnet inte trängts undan, dels i djupa fickor i isälvsavlagringar eller bergsprickor, där det salta vattnet blivit inestängt. Relikt havsvatten påträffas också i äldre sedimentär berggrund, t ex på norra Öland, Gotland och sydvästra Skåne.
- Mycket salta vatten som finns på djupet i jordskorpan och som har konstaterats framförallt i den kanadensiska urbergsskölden men även i Finland /Bottomley m fl, 1994/ och Sverige /Follin, 1994/.

Förhöjda kloridhalter i brunnar vållar problem dels genom dålig smak på dricksvatten, dels på grund av risk för korrosionsskador på ledningar och installationer. Vatten med kloridhalter över 300 mg Cl/L anses "med tvekan tjänligt" (smakgränsen i Sverige är satt till 300 mg Cl/L) och med halter på >100 mg Cl/L "från teknisk synpunkt anmärkningsvärt" på grund av en ökad korrosionsrisk /NV, 1999/.

På ostkusten är den atmosfäriska depositionen av klorid ca 1,5–5 mg Cl/L beroende på vegetationstäcket, tät skog eller öppen mark /Gun Lövblad, IVL, opublicerade data, 1996/.

Natrium och kalcium

Natriumjonen (Na^+) är jämte kalciumjonen (Ca^{2+}) de dominerande katjonkomponenterna i grundvatten. Båda frigörs vid vittring och båda deltar i jonbytesreaktioner där kalciumjonerna har en större förmåga att sätta sig fast (affinitet) än natriumjonerna. Natrium- och kalciumhalterna är ofta kopplade till varandra och i viss utsträckning till *pH*-värdet. Natrium- och kalciumhalter i grundvatten överstiger som regel ej 200 mg Na^+ /L respektive 50 mg Ca^{2+} /L.

Magnesium

Magnesiumjonen (Mg^{2+}) frigörs genom vittringsprocesser och deltar i jonbytesjämvikter. Förekomsten av magnesium i urberg är lägre än förekomsten av natrium och kalcium. Vanligen överstiger inte magnesiumhalterna 25 mg Mg^{2+} /L.

Totalhårdhet

Den sammanlagda halten av kalciumjoner och magnesiumjoner definierar ett vattens totalhårdhet. Totalhårdheten uttrycks i mg Ca^{2+} /L efter att halten magnesium omräknats till ekvivalent kalciumhalt. Ett hårt vatten innehåller en hög halt kalcium och magnesium och har stor buffertkapacitet mot *pH*-förändringar. Ett hårt vatten kan även innehålla mer fri kolsyra än ett mjukt vatten utan att bli aggressivt ur korrosionssynpunkt. Indelningen av vatten i olika hårdhetsklasser sker enligt följande:

0–15	mg Ca^{2+} /L	Mycket mjukt vatten
15–35	mg Ca^{2+} /L	Mjukt vatten
35–70	mg Ca^{2+} /L	Medelhårt vatten
70–150	mg Ca^{2+} /L	Hårt vatten
>150	mg Ca^{2+} /L	Mycket hårt vatten

Typiska områden med hårt vatten är Uppland och Skåne beroende på kalkrika jordlager och/eller berggrundsförhållanden.

Kalium

Kalium förekommer vanligen i relativt låga halter i grundvatten främst därför att det finns svårvittrade mineral och genom att det är ett växtnäringsämne som växtligheten effektivt ekonomiserar med.

Kvävekomponenter

Kväve förekommer i vatten som ammonium (NH_4^+), nitrat (NO_3^-) och som nitrit (NO_2^-). Nitrit förekommer vanligen i mycket låga halter. Kväve är ett växtnäringsämne och vanligen ett bristämne i de flesta ekosystem varför dess cirkulation sker i marknära områden. Ammonium är en positiv jon som binds ganska hårt i marken till bland annat lermaterial. Endast mycket nära en organisk förorening som t. ex. en avfallsdeponi hittas större mängder ammonium och då kan även mätbara mängder nitrit förekomma. I göds-lade och väl dränerade, syrerika jordar kan ammonium omvandlas till nitrat. Nitrat är en negativ jon och mycket rörlig i marken om den ej fångas upp av växtligheten. Särskilt under milda vintrar då vegetationen sover kan nitrat lakas ned till grundvattnet. I grundvatten med lång omsättningstid sker ofta en biologisk eller kemisk denitrifikation, dvs en omvandling av nitrat till kvävgas. Den biologiska denitrifikationen sker genom bakterier som utnyttjar organiskt material som energikälla. En kemisk denitrifikation kan ske genom förekomst av sulfider i grundvattnet.

Redoxförhållande

Det förekommer två huvudgrupper av kemiska reaktioner i naturen. Vid syra-bas-reaktioner överförs vätejoner och vid reduktions-oxidationsreaktioner (redox-) överförs elektroner. Oxidation är en reaktion där elektroner avges och reduktion en reaktion där elektroner tas upp. Eftersom elektroner i en lösning inte kan existera fritt måste alltid en oxidation vara kombinerad med en reduktion. Flertalet reaktioner i naturen är kombinationer av syra-bas och redoxreaktioner.

Den helt dominerande oxidationsreaktionen i naturen är oxidation av organiskt material. Djur, bakterier och svampar oxiderar organiskt material för att tillgodogöra sig den energi som bundits vid de gröna växternas fotosyntes. Flertalet organismer använder syre som oxidationsmedel, dvs elektronmottagare. Då syret konsumerats finns organismer som kan utnyttja andra elektronmottagare. Följande elektronmottagare utnyttjas då i ordning, resulterande i olika reduktioner:

1. nitrat → kvävgas
2. mangan(Mn^{4+}) → mangan(Mn^{2+})
3. järn(Fe^{3+}) → järn(Fe^{2+})
4. sulfat → svavelväte
5. koldioxid → metan

Fyrvärt mangan är en olöslig oxid medan tvåvärt mangan(II) är ganska vattenlösligt. På samma sätt är trevärt järn olösligt som hydroxid medan tvåvärt järn är vattenlösligt. Reducerande miljöer där syre saknas kan alltså kännetecknas av relativt höga halter av löst mangan och järn. Liksom det finns buffertsystem som stabiliserar *pH*-värdet finns det redoxbuffertar, varav Fe^{2+}/Fe^{3+} -systemet kan vara det viktigaste i grundvattenmiljön.

Redoxförhållandet i ett vatten beskriver således huruvida den kemiska miljön är reducerande eller oxiderande. För att förhindra korrosion av de tekniska barriärerna vid ett förvar (t ex kopparkapseln) och därefter upplösning av avfallet (uranoxidmatrisen) krävs reducerande (syrefria) förhållanden. Detta är normalt fallet i svensk berggrund som domineras av graniter och gnejser. I öppna system (kontakt med luft) bestäms ett vattens redoxegenskaper som regel helt av närvaron av syre. I slutna system bestäms grundvattnets redoxegenskaper av närvaron av redoxkomponenter i berget eller i vattenfasen. Processer som förbrukar syret (redoxbuffert) sker oftast i det ytliga berget på något tiotals meters djup. Innehållet av reducerande (järninnehållande) mineral i berggrunden och bakteriell syrereduktion anses dominera redoxbuffertkapaciteten i berggrunden /SKB, 1995b/. Små mängder organiskt material som följer med vattnet ned i berggrunden kan sannolikt underhålla en population av sulfatreducerande bakterier som producerar svavelväte, vilket kan fällas som järnsulfid och omvandlas till pyrit som är ett förekommande sprickmineral. Utfälld järnsulfid (FeS) omvandlas långsamt till den mer kristallina pyriten (FeS_2).

