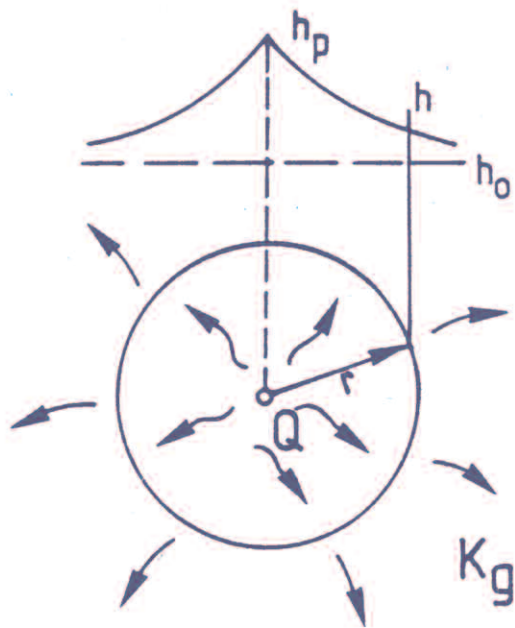


BeFo



Geohydrologiska förundersökningar i berg

Bakgrund — metodik — användning

Gunnar Gustafson

Stiftelsen Bergteknisk Forskning — BeFo
Swedish Rock Engineering Research Foundation

Geohydrologiska förundersökningar i berg

Bakgrund — metodik — användning

Hydrogeological preinvestigations in rock

Theoretical basis and applications

Gunnar Gustafson, Chalmers/VIK AB

ABSTRACT

For a long time, hydrological information has been collected in connection with preinvestigations for various kinds of rock construction projects. During the last decade, this data collection has been developed into hydrogeological preinvestigations that have been tested in some projects.

As this technique is still under development, it has been considered valuable to make it known and to compile a report describing hydrogeological investigation methods and what information can be obtained by using them.

The ambition of this report has been to describe both the theoretical basis for analyses and prognoses of ground water flow in fractured crystalline rock and the investigation technique to be used in practice.

The reader will find the theoretical descriptions in the first part of the report followed by a presentation of a number of practically useful and simple methods that can be applied in order to analyse and predict ground water conditions in and around a facility in rock.

The project is part of the BeFo research programme and has been carried out as a joint venture between the Department of Geology at the Chalmers University of Technology and VIAK AB, both in Gothenburg, Sweden.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

KAPITEL

Sida nr

1	INLEDNING	1
2	RAPPORTENS MÅLSÄTTNING OCH UPPLÄGGNING	2
3	BERGETS EGENSKAPER	4
3.1	Matrix och sprickor	4
3.2	Sprickparametrar	4
3.3	Sprickriktningar	5
3.4	Spricksystemets bildning	7
3.5	Fördelning av vissa sprickparametrar	11
4	BERGET SOM HYDRAULISKT MEDIUM	15
4.1	Porositet	15
4.2	Flöde i en planparallell spricka	16
4.3	Continuum modeller	19
4.4	Erfarenheter från fältdata	20
4.5	Uppskattning av storleken på REV	22
4.6	Uppskattning av bruttopermeabiliteten	24
4.7	Teoretiska konsekvenser för analys av grundvattenproblem i sprickigt kristallint berg	28
5	BORRHÅLSTESTER	29
5.1	Styrande differentialekvationer	29
5.2	Linjekälla	31
5.3	Punktkälla	32
5.4	Manschettmätning	33
5.5	Manschettmätning i borrhål med spricka	35
5.6	Jämförelse mellan olika utvärderingsformler	36

6	TRANSIENTA BORRHÅLSTESTER	39
6.1	Grundläggande antaganden	39
6.2	Dimensionslösa parametrar	42
6.3	Utvärdering av transmissivitet och magasinskoefficient	43
6.4	Skinfaktor	45
6.5	Brunnsmagasin	47
6.6	Utvärdering av transmissivitet och skinfaktorn	48
6.7	Pumpningens influensradie	51
6.8	Punktkällor vid transienta tester	53
6.9	Slugtester	54
6.10	Stigningsmätningar i bergborrhål	56
6.11	Tryckuppbyggnadstester	57
7	INTERFERENSTESTER	61
7.1	Avsänkningstratten	61
7.2	Konstruktion av avsänkningstratten	63
7.3	Utvärdering av transmissiviteten från avstånd-avsänkingsdata	64
7.4	Prognoser baserade på interferenstester	66
8	NÅGRA GENERELLA DRAG I URBERGETS HYDROGEOLOGI	67
8.1	Analys av transmissivitets- och permeabilitetsdata från många borrhål	67
8.2	Skillnader mellan olika bergarter	69
8.3	Skillnader mellan olika typer av sprick- zoner	71
8.4	Anisotropi och bergspänning	73
8.6	Permeabilitetens variation med djupet	76
9	STORSKALIGA PROGNOSE	78
9.1	Prognosskala	78
9.2	Inläckning till bergrum	78
9.3	Inläckning till tunnel	81
9.4	Inläckningsprognos med speglingsmodell	83
9.5	Permeabilitetsprofilen	85
9.6	Numerisk modellering av inläckage	86

9.7	Avsänkingsprognoser baserade på inter- ferenstester	89
9.7.1	Reciprocitetsprincipen	90
9.7.2	Avsänkningar vid en interferenstest	91
9.7.3	Avsänkingsprognos baserad på reci- procitetsprincipen	92
10	MÄTTEKNIK	94
10.1	Nivåmätning	94
10.2	Tryckmätning	95
10.3	Flödesmätning	96
10.4	Mätning av förlopp	96
10.5	Flödesmätningar i byggskedet	97
11	UPPLÄGGNING AV HYDROGEOLOGISKA UNDER- SÖKNINGAR I BERG	100
11.1	Kostnadsfilosofi	100
11.2	Geologiska förutsättningar	103
11.3	Geologisk förundersökning	105
11.4	Geologisk detaljundersökning	108
12	EN FÄLTUNDERSÖKNING	112
12.1	Undersökningens förutsättningar och mål	112
12.2	Tektonisk analys av område 1	113
12.3	Borrningar i område 1	114
12.4	Provpumpningar i område 1	114
12.5	Förnyad tektonisk analys	115
12.6	Orienterade borrningar	115
12.7	Kompletterande borrningar, område 2	115
12.8	Provpumpningar i område 2	116
12.9	Rapportering	117
	REFERENSER	118
	BETECKNINGAR	123

1 INLEDNING

I samband med förundersökningar för berganläggningar av olika slag har sedan länge viss hydrologisk information samlats och införlivats med underlaget för projekteringen. Under senare år har tekniken för hydrogeologiska undersökningar också använts i flera fall. Då tekniken är under utveckling finns dels ett behov av att göra den känd, dels ett behov av att i samlad form finna ut vad som kan förutsägas med hydrogeologiska undersökningsmetoder och hur dessa kan tillämpas.

Följande rapport utgör ett försök att redovisa underlaget för hydrogeologiska undersökningsmetoder i berg och hur de systematiskt kan tillämpas. Rapporten utgör därmed den huvudsakliga redovisningen av projekt BeFo 84, Geohydrologiska Undersökningsmetoder. Projektet har genomförts som ett samprojekt mellan Geologiska institutionen, Chalmers Tekniska Högskola, och VIAK AB, Göteborg, med undertecknad som projektledare.

Projektet har även omfattat en större litteraturstudie och viss utveckling av mätutrustning. Dessa redovisas separat:

Sundquist: Tryckuppbyggnad som akvifertest i naturligt sprickigt medium, CTH, Geologiska institutionen, Publ B261, 1985.

Vidare har projektet förlängts genom att en fortsättning ingår som en del i forskningen kring Bolmentunneln och dess vattenproblem. Detta projekt pågår för närvarande.

Rapportens målsättning har varit att ge både de teoretiska förutsättningarna för analys och prognoser för grundvattenflöde i urberg och metoder som är praktiskt tillämpbara. Detta medför att de inledande kapitlen, 1-6, kan synas svårgenomträngliga för den praktiskt inriktade läsaren. I den senare delen, kapitel 7-12, resulterar dock denna teoretiska genomgång i ett antal praktiskt användbara enkla metoder för att analysera och förutsäga grundvattenförhållandena i och kring en anläggning i berg.

Stockholm och Göteborg i december 1986

Thomas Franzén

Gunnar Gustafson

Denna rapport avser att redovisa teoretiska och praktiska grunder för geoundersökningar i berg baserade på ett geohydrologiskt angreppssätt.

Det material som redovisas i rapporten stammar dels från de litteraturstudier och det utvecklingsarbete som gjorts möjligt genom projektet, dels från tillämpningar vid ett stort antal bergundersökningar.

I de inledande avsnitten ges grundläggande geohydrologiska egenskaper hos urberget och dess spricksystem. En diskussion förs vidare om hur spricksystemet kan ha bildats och hur spricksystemets egenskaper påverkar förutsägbarheten hos permeabiliteten och andra geohydrologiska parametrar.

I de följande avsnitten redovisas hydrauliska tester såsom man-schettmätningar och provpumpningar relativt utförligt. Deras utförande, tolkning och noggrannhet diskuteras för att ge underlag för en värdering av deras tillämpning.

Innan prognosmetoder och praktiska råd för undersökningar ges redovisas några generella slutsatser om hur urberget fungerar i hydrogeologiskt avseende. Dessa slutsatser är självfallet inte en katalog över allt som kan förekomma, utan de skall snarare ses som några genomgående erfarenheter från 15 års arbete med geohydrologiska undersökningar i berg.