Järn

Löst järn i grundvatten härstammar från mineral med järninnehåll och indikerar syrefria förhållanden då en del av järnet övergår i tvåvärd form och går i lösning. Under syrefria förhållanden kan trevärt järn också användas som elektronacceptor av vissa bakterier under nedbrytning av organiskt material. Ofta används kvoten Fe^{2+}/Fe^{3+} som ett mått på redoxförhållandet i ett grundvatten.

Organiskt material

Organiskt material är syreförbrukande och ger på så sätt ett skydd mot oxiderande förhållanden. Nedbrytning av organiskt material sker antingen genom oxidation med hjälp av syre (ytligt), eller på djupet med hjälp av bakterier (t ex sulfatreducerande). Mängden organiskt material i ett vattenprov brukar i moderna analyser kvantifieras som *TOC* eller *DOC* (totalt organiskt material respektive löst organiskt material). I äldre undersökningar är det vanligt förekommande att mängden organiskt material i ett vattenprov uttrycks som den mängd tillsatt kaliumpermanganat, $KMnO_4$ som det organiska materialet kunde förbruka.

6.5 Resultat

Resultaten från Tierps kommun bedöms vara giltiga även i Älvkarleby kommun eftersom geologin är i stort sett densamma. Det bör beaktas att nedanstående sammanställning baseras på vattenanalyser som delvis kommer från olika undersökningstillfällen. Det är därför oklart om förhållandena är jämförbara med avseende på provtagningsmetodik, provhantering och analysmetoder.

6.5.1 Parameteröversikt

Tabell 6-1 ger en översiktlig uppfattning av berggrundvattnets sammansättning i Tierps kommun. Redovisade data kommer från SGU:s brunnarkiv.

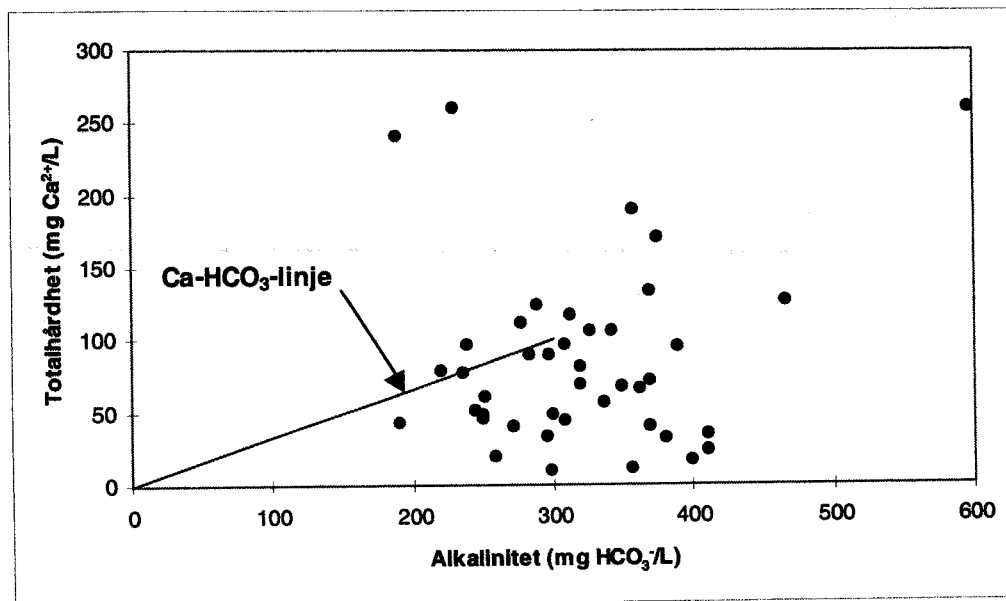
Tabell 6-1 Parameteröversikt för grundvatten i bergborrade brunnar i Tierps kommun. Data från SGU:s brunnarkiv.

Parameter	Max	Min	Median	Standardavvikelse	Antal
<i>pH</i>	8,5	6,9	7,9	0,4	41
<i>Alkalinitet, mg HCO₃⁻/L</i>	597	190	313	77	41
<i>Kalcium, mg Ca²⁺/L</i>	177	15	105	49	7
<i>Magnesium, mg Mg²⁺/L</i>	11	2,5	7,5	2,9	7
<i>Hårdhet, mg Ca²⁺/L</i>	260	9	69	63	41
<i>Natrium, mg Na⁺/L</i>	87	7,4	20	30	7
<i>Klorid, mg Cl/L</i>	1 030	5	62	307	41
<i>Sulfat, mg SO₄²⁻/L</i>	260	9	31	59	33
<i>Järn, mg Fe²⁺/L</i>	16	0	0,2	2,8	33
<i>Org mtrl, mg KMnO₄/L</i>	152	2,2	15	25	41

Sammanfattningsvis kan följande sägas om vattenkemin i bergborrade brunnar i Tierps kommun som kommentar till statistiken i tabell 6-1:

- Medianvärdena för alkalinitet, kalcium, klorid och sulfat är högre än de värden som anges för sammansättningen av ett typiskt icke-salint grundvatten enligt SKBF /1983/. Detta tyder på att det förekommer en relativt utbredd saltvattenpåverkan och på många ställen en relativt långsam omsättning av grundvattnet i området.
- Variationsbredden för parametrarna är stor och i vissa fall är standardavvikelsen större än medianvärdet. Detta gäller för bland annat sulfat, klorid och natrium. Orsaken är troligen att datamängden är begränsad och härrör från ett relativt stort geografiskt område.

- Genom att plotta totalhårdhet mot alkalinitet går det att se att korrelationen mellan alkalinitet och hårdhet är relativt svag. I figur 6-1 har en Ca-HCO₃-linje lagts in. Linjen representerar en normal vittring i mark och berg där det finns lättillgängligt kalcium och magnesium endera som karbonat eller som lättvittrade silikater. I samtliga vatten där totalhårdheten överstiger 150 mg Ca²⁺/L så utgörs motjonen av klorid. Detta förhållande tyder på en saltvattenintrusion med natriumjoner som bytts ut mot kalcium- och magnesiumjoner. I de fall där kalciumhalten är lägre än förväntat (under linjen), pågår troligen en jonbytesprocess där kalcium- och magnesiumjoner successivt ersätter natriumjoner i bergmatrisen och därför inte uppnår den förväntade koncentrationen. Den relativt stora spridningen av hårdheten relativt den förväntade, både mot högre och lägre värden tyder på att det är vanligt med kvarvarande effekter av saltvattenpåverkan.
- Medianvärdet för sulfat ligger över den atmosfäriska depositionen (7,2 mg SO₄²⁻/L) i området enligt /NV, 1999/. I 3 av 34 brunnar är sulfathalten >100 mg/L vilket är SLV:s gräns för teknisk anmärkning.
- Grundvattnet varierar från mycket mjukt till mycket hårt men är i ett övervägande antal fall medelhårt eller hårt.
- I samtliga brunnar är pH > 6,9 och alkaliniteten > 190 mg HCO₃⁻/L vilket medför att korrosionsrisken är liten och att en acceptabel pH-nivå kan bibehållas /NV, 1999/.
- I 10 av 34 prover är sulfathalten högre än kloridhalten, ett förhållande som är anmärkningsvärt vid jämförelse med vad som normalt är fallet i svenskt urberg. Främsta förklaringen tros vara gytta eller gytjtjeleror i överliggande jordlager samt jordbruksdräneringar som visat sig ha en sulfidoxiderande effekt, som kan finnas kvar i många årtionden efter ingreppet. I detta sammanhang bör även påpekas att brunnar har en dränerande effekt. Förekomst av sulfid i mineral-/bergmatrisen kan också bidra till en ökad sulfathalt i grundvattnet.
- I 17 av 41 prover är kloridhalten högre än 100 mg Cl/L vilket betyder att det är risk för korrosionsangrepp. Den atmosfäriska depositionen kan uppskattas till ca 1–2 mg Cl/L /NV, 1999/. I Östersjön utanför Älvkarleby kommun är kloridhalten ca 3 100 mg Cl/L.
- Grundvattenkemin i SGU-brunnarna i Tierps kommun uppvisar en förväntad sammansättning utifrån den hydrogeologiska miljön /NV, 1999/. I sammanhanget bör nämnas att järnhalten inte har kunnat jämföras eftersom totalhalten –Fe_{tot} anges för SGU data och halten löst järn för data i NV /1999/.
- I allmänhet är halten järn (Fe²⁺) liksom syreförbrukande material (KMnO₄) relativt hög. Detta tyder på reducerande förhållanden. Enligt NV /1999/ är vattnet reducerande, dock inte gravt reducerande. Det är möjligt att en mindre del av järnet är komplexbundet till humus. Humus har ca 10 µekv total bindningsförmåga/mg humus. Med ett par mg/l DOC kan det möjligen bli någon tiondels mg/l Fe om allt som binds är järn.
- Den kemiska sammansättningen hos vattnet i de kommunala vattentäkterna i Älvkarleby kommun överensstämmer i stort med vattenkemin i grundvatten både från SGU:s brunnar och från de kommunala vattentäkterna i Tierps kommun.



Figur 6-1 Korrelation mellan totalhårdhet och alkalinitet i vatten från bergborrade brunnar i Tierps kommun. Ca-HCO_3^- linjen representerar en normal vittring i mark och berg där det finns lättillgängligt kalcium och magnesium endera som karbonat eller som lättvittrade silikater. Data från SGU:s brunnarsarkiv.

6.5.2 Finnsjöområdet

Finnsjöområdet består av två bergblock, norra och södra blocket, där en subhorisontell zon (kallad zon 2) delar det norra blocket i en övre och en undre del. I det södra blocket och över zon 2 i det norra blocket har grundvattenströmningen efter landhöjningen medfört att äldre salt grundvatten utbyts mot yngre sött grundvatten. Öster om det södra blocket förekommer även salt grundvatten då detta ej har kunnat bytas ut mot sött grundvatten beroende på tätande lerlager i markytan. I Finnsjöområdet förekommer således två olika typer av grundvatten, ett äldre salt och ett yngre sött grundvatten /Ahlbom m fl, 1992/.

I tabell 6-2 nedan sammanfattas data från Finnsjöområdet. Då två olika typer av grundvatten förekommer, presenteras data för vatten provtaget dels ovan zon 2 och i södra blocket och dels i samt under zon 2 och öster om södra blocket. Data är hämtade från nio olika kärnborrhål /Laurent, 1982, Ahlbom m fl, 1992/ och provtagningsdjupet varierar mellan 71–688 m. Fem av kärnborrhålen går igenom zon 2 medan ett ligger öster om södra blocket. De återstående tre kärnborrhålen ligger i södra blocket och i alla dessa förekommer endast sötvatten. Provtagningen ägde i huvudsak rum under tidsperioden 1977 till 1989.

Tabell 6-2 Parameteröversikt för grundvatten från Finnsjöområdet. Dataunderlaget är hämtat från Laurent /1982/ och Ahlbom m fl /1992/. Värdena representerar 9 olika kärnborrhål där provtagningsdjupet varierar mellan 71-688 m.

Parameter	ÖVER ZON 2 + SÖDRA BLOCKET			I OCH UNDER ZON 2 + ÖSTER OM SÖDRA BLOCKET		
	Min	Median	Max	Min	Median	Max
PH	6,9	7,7	8,7	7,3	7,7	8,5
Alkalinitet, mg HCO_3^- /L	220	333	393	12	116	292
Kalcium, mg Ca^{2+} /L	22	30	76	37	1201	1914
Magnesium, mg Mg^{2+} /L	4,0	6,2	7,0	4,0	68	140
Hårdhet, mg Ca^{2+} /L	29	37	86	57	1266	2022
Natrium, mg Na^+ /L	23	106	220	220	952	1700
Klorid, mg Cl/L	11	61	211	320	3509	5775
Sulfat, mg SO_4^{2-} /L	1,0	8,3	46	35	210	400
Järn, mg Fe^{2+} /L	2,6	5,6	21	0,2	2,0	7,0

Vid en jämförelse av data från Finnsjöområdet med data från brunnsarkivet avseende Tierps kommun framgår att:

- Medianvärdena för de salta vattenproverna i Finnsjön är genomgående högre än motsvarande värden för SGU:s brunnar i Tierps kommun. Detta gäller för samtliga parametrar med undantag för alkaliniteten, som är lägre i Finnsjön. För det salta grundvattnet i Finnsjön gäller att alkaliniteten sänkts genom utfällning av kalciumkarbonat.
- De salta vattenproverna från Finnsjön har genomgående låga Na/Cl kvoter. Detta tyder på ett jonbyte där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium från sprickmineralens utbytbara förråd. Detta i sin tur speglar saltvatteninträngning /Mercado, 1985/.

Sammansättningen på grundvatten från Finnsjöområdet är komplex men kan i huvudsak delas in i två olika typer av vatten, ett salint och ett icke salint. Det salina vattnet härstammar troligen från den tid då området var täckt av saltvatten och har på grund av sprickmönster, jordlager och topografi isolerats och har därmed en mycket långsam omsättningstid.

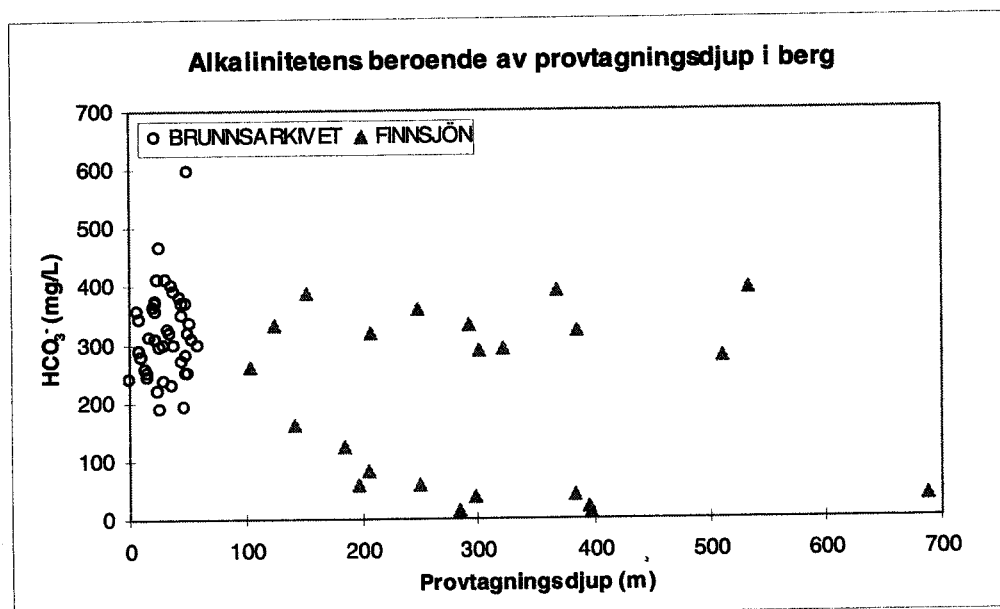
Försök har gjorts att åldersbestämma grundvattnet från Finnsjöområdet med hjälp av ^{14}C -metoden på organiskt material /Pettersson m fl, 1989/. Med denna metod bestämdes åldern på grundvattnet under zon 2 till ca 4 600 år.