I följande avsnitt ges en översikt av några enkla prognosmetoder för inläckage till berganläggningar och påverkan på omgivningen. Här betonas också att det är viktigare med goda och väl utvärderade fältdata än en komplicerad modell för prognosens noggrannhet.

En översikt över praktisk mätteknik vid geohydrologiska undersökningar ges i nästa avsnitt. Även här betonas att ofta utförda mätningar men med enkla metoder som regel ger bäst resultat.

Därefter redovisas hur geoundersökningar i berg kan läggas upp med utgångspunkt från ett hydrogeologiskt angreppssätt. Här visas hur man till samma kostnadsinsats kan få ett bättre och mer detaljerat resultat samt att undersökningen kan utföras så att de dyrare momenten kommer sent i undersökningen

Rapporten avrundas med en kortfattad redovisning av undersökningarna i ett väldokumenterat fall.

I rapporten har i de flesta fall använda metoder illustrerats med exempel från utförda undersökningar för att knyta de teoretiska slutsatserna till verkligheten.

3 BERGETS EGENSKAPER

Det berg, som denna rapport behandlar, är vad man i dagligt tal kan kalla "vanligt svenskt urberg". Ur berggrundsgeologisk synpunkt är detta givetvis utan mening, då ett stort antal bergarter med mycket olika sammansättning och struktur kan inordnas under detta begrepp. Ur hydrogeologisk synpunkt finner man emellertid att det finns mycket mer som är gemensamt än vad som skiljer, vilket vi skall försöka visa.

3.1 Matrix och sprickor

Gemensamt för magmatiska och metamorfa bergarter är att bergmassan som sådan, matrix, är tät. Mikrosprickor mellan och genom mineralkornen förekommer, men matrix porositet och permeabilitet är som regel låg.

Gemensamt för magmatiska och metamorfa bergarter är också att de är uppspruckna. Detta medför en sekundär porositet och permeabilitet, som ger möjlighet för ett grundvattenflöde genom berget. Sprickorna kan sinsemellan ha olika bildningssätt och därmed olika egenskaper. De har olika riktning och läge.

För att ge en förståelse för urbergets hydrogeologi är det därför nödvändigt att redogöra något för spricksystemet och dess egenskaper.

3.2 Sprickparametrar

Med spricksystemet menar vi i denna text alla förekommande sprickor i ett område. De kan sedan ofta indelas i sprickgrupper med parallella riktningar.

En sprickas riktning tillhör den grupp av geometriska data, som är lätt att mäta på en blottad bergyta. Sprickplanets riktning anges med strykning och stupning, se figur 3.1. På samma sätt kan en sprickas längd enkelt mätas i en blottning.

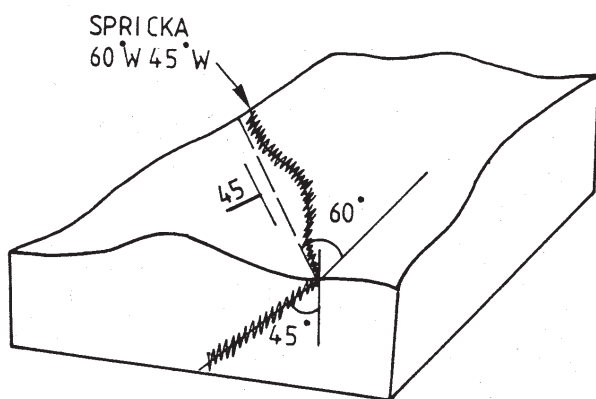


Fig 3.1 Strykning och stupning.

Sprickorna har också en vidd, som dock varierar längs dess sträckning. Teoretiskt sett skulle den vara möjlig att mäta optiskt, men i praktiken måste man utnyttja indirekta metoder. Till de viktigaste hör de geohydrologiska. Sprickornas genomsläpplighet, spricktransmissiviteten, kan mätas i borrhål och står i en direkt relation till sprickvidden. För det fortsatta resonemanget behöver vi inledningsvis bara känna till att spricktransmissiviteten är proportionell mot sprickvidden i kubik.

$$t_f = c \cdot e^3$$

På liknande vis kan även spricklängden uppskattas med geohydrologiska metoder.

3.3 Sprickriktningar

Mätningar av sprickornas strykning och stupning i ett område kan sammanställas i diagram av olika typ, se exempelvis Hobbs et al 1976. I en sprickros anges frekvensen av sprickor med samma strykning, se figur 3.2. I ett poldiagram kan både strykning och stupning anges för varje spricka inom området, se figur 3.2.

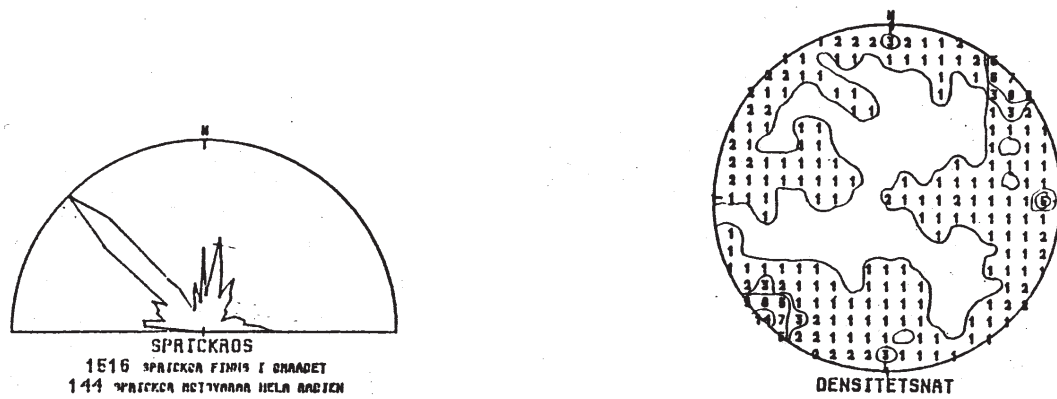


Fig 3.2 Sprickros och poldiagram för sprickmätningar på Ramberget, Göteborg, Säwe och Tyrberg, 1983

Som visas i figur 3.2 samlas ofta sprickornas strykning i 3 eller 4 distinkta grupper. Speciellt vanligt är det om man sorterar ut de brantstående sprickorna.

Man finner vidare att vissa av de framträdande sprickgrupperna är i stort sett parallella med tydliga lineament i terrängen (Gustafson och Ronge, 1986). Se figur 3.3.

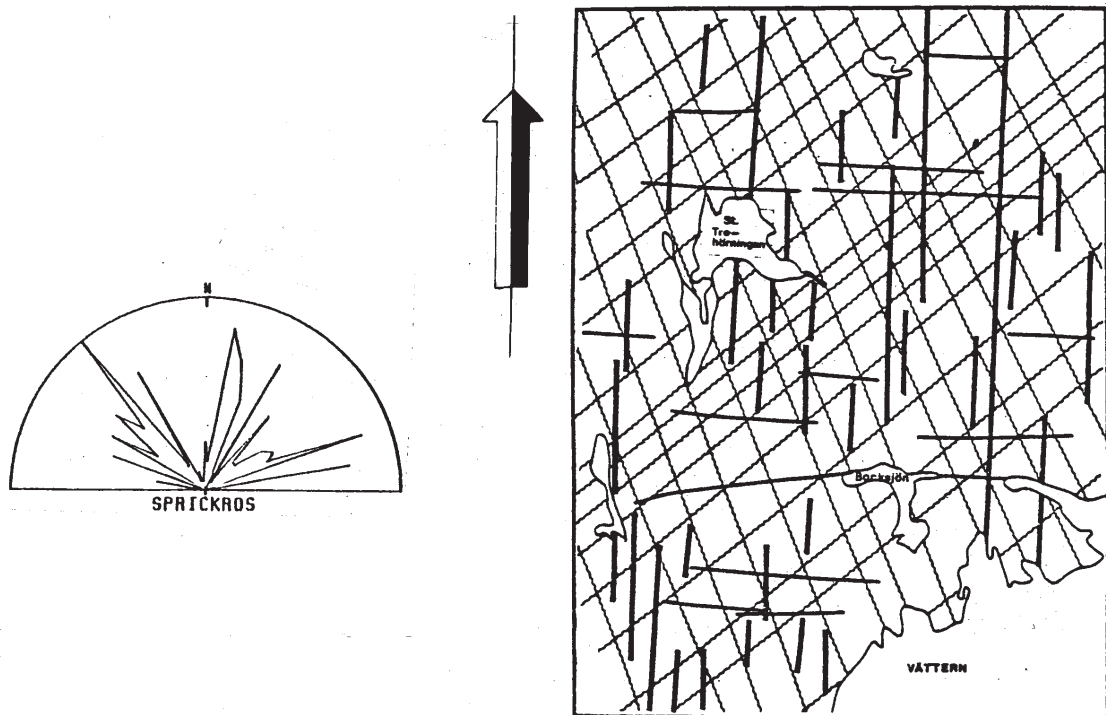


Fig 3.3 Lineament i Tivedsområdet, Dverstorp och Gass (1984)

Då dessa förhållanden har visat sig mycket generella är det viktigt för förståelsen av bergets egenskaper hur spricksystemet har bildats. En enkel modell för detta presenteras nedan.

3.4 Spricksystemets bildning

På jordskorpan verkar dels de krafter, som orsakar kontinental-drift och plattetektonik, dels vad som motsvarar tidvatteneffekter och andra yttre krafter. Båda typerna har sannolikt haft betydelse för uppkomsten av berggrundens spricksystem, men de plattetektoniska krafterna ger horisontella spänningar i jordskorpan, som om de är tillräckligt stora kan förklara uppkomsten av det dominerande spricksystemet i urberget.

3.4.1 Jordskorpan uppbyggnad

Krustan kan ses som en styv platta vilande på ett plastiskt underlag, se figur 3.4. Detta innebär att på lång sikt hela horisontalspänningen måste tas upp av den styva, spröda delen.

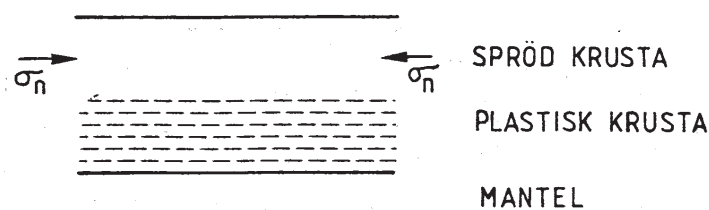


Fig 3.4 Krustans uppbyggnad.

Under inverkan av horisontalspänningen kan deformationer i den övre krustan tas upp antingen genom veckning eller skjuvbrott.

Vid veckningen uppkommer veck dels vinkelrätt mot den största huvudspänningen, dels sekundära veck parallellt med denna. Speciellt i de sekundära veckaxlarna kan dragsprickor uppstå som ofta markeras av parallella diabasgångar, se figur 3.5.

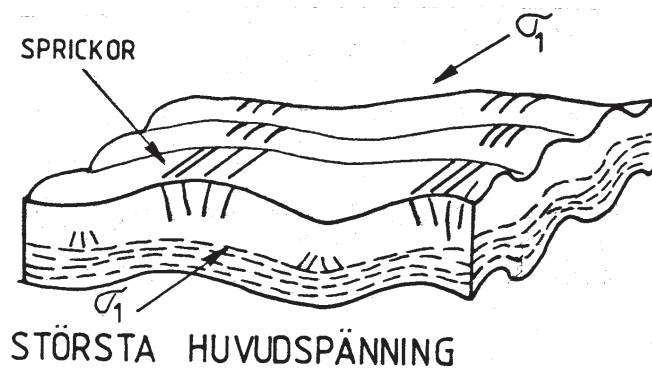


Fig 3.5 Dragsprickor vid veckning.

3.4.2 Brottmekanismer

För att beskriva skjuvbrotten måste först brottmekanismerna i en spröd krusta redogöras något för. Normalt anser man att Mohr-Coloumbs brottvillkor relativt väl beskriver brottmekan-

nismen i en spröd berggrund. Detta innebär att skjuvbrott uppträder när Mohrs spänningscirkel tangerar en brottenvelop uttryckt som:

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (3.1)$$

Där c är materialets kohesion och ϕ den inre friktionsvinkeln, se figur 3.6.

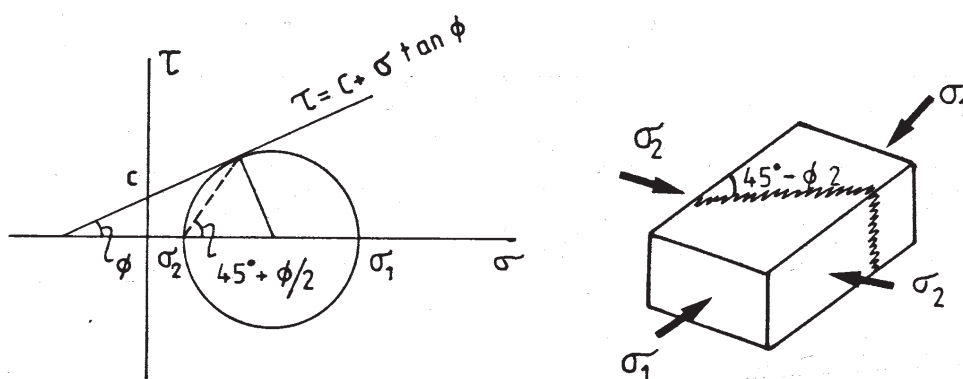


Fig 3.6 Mohr-Coloumb's brottvillkor.

Om detta brottvillkor tillämpas över en större yta, erhålles således ett rombiskt brottmönster med de långa diagonalerna parallella med största huvudspänningen, se figur 3.7.

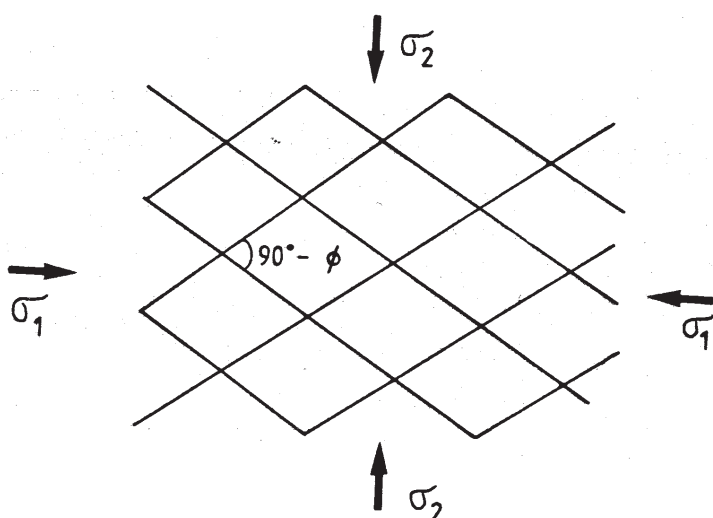


Fig 3.7 Rombiskt brottmönster.

Både dragsprickorna orsakade av veckning och skjuvsprickor kan förekomma samtidigt, och ger ett system av vertikala sprickor med tre huvudriktningar. Dessa kommer sedan att styra upp efterföljande deformationsfaser.

3.4.3 Sekundära dragsprickor

För att undersöka om någon ytterligare sprickgrupp kan uppkomma, kan en enkel spänningsbetraktelse göras för de rombiska block som blir resultaten av skjuvbrotten. Vi förutsätter vidare att den största huvudspänningen kan ändra riktning med tiden. Om σ_1 är parallell med rombens diagonal kan en jämvikts-ekvation ställas upp enligt figur 3.8.

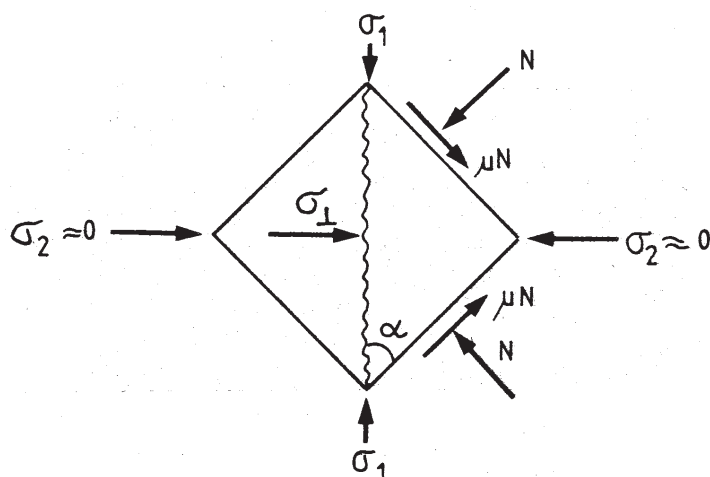


Fig 3.8 Spänningar på ett rombiskt block.

Största huvudspänningen tänkes överförd med normal- och friktionskrafter i blockgränsen. Man finner då att ett villkor för att $\sigma_{\perp}$ skall vara mindre än noll, d v s en dragspänning, är att $\mu \tan \alpha > 1$. Vi kan vidare anta att friktionskoefficienten är mindre än ett, vilket medför att dragspänning i diagonalen och därmed dragsprickor kan uppkomma om största huvudspänningen står över rombens trubbiga vinkel.

Den ovan skisserade teorin är självfallet en stark förenkling av de verkliga förhållandena. Erfarenheter från ett stort antal områden i Skandinavien har emellertid visat att modellen är mycket användbar. Modellen anger också endast den ursprungliga anläggningen av spricksystemet. Sprickor har sannolikt bildats senare och bildas även idag. Indicier för detta måste emellertid sökas med andra metoder.

3.5 Fördelningen av vissa sprickparametrar

Manschettmätningar i kärnborrhål har utförts sedan länge. Mätningarna utföres så att vatten trycks in mellan två manschetter och tryck och flöde registreras. Från dessa data beräknas sedan ett värde på bergets permeabilitet i den testade sektionen. Vad detta värde egentligen representerar kommer att behandlas senare, men som utgångspunkt gäller att det är proportionellt mot spricktransmissiviteten om en spricka skär sektionen.

Statistiska bearbetningar av manschettmättningsdata har visat att uppmätta permeabiliteter är lognormalfördelade, se Carlsson, 1983, och Gustafson och Åberg 1985. En grafisk representation av data kan göras i ett lognormaldiagram, se figur 3.9.