Förekomsten av salt grundvatten under den subhorisontella sprickzonen samt öster om det södra blocket indikerar således att det djupare berggrundvattnet i Finnsjöområdet är förhållandevis opåverkat av (isolerat från) normala grundvattenrörelser på motsvarande djup, en bedömning som stöds av isotopdateringen. En mer utförlig (kvantitativ) diskussion av jordlagerförhållandenas och sprickzonernas betydelse för grundvattenrörelserna i Finnsjöområdet finns redovisad av Ahlbom och Svensson /1991/. Inom ramen för SKB:s säkerhetsredovisningsprojekt SR 97 /SKB, 1999/ har SKB låtit utföra modellberäkningar av grundvattenrörelser kring ett tänkt djupförvar i Finnsjöområdet inklusive simulering av radionuklidtransport /Hartley m fl, 1998; Gylling m fl, 1999/. Beräkningarna visar att förekomsten av den subhorisontella zonen med tillhörande salt grundvatten har en avsevärd fördröjande inverkan på de beräknade transporttiderna från det hypotetiska förvaret till markytan.

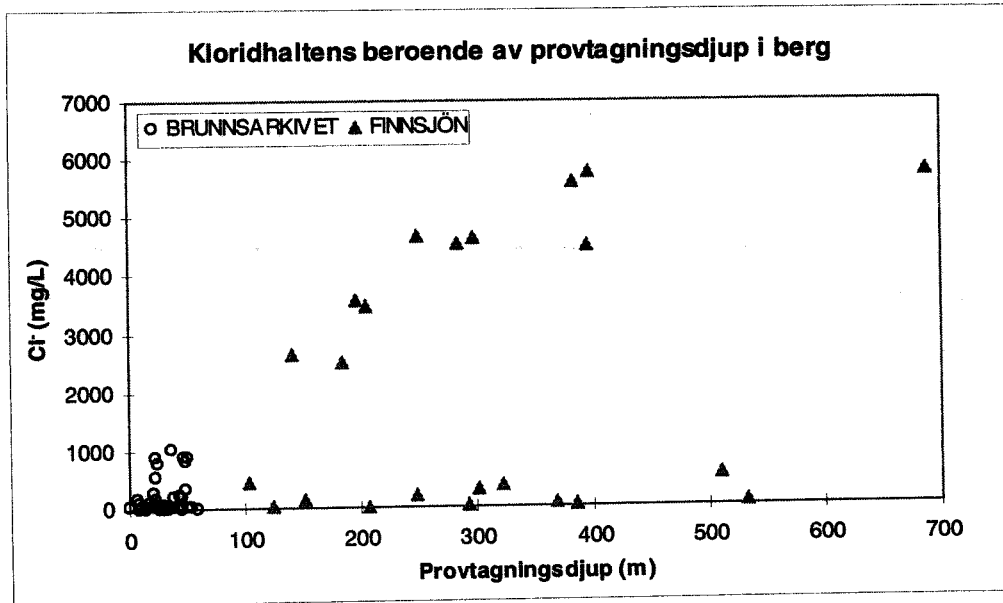
6.5.3 Djupeberoende

I rapporten Förstudie Tierp /Follin m fl, 1999/ redovisas några olika vattenkemiska parametrars djupberoende enligt data från SGU:s brunnarkiv och SKB:s undersökningar i Finnsjön. Allmänt sett indikeras att berggrundvattnets kemi närmast markytan är annorlunda än på djupet. Den slutsats som kan dras är att sammansättningen hos ytliga grundvatten i många fall bestäms av marknära processer och av en relativt snabb omsättnings-tid /jmf Grip och Rodhe, 1985/. Vidare framgår de två olika typerna av grundvatten i Finnsjöområdet tydligt, dvs sötvatten i södra delen samt över zon 2 i norra delen och salt vatten under zonen. Figureerna 6-2 och 6-3 nedan är exempel på hur djupberoendet ser ut för två parametrar, alkaliniteten och kloridhalten.

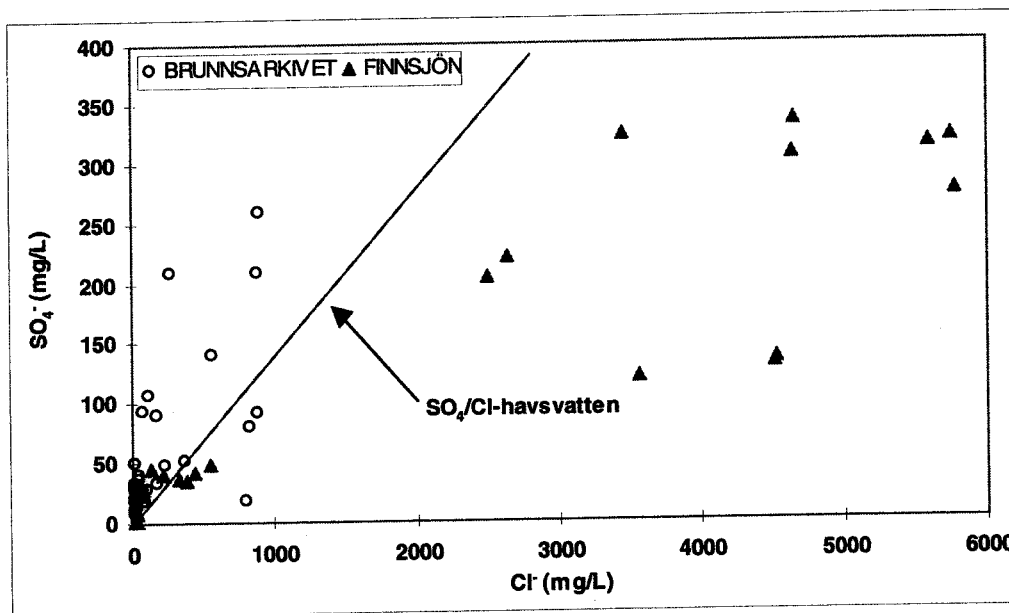
I figurerna 6-4 och 6-5 redovisas data för förhållandet mellan sulfat och klorid respektive natrium och klorid. I figurerna har motsvarande värden för havsvatten lagts in som referens. För de djupare proverna från Finnsjön kan reducerande förhållanden och en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning) utläsas.