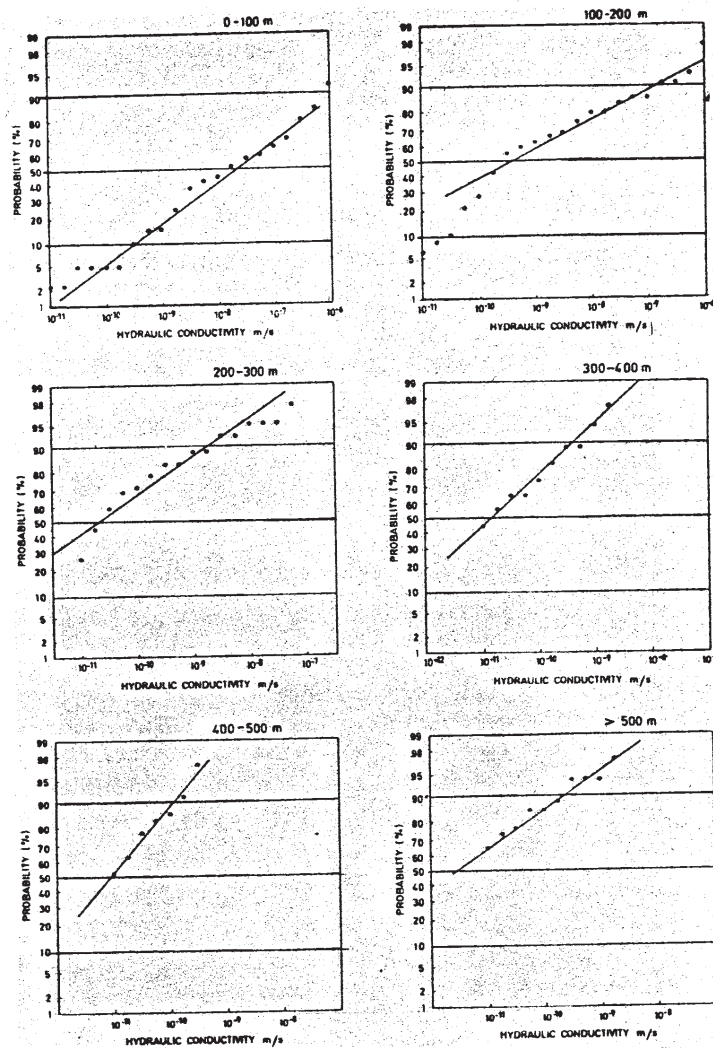


Fig 3.9 Manschettmättningsdata från Kamlunge (Carlsson 1983).

Diagrammets skalor är valda så att en lognormalfördelning representeras av en rät linje i diagrammet. Som framgår av figuren är överensstämmelsen mycket god. Av sambandet mellan spricktransmissivitet och sprickvidd, ekvation 3.1, följer dessutom att om spricktransmissiviteten är lognormalfördelad så är även sprickvidden det.

På samma vis kan även sprickfrekvensen, γ , behandlas statistiskt, se figur 3.10.

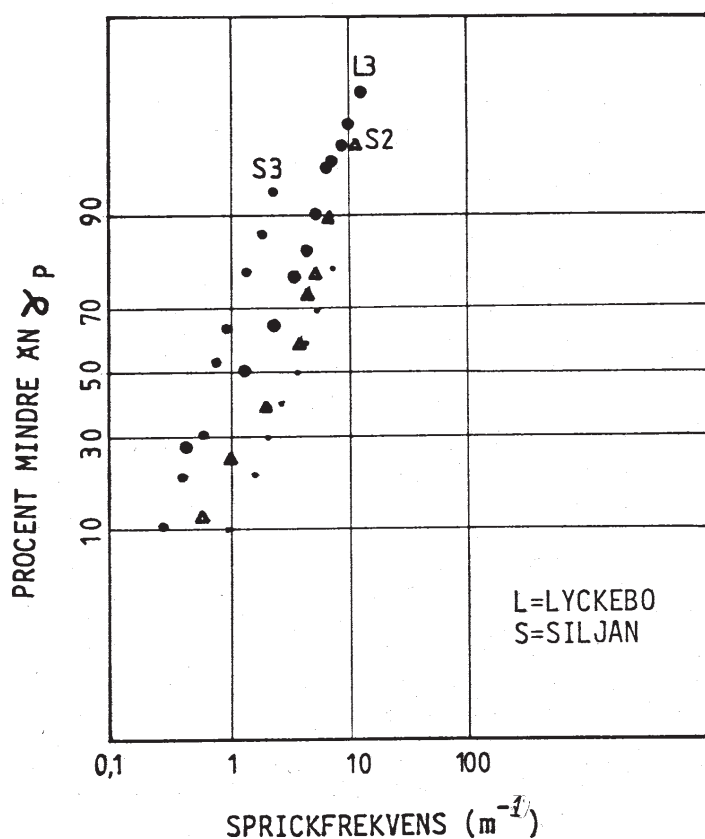


Fig 3.10 Sprickfrekvensensdata från Siljansområdet och Lyckebo, data från Vattenfall (1985) och VIAK (1981)

Vi finner även i detta fall en god anpassning till en lognormal fördelning.

Som framgår kan man på goda grunder anta att både sprickvidd och sprickfrekvens är lognormalfördelade i det kristallina urberget. Det kan därför vara värt att reflektera över vilken typ av process, som kan ge detta resultat. Bekant är att en process, som är resultatet av en summa av ett stort antal händelser ger en normalfördelad population (ex hur långt kommer man med 10 stenkast) d v s:

$$\zeta = \sum x_i \quad (3.2)$$

I detta fall är således summan av logaritmerna, eller produkten av händelserna normalfördelad:

$$\xi = \sum \ln x_i = \ln \prod x_i \quad (3.3)$$

Ett resultat av denna typ kan man få om man för ett stort antal händelser varje gång förändrar t ex sprickvidden med i medeltal samma faktor, en faktor mycket nära 1, så att:

$$e_{i+1} = \alpha e_i \quad (3.4)$$

Den nuvarande effektiva sprickvidden blir således den senaste termen i en geometrisk serie.

På samma sätt blir sprickfrekvensen lognormalfördelad om det för varje spricka bildas $\beta - 1$ nya sprickor så att:

$$\gamma_{i+1} = \beta \cdot \gamma_i \quad (3.5)$$

Med detta synsätt kan man således anta att det spricksystem vi ser i dag är resultatet av ett mycket stort antal tektoniska händelser, och att processen sannolikt fortgår även i dag.

4 BERGET SOM HYDRAULISKT MEDIUM

4.1 Porositet

Allt grundvattenflöde i berget måste gå genom dess hålrum. Det kan låta som en självklarhet, men det är viktigt att påpeka att alla hålrum inte bidrar till flödet, utan att man är medveten om att det främst är i sprickorna som flödet sker. Vanligtvis brukar man därför skilja på matrix porositet, primär porositet n_1 , och sprickporositeten, sekundärporositeten n_2 . För totalporositeten, n_t , gäller då följande samband:

$$n_t = n_2 + (1 - n_2)n_1 \quad (4.1)$$

Dock gäller vanligtvis att $n_2 \ll 1$ vilket medför:

$$n_t \cong n_2 + n_1 \quad (4.2)$$

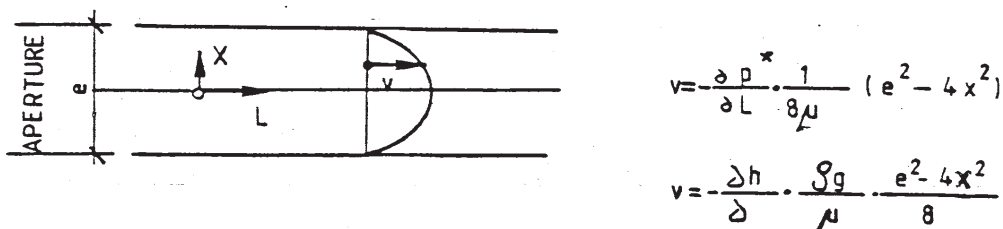
Vanligtvis finner man dock att primärporositeten är större än sekundärporositeten. Vidare finner man ofta att även det vatten som lagras i de primära porerna dräneras vid ett uttag och dessa således medverkar vid magasineringen av vatten i berget. En generalisering blir därför:

- Primärporositeten står huvudsakligen för lagringen av vatten i berget.
- Sekundärporositeten står huvudsakligen för vattenflödet i berget.

Några data för primär- och sekundärporositet har angivits av Carlsson et al (1933) och Heimli (1974). Primärporositeten har vanligen storleksordningen $n_1 = 10^{-3} - 10^{-1}$ och sekundärporositeten $n_2 = 10^{-5} - 10^{-3}$.

4.2 Flöde i en planparallell spricka

Visköst flöde mellan två parallella plattor beskrivs vanligen som ett Hele-Shaw-flöde, se figur 4.1.



($p^* = p - (z - z_0) \rho g$ där z_0 refererar till en basnivå inom sektionen)

Fig 4.1 Flöde mellan två planparallella plattor.

I verkligheten är sprickytorna vare sig släta eller parallella. Råheten har en viss betydelse, vilket kommer att diskuteras senare. Lokalt kan dock parallellitet anses vara approximativt riktigt, Dupuits antagande.