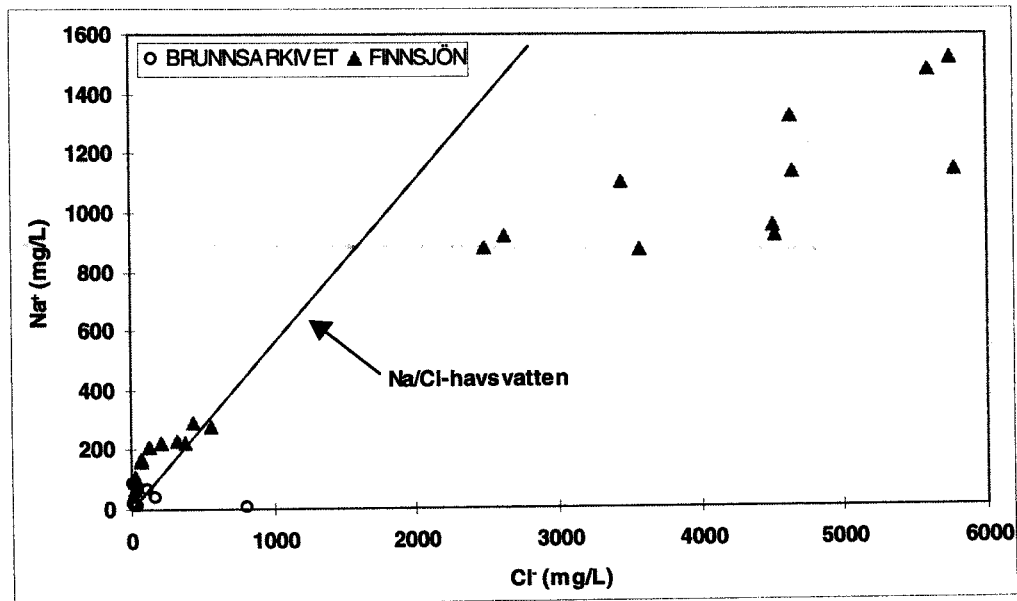
Figur 6-2 Alkalinitetens beroende av provtagningsdjupet i berg. Data från SGU:s brunnarkiv och Finnsjöområdet /Laurent, 1982/.



Figur 6-3 Kloridhaltens beroende av provtagningsdjupet i berg. Data från SGU:s brunnarsarkiv och Finnsjöområdet /Laurent, 1982/.



Figur 6-4 Korrelation sulfat-klorid. Kvoten sulfat-klorid för havsvatten är inlagd som en linje /Krauskopf, 1967/. Om halterna faller under denna linje tyder det på kraftigt reducerande förhållanden och sulfatreduktion som ger svavelväte. Data från SGU:s brunnarsarkiv och Finnsjöområdet /Laurent, 1982/.



Figur 6-5 Korrelation natrium-klorid. Kvoten natrium-klorid för havsvatten är inlagd som en linje /Krauskopf, 1967/. Om halterna faller under denna linje tyder det på en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning). Data från SGU:s brunnarkiv och Finnsjönområdet /Laurent, 1982/.

6.5.4 Jämförelse mellan Finnsjönområdet och andra djupa undersökningar

En jämförelse mellan Finnsjönområdet och andra djupa undersökningar redovisas i rapporten Förstudie Tierp /Follin m fl, 1999/. Resultatet visar att sammansättningen hos det djupa grundvattnet från Finnsjön skiljer sig från övriga djupa grundvatten från de undersökta platserna. Medianvärdena för i stort sett samtliga parametrar är markant högre jämfört med övriga djupa undersökningar. Detta överensstämmer väl med terrängens relief i norra Uppland, som är liten och ger upphov till långa omsättningstider. Djupa grundvatten från bl a Finnsjön är påverkade av salt grundvatten. Dessa vatten uppvisar en klart högre halt av klorid, natrium och sulfat. Hög järnhalt konstateras i bl a Finnsjön och beror troligen på en relativt hög halt organiskt material i grundvattnet.

7 Långsiktiga förändringar

7.1 Faktorer som kan påverka utvecklingen

Det är framförallt tre faktorer som kan komma att påverka grundvattnets omsättning och därmed den kemiska sammansättningen i ett långtidsperspektiv. Dessa är strandförskjutning, växthuseffekt och långvarig klimatförsämring med nedisningar.

Strandförskjutningen efter den senaste istiden pågår fortfarande, om än i långsam takt. I Älvkarleby kommun är den ca 6 dm per hundra år /Påsse, 1997/. Det betyder att vad som idag är grunda vikar, holmar och skär troligen kommer att bli sammanhängande skogsklädda områden i ett längre tidsperspektiv.

Figur 7-1 visar strandförskjutningen vid olika tidpunkter under de kommande 10 000 åren. Diagrammet är framställt med hjälp av en beräkningsmodell framtagen av Påsse /1997/. I figur 7-2 och figur 7-3 visas två tänkta kustlinjesituationer, 1 000 år framåt respektive 3 800 år framåt, framtagna med hjälp av diagrammet i figur 7-1 och Sjöfartsverkets djupinformation (6 och 20 m djupkurvor). Någon eventuell förändring av havsytans läge på grund av växthuseffekten har inte beaktats i figurerna. Hur länge växthuseffekten kommer att pågå och vilka effekter den får är oklart. Förmodligen handlar det om hundratals eller möjligtvis tusentals år. På längre sikt kan en ny nedisning av Skandinavien förväntas. Enligt Milankovitch teori /SKB, 1995a/ kommer områdena kring Älvkarleby att vara istäckta under lång tid med början om ca 10 000-30 000 år.

7.2 Förväntade effekter i ett 1 000-års perspektiv

Strandförskjutningen leder till ökad omsättning av grundvattnet nära kusten där det salta grundvattnet successivt sköljs ur och ersätts med sött. Inåt landet bedöms effekten av strandförskjutningen numera vara mycket liten. Denna bedömning grundas på de mycket måttliga skillnader i grundvattnets sammansättning i relation till avståndet till kusten, som iakttagits i förstudien i Tierps kommun /Follin m fl, 1999/ samt i studier i liknande områden /Follin m fl, 1996a,b; Follin m fl, 1998/.

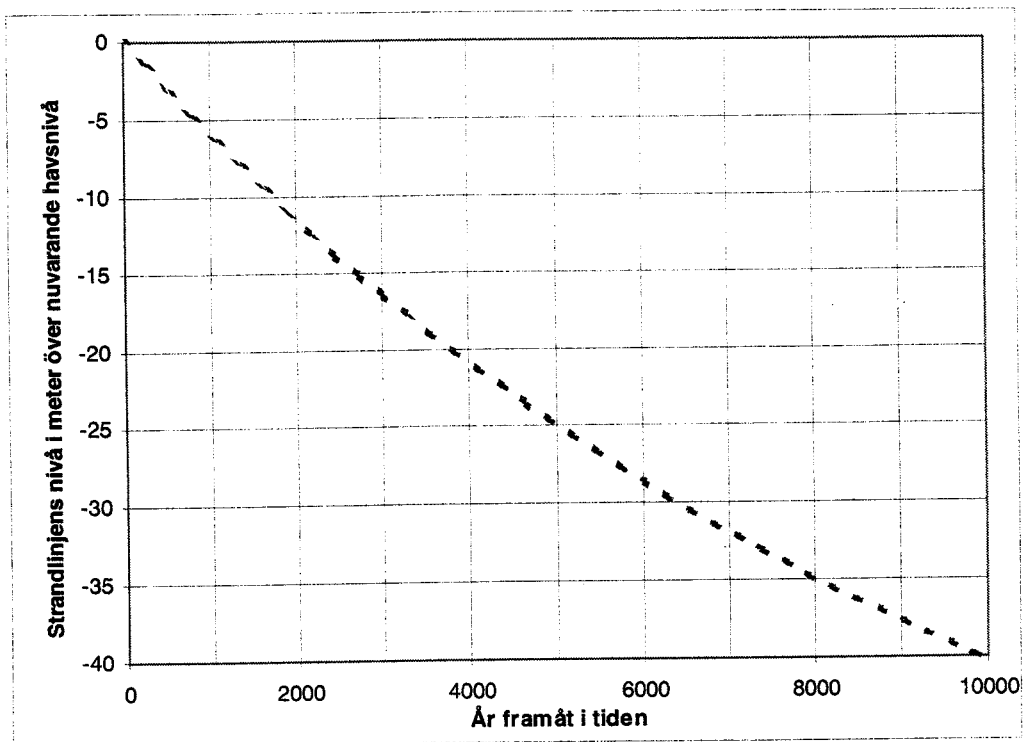
Effekterna av en framtida global temperaturförhöjning (växthuseffekten) är mycket osäkra för Skandinavien, bland annat därför att havsströmmarnas beteende i framtiden inte kan förutses i nuläget. Ett av de rimliga perspektiven är en höjd temperatur och högre nederbörd, men det kan också bli kallare genom att havsströmmarna ändrar förlopp. Ett varmare klimat med högre nederbörd under några hundra år kommer sannolikt att ha en marginell effekt på grundvattnets kemi, eftersom en högre temperatur också ger en längre växtsäsong och därmed ger upphov till större avdunstning som hämmar grundvattenomsättningen.

Ett påtagligt kallare klimat till följd av en annalkande istid kommer att leda till en minskad avdunstning och en tundralik miljö med stora sumpområden. Även om nedbrytningen av organiskt material kommer att ske långsammare, kommer den lilla nedbrytning som trots allt sker att förbruka allt tillgängligt syre i vattensamlingar och orsaka anaeroba (syrefria) förhållanden i marken. Som resultat fås dels en ökad ansamling av organiskt kol och humusämnen i jorden, dels reducerande (syreförbrukande) förhållanden högre upp närmare markytan. Det skall i sammanhanget påpekas att dagens förhöjda kvävedeposition från industrier, bostäder och bilism också leder till en kolackumulering i jorden genom att det organiska materialet blir mera inert, dvs kräver mer syre för att brytas ner.

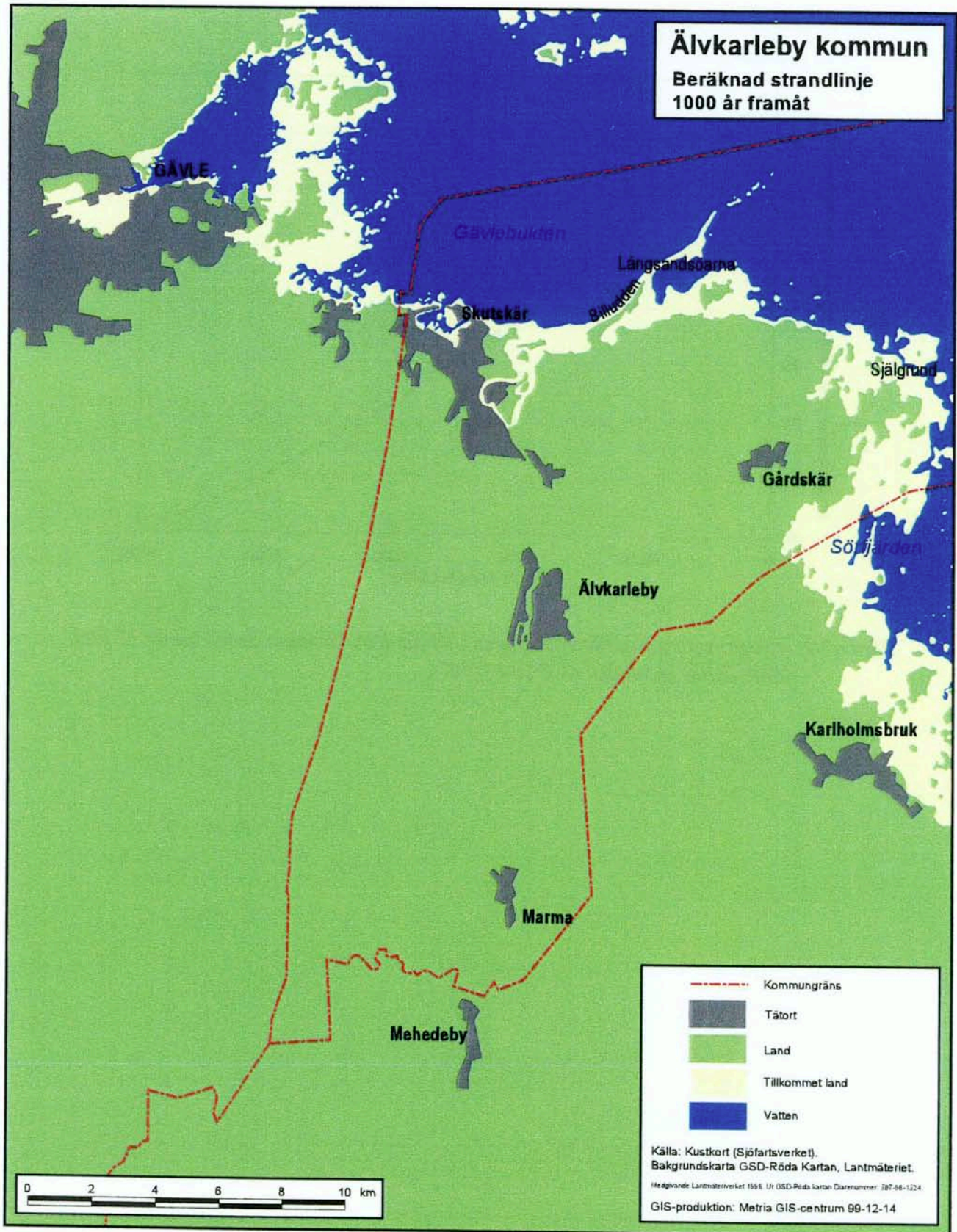
Redoxförhållandenas stabilitet de närmaste 1 000 åren är viktiga för djupförvaret. Redoxförhållandena kommer sannolikt inte att ändras drastiskt under denna period och om de ändras, så finns det en övertygande sannolikhet för att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan än idag, dvs fortsatt reducerande miljö för djupförvaret.

Fe^{2+}/Fe^{3+} -systemet kommer även i framtiden att vara den viktigaste redoxbufferten i grundvattenmiljön på större djup. Huruvida en ökad sulfatreduktion kommer till stånd beror i hög grad på tillgången till organiskt material i grundvattnet och här spelar förhållandena under byggtiden troligen stor roll. Exempelvis kan infiltration av salt grundvatten till ett kustnära djupförvar tänkas mobilisera (frigöra) utfällda humusämnen nära markytan genom dispersion med natrium och därigenom öka de organiska halterna i närheten av förvaret, vilket skulle kunna öka svavelvätebildningen, åtminstone i ett kortare perspektiv.