Om hastighetsekvationen integreras erhålles:

$$\bar{v} = \frac{1}{e} \int_{-e/2}^{e/2} v \, dx = - \frac{dh}{dL} \cdot \frac{\rho g}{\mu} \cdot \frac{e^2}{12} \quad (4.3)$$

Analogin med Darcy's lag är uppenbar eftersom den anges:

$$v = - \frac{dh}{dL} \cdot K \quad (4.4)$$

Detta gäller under laminära förhållanden. Vid högre gradienter kan flödet bli turbulent. Övergången styres av Reynolds tal så att:

$$R_e = \frac{v \cdot 2e}{\mu/\rho} < 300 - 2\,300 \quad (4.5)$$

Där $R_e < 300$ för sprickor med mycket råa väggar och $R_e < 2\,300$ för släta sprickor. Övergångsområdet kan alltså beskrivas med, se figur 4.2:

$$-\frac{dh}{dL} = R_e \cdot \frac{6\mu^2}{\rho^2 g} \cdot \frac{1}{e^3} \quad (4.6)$$

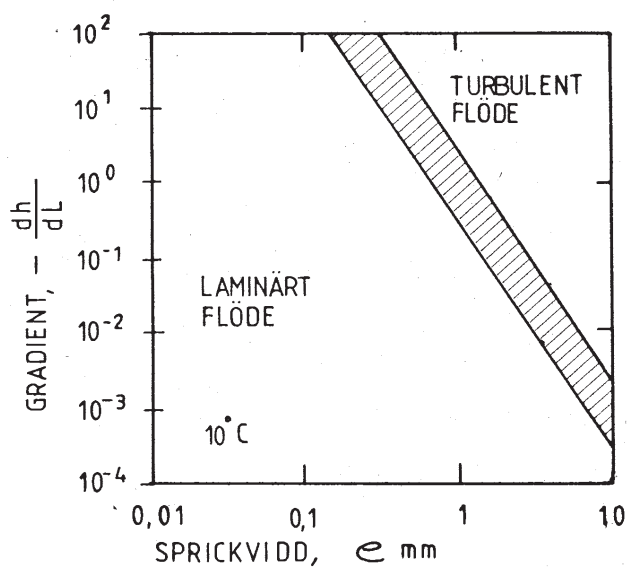


Fig 4.2 Flödesregimer i sprickor.

Som framgår av figuren är laminärt flöde rådande vid naturligt förekommande gradienter och sprickvidder.

Sprickans råhet kan tas hänsyn till genom att man inför en friktionsfaktor, f , (Louis 1969):

$$\bar{v} = - \frac{dh}{dL} \cdot \frac{\rho g}{\mu} \cdot \frac{e^2}{12f} \quad (4.7)$$

Vi kan därför beskriva sprickans hydrauliska konduktivitet och specifika permeabilitet som:

$$K_f = \frac{\rho g}{\mu} \cdot \frac{e^2}{12f} \quad \text{och} \quad k_f = \frac{e^2}{12f} \quad (4.8)$$

Sprickans transportförmåga, spricktransmissivitetet och specifik spricktransmissivitet kan definieras som:

$$T_f = \frac{\rho g}{\mu} \cdot \frac{e^3}{12f} \quad \text{och} \quad t_f = \frac{e^3}{12f} \quad (4.9)$$

Spricktransmissiviteten är således proportionell mot sprickvidden i kubik.

Om nu ett homogent sprickset med frekvensen γ (m^{-1}) existerar kan man notera att bergets bruttopermeabilitet parallellt med setet blir:

$$K = T_f \cdot \gamma \quad (4.10)$$

Vi finner således att Darcy's lag gäller i varje spricka, dock med den reservationen att flöde endast kan ske parallellt med sprickplanet, tvådimensionellt. Systemet är således lokalt anisotrop.

I berget finns emellertid ett spricksystem med sprickor av olika riktningar och öppning, som är kopplade till varandra. Nästa fråga blir i vad mån det är möjligt att göra modeller och prognoser för detta.

4.3 Continuum modeller

Innan man kan generalisera spricksystemet till hela bergvolymen måste några egenskaper hos grundvattenflödet i makroskala diskuteras. Utgångspunkt för detta är om det sprickiga berget kan behandlas som ett continuum. I stort sett all modellering och analys av grundvattensystem grundar sig på detta antagande, d v s att systemet kan delas in i tillräckligt små enheter med tillräckligt lika egenskaper för att differentiering och integration skall vara meningsfull.

Alla porsystem är flerfassystem, om en godtycklig punkt i bergmassan väljes träffar den antingen matrix eller ett hålrum, de två faserna. Detta innebär att alla parametrar för bergmassan måste ses som medelvärden över någon volym för att differentiering och integration skall vara möjlig. Denna medelvärdesvolym kallas vanligen för Representativ Element Volym (REV), se figur 4.3.

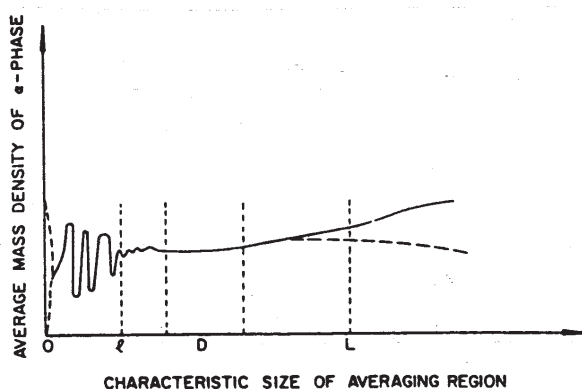


Fig 4.3 Densitet som funktion av medelvärdesvolymens storlek (Hassanizadeh och Gray, 1983).

Av denna REV krävs att den skall vara liten jämfört med den makroregion inom vilken problemet löses. Denna skall i sin tur vara liten jämfört med hela det område, där stora heterogeniteter kan förekomma. Således:

$$l \ll D \ll L \quad (4.11)$$

Det första problemet är således att finna storleken på REV i ett sprucket kristallint berg.

Nästa problem är att finna en metod för att bilda medelvärden för den sökta parameter. För densitet eller porositet, som är volymrelaterade parametrar, kan enkel volymintegration användas, men för hydraulisk konduktivitet, som är en utbytesparameter mellan olika faser måste andra metoder användas.

För ett naturligt sprucket berg är därför dilemmat att vi vet att Darcy s lag gäller för varje enskild spricka, men att för stora volymer förutsägelser baserade på ett continuumantagande måste göras med stor försiktighet eftersom varje sprickas egenskaper inte kan bestämmas.

4.4 Erfarenheter från fältdata

Fältbestämningar av den hydrauliska konduktiviteten i kärnborrhål har utförts länge med hjälp av manschettmätningar, se figur 4.4.

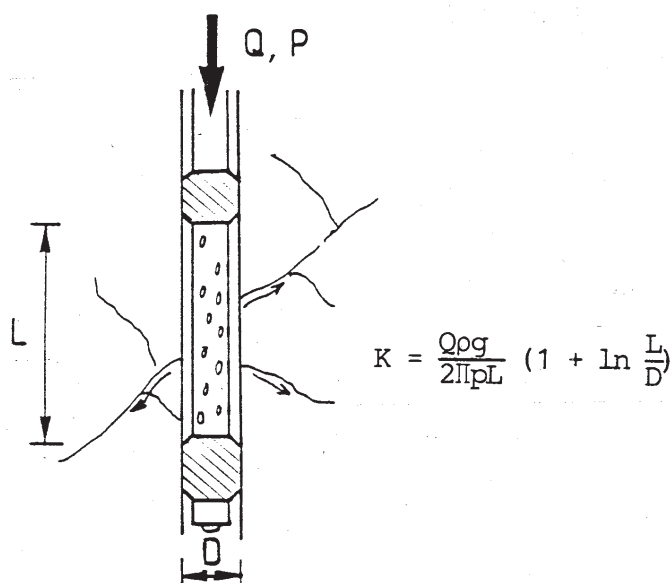


Fig 4.4 Manschettmätning, Lugeon test.

Utvärderingen av dessa mätningar kommer att beröras närmare i kapitel 5. Som tidigare nämnts finns flera problem med detta. Man kan emellertid visa att den relativa storleken mellan uppmätta värden på permeabiliteten är korrekt.

Manschettmätningarna har emellertid visat att permeabiliteterna för olika mätsektioner är lognormalfördelade, se figur 3.10. För spricktransmissiviteten kan vi således ställa upp följande frekvensfunktion:

$$f(T_f) = \frac{1}{T_f \cdot \sigma_y \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(\ln T_f - \mu_y)^2}{2\sigma_y^2}} \quad (4.12a)$$

$$y = \ln T_f \quad (4.12b)$$

Där μ_Y och σ_Y är medelvärde och standardavvikelse för naturliga logaritmer av spricktransmissiviteten.

Man måste dock påpeka att olika lognormalfördelningar kan gälla för olika sprickgrupper i systemet. Detta ger anisotropa egenskaper tillsammans med den variation, som fördelningen innebär. Vidare kan olika tektoniska förhållanden ge olika lokala transmissivitetsfördelningar. Erfarenheten har emellertid visat att dessa lokala variationer ryms inom den lognormalfördelning, som är karaktäristisk för ett område.

4.5 Uppskattning av storleken på REV

En uppskattning av storleken på den representativa elementvolymen måste utföras med den verkliga fördelningen på den aktuella parametern som utgångspunkt. För att uppskatta bergets hydrauliska konduktivitet måste således en lognormalfördelad spricktransmissivitet antas. Ett sätt att resonera kan vara som följer:

Varje testat borrhål skär ett antal (sample) sprickor som följer en transmissivitetsfördelning F (T_f). Ett sätt att bestämma storleken på REV är att varje sample skall vara så stort att ingen enskild spricka får ha så hög spricktransmissivitet att hela samplets transmissivitet märkbart förändras om den tas bort. Detta kan för en sprickgrupp formuleras så att:

$$\lim_{n \rightarrow N} T_{f, \max} / \sum_{i=1}^n T_{f, i} = \phi(n) = 0 \quad (4.13)$$

Transmissivitetssumman kan uppskattas till:

$$\sum_{i=1}^n T_{fi} = n \cdot \bar{T}_f = n \cdot e^{\mu + \sigma^2/2} \quad (4.14)$$

Om vi inför $t = (\ln T_{f \max} - \mu_Y) / \sigma_Y$ kan sannolikheten för den största sprickan approximativt bestämmas till:

$$F(t) = 1 - \frac{1}{t} \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-t^2/2} \quad (4.15)$$

För ett stort sample gäller dock:

$$F(t) = 1 - \frac{1}{n} \quad (4.16)$$

Eller

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{t} \cdot \frac{e^{-t^2/2}}{\sqrt{2\pi}} \quad (4.17)$$

Kvoten mellan maxtransmissiviteten och transmissivitetssumman kan nu beräknas som:

$$\phi(t) = \frac{T_{f,\max}}{n \cdot \bar{T}_f} = \frac{e^{\mu_Y + t\sigma_Y}}{n \cdot e^{\mu_Y + \sigma_Y^2/2}} = \frac{1}{t\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-(t-\sigma_Y)^2/2} \quad (4.18)$$

Storleken på REV beror således huvudsakligen på antalet sprickor i vårt sample och standardavvikelsen för transmissivitetsfördelningen, vilket är logiskt, eftersom en mer spridd fördelning innebär en stor REV. $\phi(t)$ visas i diagramform i figur 4.5.