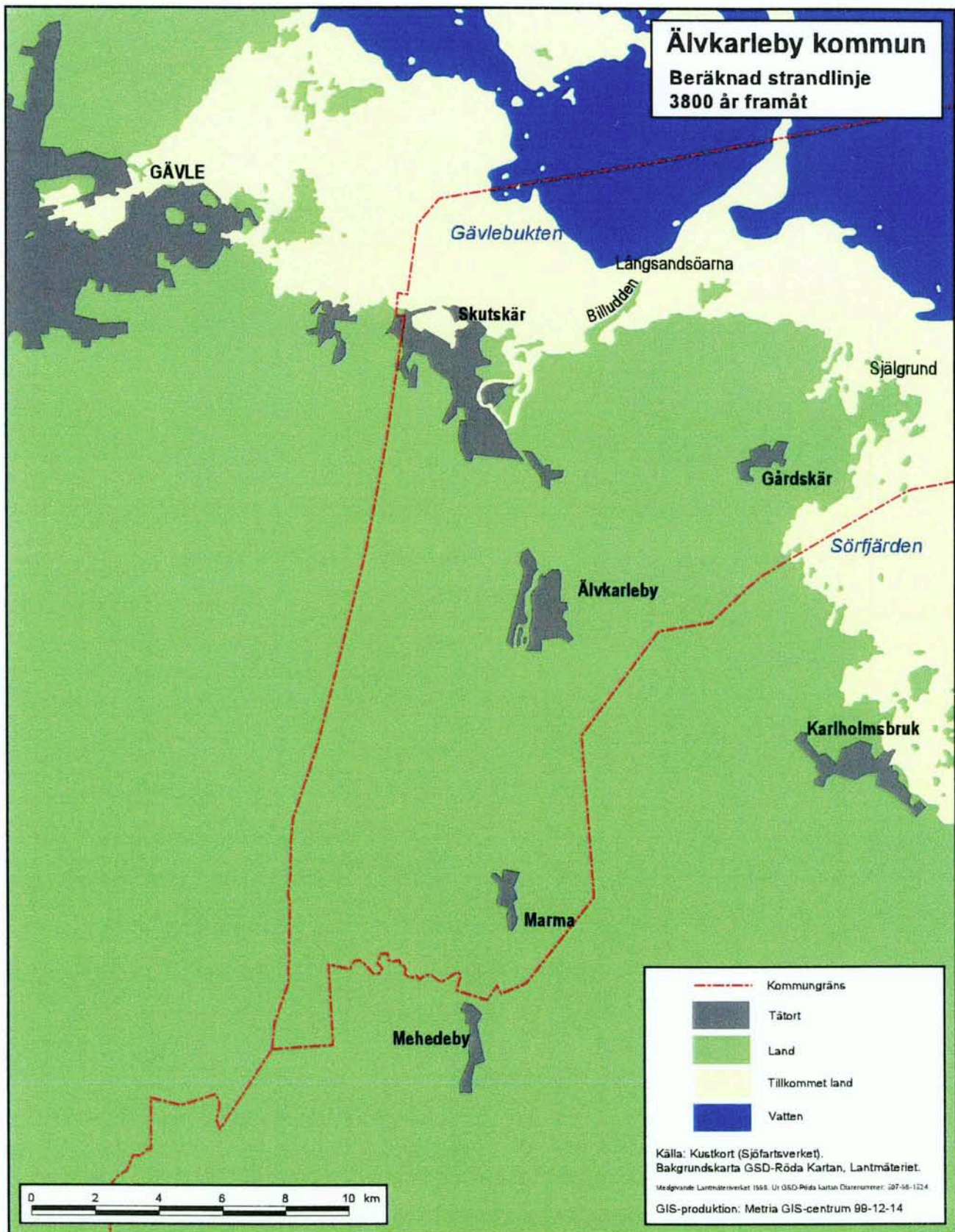
Sammanfattningsvis konstateras att inga drastiska förändringar av redoxförhållandena i grundvatten på större djup i berggrunden är att förvänta i ett 1 000-års perspektiv. Om redoxförhållandena trots allt ändras, så kommer övergången från oxiderande till reducerande förhållanden med all sannolikhet att förskjutas uppåt i berggrunden, dvs att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan. Denna bedömning gäller oavsett vilket av följande framtidsscenarioer som beaktas: en fortsatt strandförskjutning med eller utan växthuseffekt, alternativt en långvarig klimatförsämring med nedisningar.



Figur 7-1 Prognos för strandförskjutningen i Älvkarleby kommun de närmaste 10 000 åren enligt en modell av Påsse /1997/.



Figur 7-2 Beräknad strandlinje om ca 1 000 år. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation (6 m kurvan) och diagrammet i figur 7-1.



Figur 7-3 Beräknad strandlinje om ca 3 800 år. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation (20 m kurvan) och diagrammet i figur 7-1.

8 Slutsatser

I föreliggande studie görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i kommunen med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förorda delar av Älvkarleby kommun för vidare undersökningar ur dessa aspekter. Bedömningarna i denna studie är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter om berggrunden mot djupet, något som kan erhållas först efter omfattande borrhålsundersökningar.

Merparten av Älvkarleby kommun utgörs av flack terräng med relativt tunna jordlager. Medelavrinningen är relativt låg jämfört med svenska förhållanden i stort. Hela kommunen avrinner mot Östersjön till största delen via Dalälvens avrinningsområde. Sammantaget bedöms den allmänna hydrologiska situationen vara gynnsam för ett djupförvar i Älvkarleby kommun.

I Älvkarleby kommun uppvisar de få brunnar som finns en stor variation i vattenföring. Såväl brunnar med låg som hög vattenföring förekommer. Medianvärdet för brunnarnas vattenföring ligger något över medianvärdet för brunnar i svenskt urberg. Då de lokala förhållandena är avgörande, dvs. om borrhålet går genom en vattenförande sprickzon eller ej, samt att antalet brunnar är begränsat, så bedöms vattenföringen för grunda bergbrunnar i Älvkarleby kommun som normala för svenskt urberg. Vidare görs bedömningen att spridningen i vattengenomsläpplighet inom en och samma bergart är betydligt större än skillnaderna mellan olika bergarter, vilket även gäller andra delar av landet. Beräknade vattengenomsläpplighetsvärden tyder inte på något tydligt djupberoende i under ca 100 m borrhåldjup. Enligt Ahlbom m fl /1992/ förekommer det ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa kärnborrhål i Finnsjöområdet som ligger ca 30 km sydöst om Älvkarleby kommun i östra delen av Tierps kommun. Enligt Bengtsson /1997/ är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjöområdet svår att klarlägga. Ahlbom m fl /1992/ konstaterar vidare att undersökningarna i Finnsjöområdet visar att vattengenomsläppligheten kan vara upp till 100–1 000 högre i de stora vattenförande sprickzonerna än i omgivande bergmassa oavsett djup. Större vattenförande sprickzoner bör följaktligen undvikas vid inplaceringen av ett djupförvar. Detta bör istället förläggas till bergmassor mellan zonerna för att på bästa sätt tillvarata berggrundens hydrauliska barriärfunktion.

Sammantaget görs i denna studie bedömningen att det är realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenskaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora och geologiskt likartade, delområden av kommunen. Ur hydrogeologisk synvinkel kan man i detta skede inte rekommendera eller avfärda något område av Älvkarleby kommun.

Berggrundvattnets kemiska sammansättning bedöms inte vara ogynnsam för de tekniska barriärernas beständighet i ett längre tidsperspektiv, dvs. syrehalterna är låga och salthalterna överstiger inte de för marint vatten (havsvatten) inom det föreslagna djupinter-

vallet 400-700 m. Denna bedömning gäller sannolikt inom hela kommunens fastlandsdel, dvs även för fallet med ett kustnära djupförvar på fastlandet.