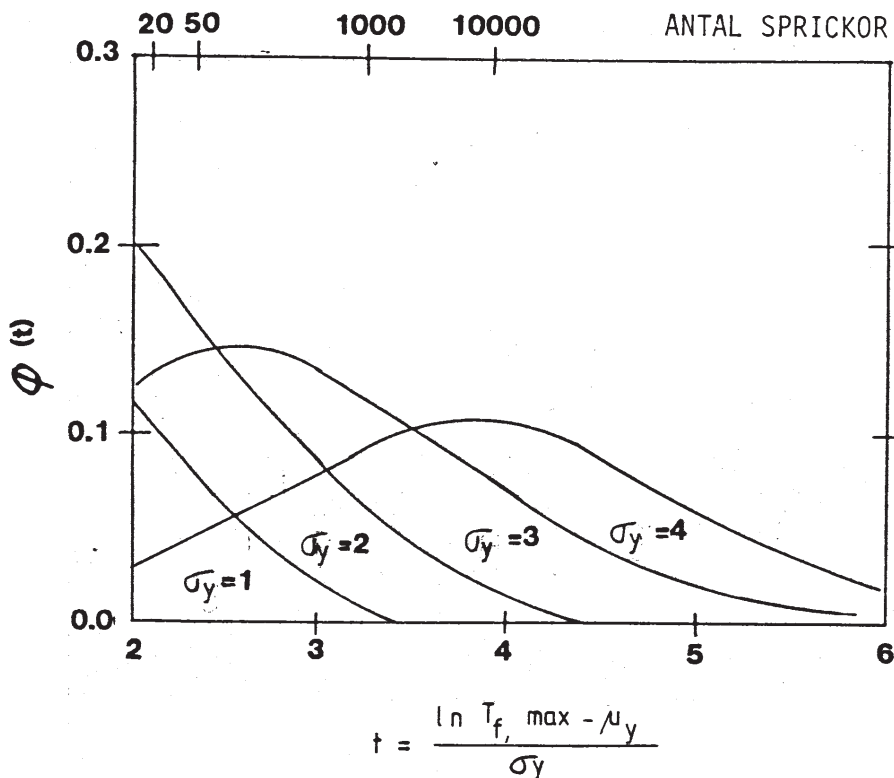


Fig 4.5 $\phi(t)$ som funktion av t .

Värdet på t kan uttryckas som ett antal sprickor i vårt sample, som visas i figuren. Med ett intervall på $\sigma_y = 1 - 3$, som erhållits från manschettmätningar innebär detta att REV bör innefatta ungefär 1 000 - 10 000 sprickor. För en normalt uppsprucken berggrund blir REV mycket stor. Det innebär i sin tur att ett continuumangrepp måste användas med mycket stor försiktighet för att analysera och prognosticera grundvattenflöde i en kristallin berggrund.

4.6 Uppskattning av bruttopermeabiliteten

Även om REV har avsevärd storlek, kan gränserna för flödet genom en sprucken berggrund uppskattas med relativt enkla medel.

Om en mycket enkel continuum modell ställs upp:

$$Q = f(h_b, K_g) \quad (4.19)$$

I denna ekvation är Q flödet genom systemet och h_b är potentialen på modellens gränser. K_g är den ekvivalenta eller bruttopermeabilitet, som ger det aktuella flödet. Detta innebär inte att bruttopermeabiliteten ger korrekta flöden och potentialer inom systemet. Modellen är bara giltig för de flöden som orsakas av potentialen på gränserna. Det problem vi skall studera är att sätta gränser för K_g i ett flerfassystem och om det är möjligt ge ett bra närmevärde för K_g utgående från data om systemet.

Man kan med variationsanalys visa (Hasin och Shtrikman, 1962) att övre och nedre gränsen för K_g i ett flerfassystem är de viktade aritmetiska och harmoniska medelvärdena för de ingående faserna, d v s permeabiliteten i varje punkt. Med en frekvensfunktion $f(K)$ erhålles:

$$\int_0^\infty f(K) K \, dk > K_g > 1 / \left(\int_0^\infty f(K) \, dk / K \right) \quad (4.20)$$

Med $X = \ln K$ erhåller vi för en lognormalfördelad permeabilitet:

$$K_{am} = e^{\mu_x + \sigma_x^2/2} > K_g > e^{\mu_x - \sigma_x^2/2} = K_{hm} \quad (4.21)$$

Man kan också visa att aritmetiska mediet, K_{am} , representerar homogenitet parallellt med flödesriktningen och det harmoniska medelvärdet, K_{hm} , gäller för homogenitet vinkelrätt flödesriktningen.

Man kan dock visa att för ett anisotropt homogent tvådimensionellt system att den effektiva permeabiliteten är lika med det geometriska mediet av permeabiliteten för huvudriktningarna (Papadopoulos, 1967). Det är därför frestande att använda det geometriska medelvärdet, K_{gm} som uppskattning för K_g eftersom:

$$K_{gm} = \sqrt{K_{am} \cdot K_{hm}} = e^{\mu} \quad (4.22)$$

För att testa denna hypotes har ett antal simuleringar utförts med en tvådimensionell finit differensmodell med 100 noder.

I denna har permeabiliteterna i nodpunkterna genererats slumpmässigt enligt en lognormalfördelning. Modellen, som är en enkel relaxationsmodell, har körts på en bordsdator, Epson Hx20. Olika körningar har visat att det geometriska mediet är en god skattning av bruttopermeabiliteten. Ett exempel visas i figur 4.6.

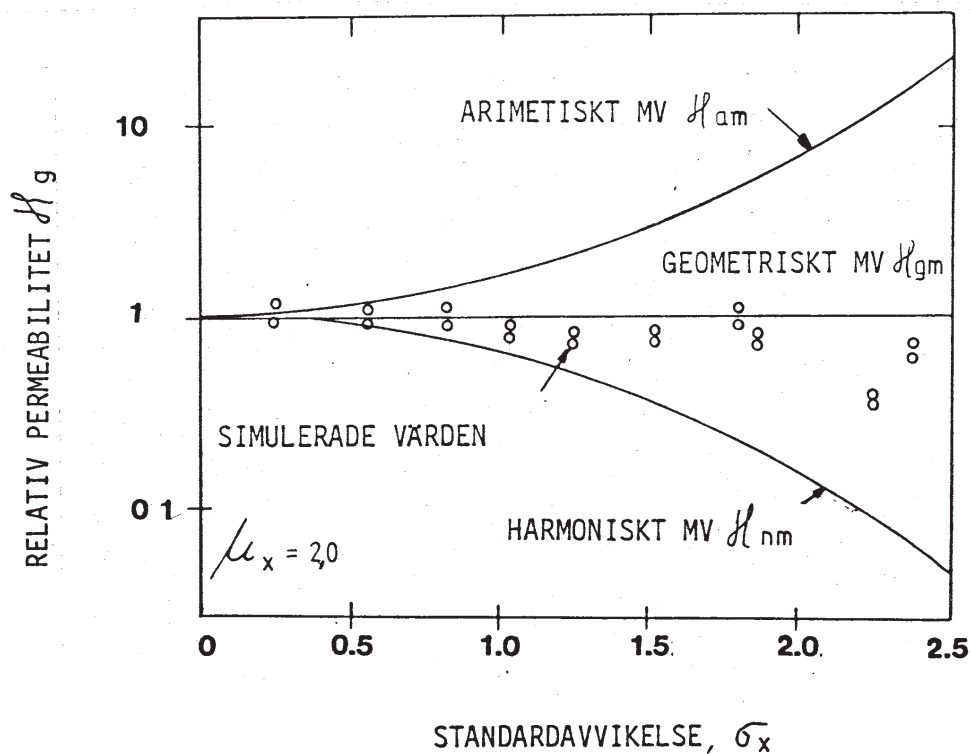


Fig 4.6 Bruttopermeabilitet för olika lognormala permeabilitetsfördelningar.

Således kan man anta att den geometriska medelpermeabiliteten, K_{gm} , är en god skattning av bruttopermeabiliteten, åtminstone för tvådimensionella problem. De övre och nedre gränserna bestäms av det aritmetiska, K_{am} , och det harmoniska, K_{hm} , medelvärde. I anisotropa system är bruttopermeabiliteten för flöde parallellt med största huvudriktningen nära det aritmetiska medelvärde och för flöde parallellt med den minsta huvudriktningen nära det harmoniska.

Dagan (1979 och 1981) har med liknande metoder kommit fram till följande approximativa formel för bruttopermeabiliteten:

$$K_g = K_{gm} \{1 + (1/2 - 1/m) \sigma_x^2\} \quad (4.23)$$

Där m är antalet dimensioner i flödesproblemet. Vi finner att tvådimensionell strömning ger samma resultat som ovan, $K_g = K_{gm}$.

För tre dimensioner har ekvation 4.22 inte varit möjlig att testa inom projektets ram. De flesta grundvattenproblem kan dock som regel reduceras till att vara åtminstone pseudotvådimensionella, varför vi kan nöja oss med att det geometriska medelvärde är en god skattning av bruttopermeabiliteten:

$$K_g \approx K_{gm} = e^{\mu_x} \quad (4.24)$$

Av ekvation 4.23 följer dessutom att skillnaden mellan två- och tredimensionella flödessystem är liten.

4.7 Teoretiska konsekvenser för analys av grundvattenproblem i sprickigt kristallint berg

Som vi har funnit skiljer sig de geohydrologiska förhållandena i ett sprucket berg väsentligt från de mera normala porösa akviferer som de klassiska analys- och modelleringsmetoderna utvecklats för.

En berättigad fråga är därför om några förutsägelser över huvud taget går att göra om grundvattenförhållanden i urberg, och om det är möjligt vilka. En utbredd ståndpunkt i bergbyggande har också varit att bygga och ta vattenproblemen när de kommer eftersom det ändå inte går att göra några förutsägelser. Så illa är det emellertid inte och på grundval av det föregående kan några slutsatser dras.

- * Vi vet att Darcy's lag gäller i alla sprickor. Detta medför att två viktiga principer kan användas som verktyg för analys och prognoser, nämligen superpositionsprincipen och reciprocitetsprincipen.
- * Vi vet att REV för bergmassan är stor. Detta medför att vi inte kan överföra data från en punkt till en annan. Vi kan emellertid göra goda prognoser för stora anläggningar baserade på många data, som statistiskt bearbetas. För detaljprognoser måste detaljundersökningar utföras på samma plats.
- * Vi kan på grundval av att en bruttopermeabilitet kan bestämmas för varje rand (brunn, berggrum etc) med lämpliga undersökningsmetoder utnyttja normala skalregler baserade på continuumteori.

Om undersökningar och prognoser utförs med hänsyn till dessa slutsatser finns förutsättningar för goda resultat och i fortsättningen kommer att behandlas hur detta kan ske. Historiskt sett har detta hört till sällsyntheterna.

5 BORRHÅLSTESTER

Borrhålstester av olika slag har sedan lång tid använts för att erhålla genomsläpplighetsdata för berget. Utvärdering av dessa har som regel utförts schablonmässigt och de metoder som använts har haft några grundläggande fel. I detta kapitel kommer grundvalen för några testmetoder att redovisas. I samtliga fall kommer härledningarna att baseras på continuum teori. Som framgått av det tidigare är detta inte helt korrekt, men kan accepteras om vi betänker att det är en lokal bruttopermeabilitet vi söker. I detta kapitel behandlas endast tester där stationära eller pseudostationära förhållanden kan antas.

5.1 Styrande differentialekvationer

Darcy s lag är grundläggande för all matematisk behandling av grundvattenproblem. Den säger i korthet att det specifika flödet, $v = Q/A$, är proportionellt mot potentialgradienten:

$$v = K \cdot - \frac{dh}{dL} \quad (5.1)$$

Proportionalitetskonstanten K benämnes hydraulisk konduktivitet. Denna kan vara riktningsberoende och variera för olika punkter i grundvattenmagasinet, se figur 5.1.

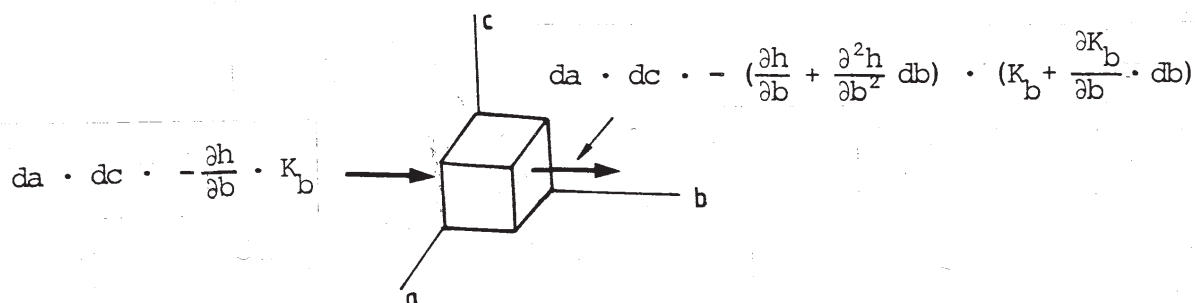


Fig 5.1 Massbalansekvationens uppställning, a , b och c är permeabilitetens huvudriktningar.

Om en fullständig massbalansekvation skall uppställas med hänsyn tagen till anisotropi och heterogenitet blir uttrycket mycket krångligt. Det saknar dessutom mening för en borrhåls-test eftersom vi inte har möjlighet att utifrån borrhålet mäta vare sig det ena eller andra. Vi måste således nöja oss med ett antagande om lokal isotropi och homogenitet och en bruttopermeabilitet K_g . Massbalansekvationen blir då:

$$\begin{aligned} & - \frac{\partial h}{\partial x} \cdot K_g \cdot dy dz - \frac{\partial h}{\partial y} \cdot K_g \cdot dz dx - \frac{\partial h}{\partial z} K_g dx dy = \\ & - \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} dx \right) K_g dy dz - \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} dy \right) K_g dz dx - \\ & - \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} dz \right) K_g dx dy \end{aligned} \quad (5.2)$$

Eller:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (5.3)$$

Detta är Laplace differentialekvation, som är gemensam för flera potentialproblem inom grundvattenflöde, värmeledning, elektrocitetslära m m. I symmetriska cylindriska problem kan den skrivas:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (5.4)$$

För symmetriska sfäriska problem får den formen:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{2r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (5.5)$$

Att finna utvärderingsformler till stationära borrhålstester är därför i hög grad att finna lösningar till dessa ekvationer för givna randvillkor. De härledningar som presenteras nedan utförs dock något förenklat.

5.2 Linjekälla

Om vatten förs till ett mycket långt borrhål kommer flödet att breda ut sig radiellt kring detta. Borrhålet kan approximeras med en tunn linje. Följande gäller då, se figur 5.2.

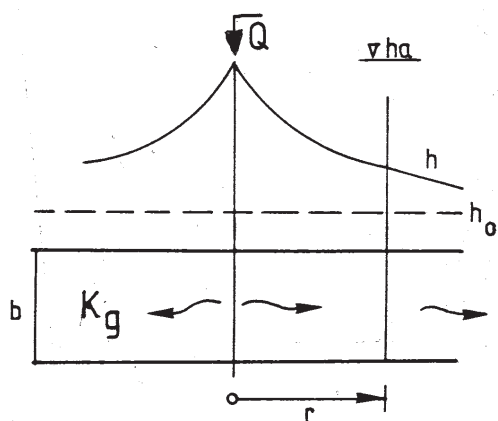


Fig 5.2 Linjekälla.

Flödet genom varje tvärsnitt är konstant så att:

$$v = \frac{Q}{2\pi r b} = - \frac{dh}{dr} \cdot K_g \quad (5.6a)$$

Eller:

$$dh = - \frac{Q}{2\pi K_g b} \cdot \frac{dr}{r} \quad (5.6b)$$

Integrering ger:

$$\Delta h = h_w - h_o = \frac{Q}{2\pi K_g b} \cdot \ln R_o/r_w \quad (5.7)$$

Där h_w är trycknivån i borrhålet vid flödet Q och h_o är den ursprungliga nivån. R_o är en integrationskonstant, som kan tolkas som en influensradie. För vissa magasinsgeometrier finns bestämda värden på R_o .

Brunnsradien betecknas r_w . Om i stället vatten tas ut ur borrhålet uppstår i stället en sänkning av trycknivån. Samma ekvation kan dock användas med den ändringen att uttag räknas som negativ injektion. Förloppet är således reversibelt.

Denna formel benämnes inom geohydrologin Thiems brunnsformel och har stor grundläggande betydelse för analys av tvådimensionella grundvattenproblem.

5.3 Punktkälla

Om injektionen utföres i en punkt i ett stort grundvattenmagasin erhålles, se figur 5.3.

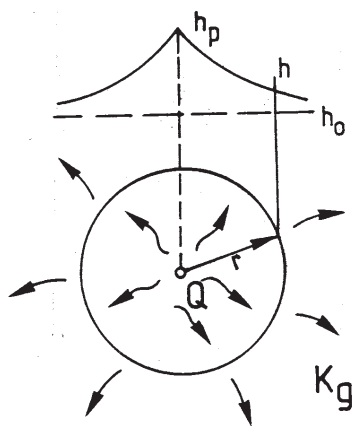


Fig 5.3 Punktkälla.

Det radiella flödet genom varje sfär med radien r är konstant så att:

$$v = \frac{Q}{4\pi r^2} = - \frac{dh}{dr} \cdot K_g \quad (5.8a)$$

Eller:

$$dh = - \frac{Q}{4\pi K_g} \cdot \frac{dr}{r^2} \quad (5.8b)$$

Integrering ger:

$$\Delta h = h_p - h_o = \frac{Q}{4\pi K_g} \left(\frac{1}{r_p} - \frac{1}{R_o} \right) \quad (5.9a)$$

Kvoten $1/R_o$ går emellertid snabbt mot noll varför vi kan approximera:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi K_g r_p} \quad (5.9b)$$

5.4 Manschettmätning

Vid en manschettmätning avskärmas ett stycke av ett borrhål med gummipackningar och vatten injiceras mellan dem. Ett samband mellan potentialhöjning och permeabilitet kan härledas med hjälp av ekvation 5.9b.