Det finns inga data om grundvattnets kemi på förvarsdjup i Älvkarleby kommun. I den angränsande Tierps kommun finns däremot undersökningar av SKB i djupa bergborrhål i Finnsjöområdet. Här är vattnet salt på större djup inom vissa delar. Den kemiska sammansättningen på det salta grundvattnet tyder på en långsam omsättning. Med dagens kunskap om de strukturgeologiska och hydrogeologiska förhållandena i Finnsjöområdet kan den långsamma omsättningen förklaras av en flack och mycket genomsläpplig sprickzon som isolerar grundvattnet på stora djup från normal omsättning.

Beträffande grundvattnets omsättning och kemiska beskaffenhet i framtiden är det framförallt tre faktorer som kan tänkas påverka detta i ett långtidsperspektiv. Dessa är strandförskjutning, växthuseffekt och långvarig klimatförsämring med nedisningar. Strandförskjutningen innebär en ökad omsättning av grundvattnet nära kusten där det salta grundvattnet successivt sköljs ur och ersätts med sött.

Effekterna av en framtida temperaturförhöjning genom ackumulation av växthusgaser är mycket osäkra för Skandinavien, bland annat då havsströmmarnas beteende i framtiden ej kan förutses i nuläget. Ett av de rimliga perspektiven är en höjd temperatur och högre nederbörd, med det kan också bli kallare genom att havsströmmarna ändrar förlopp. Det senare alternativet kan ge upphov till effekter liknande de som följer av en nedisning. I båda fallen finns det en övertygande sannolikhet för att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan, vilket bedöms som gynnsamt för ett djupförvar.

9 Referenser

- Aastrup M, Bertills U, 1995.** Grundvattnets kemi i Sverige, Rapport 4415, Naturvårdsverket, Stockholm.
- Ahlbom K, Anderson J-E, Andersson P, Ittner T, Ljunggren C, Tirén S, 1992.** Finnsjön study site. Scope of activities and main results, SKB TR 92-33, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Ahlbom K, Svensson U, 1991.** The groundwater circulation in the Finnsjön area – the impact of density gradients, SKB TR 91-57, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Axelsson C-L, Ekstav A, 1995.** Förstudie Malå. Hydrogeologisk beskrivning. SKB Djupförvar, PR D-95-003, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Bengtsson L, 1997.** Hydraulisk konduktivitet i kristallin berggrund, Analys av djupvariation i sex svenska områden, B 446, Geologiska institutionen, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Berggren M, 1998.** Hydraulic conductivity in Swedish bedrock estimated by means of geostatistics, A study based on data recorded in the Archive on Wells at the Geological Survey of Sweden, Thesis Report Series 1988:9, Avdelningen för Mark- och vattenresurser, Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm.
- Bergman T, Isaksson H, Johansson R, Lindén A, Rudmark L, Stephens M, 2000.** Förstudie Älvkarleby – Jordarter, bergarter och deformationszoner. SKB R-00-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Bergström S, 1992.** The HBV-model its structure and applications. SMHI RH No 4, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Norrköping.
- Bottomley D J, Gregoire D C, Raven K G, 1994.** Saline groundwaters in the Canadian Shield: geochemical and isotopic evidence for a residual evaporite brine component. *Geochim. Cosmochim. Acta* (58) 1483-1498.
- Brandt M, Jutman T, Alexandersson H, 1994.** Sveriges vattenbalans, Årsmedelvärden 1961-90 av nederbörd, avdunstning och avrinning, SMHI Hydrologi 49, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Norrköping.
- Brömssen U von, 1968.** Grundvattenbildning i geologiskt olika terrängavsnitt, Försök till bestämning av infiltrationskoefficienter. Särtryck ur Metod-Teknik-Analys.
- Bydén S, 1990.** Mäta förorening, Inst för miljövård. Göteborgs universitet, Bokskogen, Göteborg.

Bydén S, 1992. Mäta vatten, Inst för miljövard. Göteborgs universitet, Bokskogen, Göteborg.

Follin S, 1994. Djupborring KLX02, Etapp 1, Evaluation of the hydraulic testing of KLX02, SKB AR 94-21, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

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

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

Follin S, Årebäck M, Axelsson C-L, Stigsson M, Jacks G, 1998. Förstudie Oskarshamn. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB R-98-55, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin S, Årebäck M, Stigsson M, Isgren F, Jacks G, 1999. Förstudie Tierp. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB R-99-57, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Grip H, Rodhe A, 1985. Vattnets väg från regn till bäck. Forskningsrådets förlagstjänst, Stockholm.

Gylling B, Lindgren M, Marsic N, Södergren S, Widén H, 1999. Site-scale stochastic continuum modelling of Beberg, SKB TS-99-06, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Hartley L, Boghammar A, Grundfelt B, 1998. Investigation of the large scale regional hydrogeological situation at Beberg, SKB TR-98-24, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Jacks G, Agerstrand T, Hansson G, 1981. Effect on groundwater composition of sequential flooding of aquifers with fresh and saline water, proc, 7th Salt Water Intrusion Meeting, Uppsala, 14-17 Sept, 59-64.

Johansson P-O, 1987. Methods for estimation of direct natural groundwater recharge in humid climates with examples from sandy till aquifers in southeastern Sweden. Institutionen för kulturteknik, Meddelande Trita-Kut 1045, Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm.

Knutsson G, Morfeldt C-O, 1993. Grundvatten, teori och tillämpning. AB Svensk Byggtjänst, Solna.

Krauskopf K B, 1967. Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill Book Company, New-York.

Laurent S, 1982. Analysis of groundwater from deep boreholes in Kråkemåla, Sternö and Finnsjön. SKB TR 82-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

- Mercado A, 1985.** The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone aquifers to identify intrusion and Flushing of saline water, *Ground Water*, 23, 635–645.
- NV, 1999.** Bedömningsgrunder för grundvatten, Rapport 4915, Naturvårdsverket, Stockholm.
- Nyberg G, Jönsson S, 1994.** Förstudie Storuman. Geohydrologisk beskrivning. SKB PR 44–94–005, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Pettersson C, Arsenie I, Ephraime J, Boren H, Allard B, 1989.** Properties of fulvic acids from deep groundwaters, *The Science of the Total Environment*, (81/82) 287–296.
- Påsse T, 1997.** A mathematical model of past, present and future shore level displacement in Fennoscandia. SKB TR 97–28, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Rhén I (red.), Gustafson G, Stanfors R, Wikberg P, 1997.** Äspö HRL – Geoscientific evaluation 1997/5. Models based on site characterization 1986–1995. SKB TR 97–06, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Rodhe A, Eriksson E, 1998.** Hydrologi och hydrokemi, *Kunskap och Säkerhet*, Rapportdel, Uppsala universitet, 21–29.
- SFS, 1975.** Lagen om uppgiftsskyldighet vid grundvattentäktundersökning och brunnborrning, Svensk Författningssamling, SFS 1975:424.
- SKB, 1992.** FUD–92, Kärnkraftavfallets behandling och slutförvaring, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKB, 1995a.** Översiktstudie. Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKB, 1995b.** FUD–95, Kärnavfallets behandling och slutförvaring. Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKB, 1999.** SR 97, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKBF, 1983.** Final storage of spent fuel - KBS-3, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Stumm W, Morgan J J, 1996.** Aquatic chemistry – equilibria and rates in natural waters. Wiley Interscience, New York.
- Timje H, 1983.** Hydrogeologiska undersökningar inom typområdet Gideå. SKB AR 83–26, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Wladis D, Jönsson P, Wallroth T, 1997.** Regional characterization of hydraulic properties of rock using well test data. SKB TR 97–29, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.