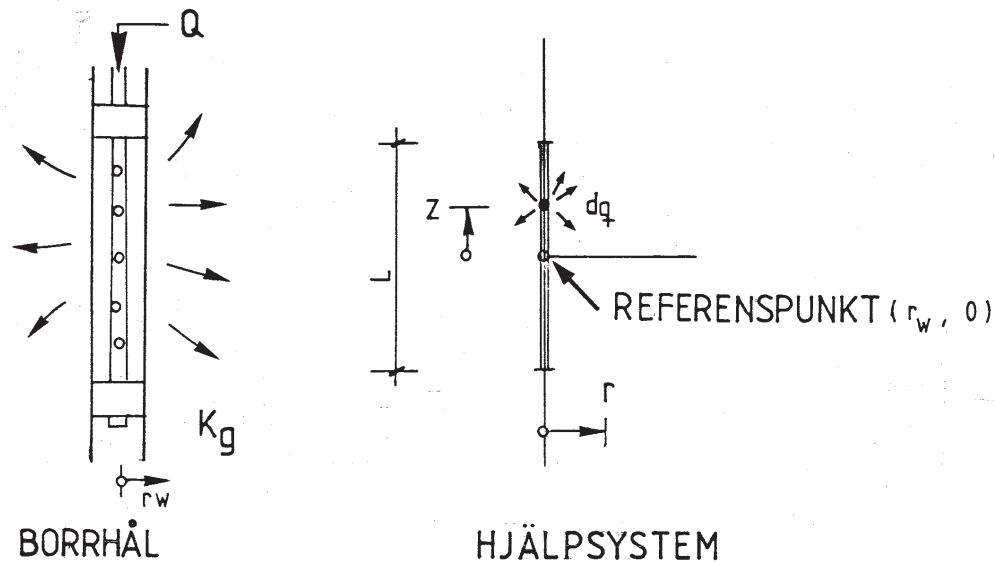


Fig 5.4 Manschettmätning.

Här utnyttjas superpositionsprincipen så att ett antal punktkällor integreras över injektionsintervallet:

$$dq = \frac{Q}{L} \cdot dz \quad (5.10a)$$

Inverkan av varje punktkälla vid referenspunkten blir:

$$dh_p = \frac{dq}{4\pi K_g} \cdot \frac{1}{\sqrt{z^2 + r_w^2}} \quad (5.10b)$$

Inverkan av alla punktkällorna integreras sedan:

$$\Delta h = \int_{-L/2}^{L/2} \frac{1}{4\pi K_g} \cdot \frac{Q}{L} \cdot dz \cdot \frac{1}{\sqrt{z^2 + r_w^2}} \approx \frac{Q}{4\pi K_g L} \cdot \ln \frac{L^2 + r_w^2}{r_w^2} \quad (5.11)$$

$$\Delta h \approx \frac{Q}{2\pi K_g L} \cdot \ln \frac{L}{r_w}$$

Om i stället injektionstrycket, $p = h_g g$, användes erhålles permeabiliteten som:

$$K_g = \frac{Q g}{2\pi p L} \cdot \ln \frac{L}{r_w} \quad (5.12)$$

Detta ger i stort sett samma värde som Lugeons formel som är härledd med antagande om en annan referenspunkt.

$$K_g = \frac{Q g}{2\pi p L} \left(1 + \ln \frac{L}{2r_w} \right) \quad (5.13)$$

5.5 Manschettmätning i borrhål med spricka

Om man tänker sig att en manchettmätning utföres i ett borrhål med en dominerande spricka i sektionen, som sedan är kopplad till sekundära sprickor, har sprickan sådan genomsläpplighet att potentialen i den kan anses samma i hela sprickan. Med superponering av punktkällor kan ett samband mellan permeabilitet och potentialhöjning erhållas, se figur 5.5.

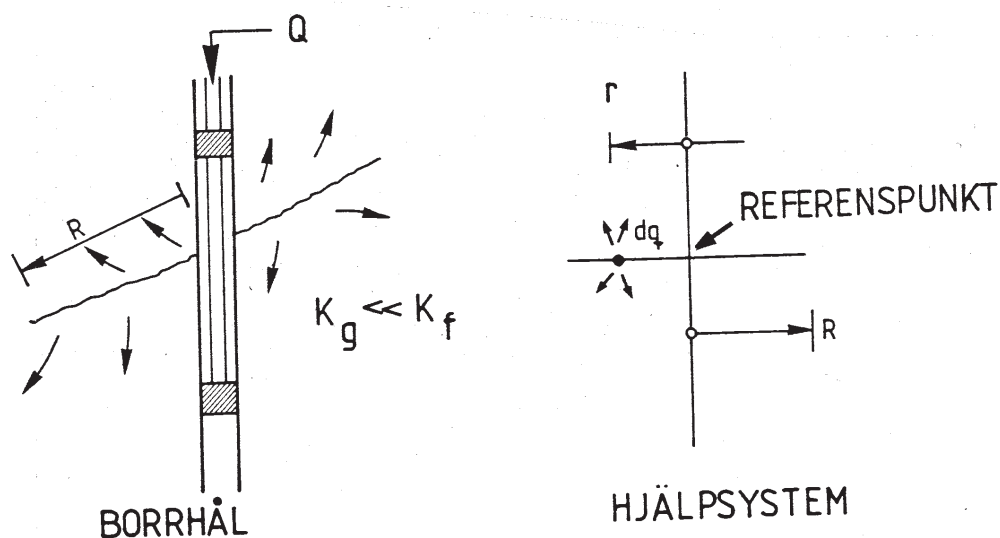


Fig 5.5 Manchettmätning i borrhål med spricka.

Punktkällornas styrka blir:

$$dq = \frac{Q}{A_F} \cdot dA = \frac{Q}{\pi R^2} \cdot r d\theta \cdot dr \quad (5.14a)$$

Inverkan av varje punktkälla vid referenspunkten blir:

$$dh_p = \frac{dq}{4\pi K_g} \cdot \frac{1}{r} \quad (5.14b)$$

Integration ger trycknivåhöjningen:

$$\Delta h = \int_0^R \int_0^{2\pi} \frac{Q \cdot r \cdot d\phi \cdot dr}{\pi R^2 \cdot 4\pi K_g r} = \frac{Q}{2\pi K_g R} \quad (5.15)$$

5.6 Jämförelse mellan olika utvärderingsformler

Som framgår av dessa härledningar finns flera möjligheter att beräkna bruttopermeabiliteten från manschettmättningsdata. Vilken eller vilka metoder som är lämpliga att använda under olika förhållanden kommer att tas upp senare. Man kan dock göra en jämförelse under givna förutsättningar, se figur 5.6.

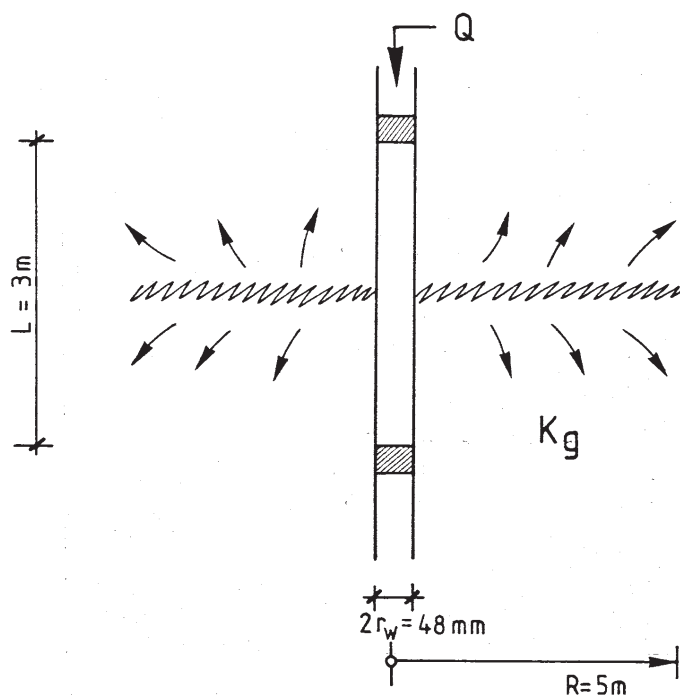


Fig 5.6 Förutsättningar för jämförelse vid manchettmätning.

Data kan alltså tolkas under flera förutsättningar: att flödet är radiellt tvådimensionellt i en vidsträckt spricka (linjekälla), att vi har en normal manchettmätning eller en manchettmätning där en spricka påverkar resultatet. Resultatet redovisas i tabell 5.1.

Tabell 5.1 Jämförelse mellan olika permeabilitetsformler

Antagande	Formel	$K_g \left(\frac{Q}{L \cdot \Delta h} \right)$	Anm
Linjekälla	$K_g = \frac{Q}{2\pi \Delta h b} \cdot \ln R_0/r_w$	1,11	$R_0 = 25 \text{ m}$ $b = L$
Manschett	$K_g = \frac{Q}{2\pi \Delta h L} \cdot \ln L/r_w$	0,77	
Lugeon	$K_g = \frac{Q}{2\pi \Delta h L} \left(1 + \ln \frac{L}{2r_w} \right)$	0,82	
Manschett m spricka	$K_g = \frac{Q}{2\pi \Delta h R}$	0,10	$R = 1,67 L$

Som framgår av tabellen är kvoten mellan största och minsta värdet större än 10. Vilken metod som används är således inte likgiltigt för att ge rättvisande prognoser.

6 TRANSIENTA BORRHÅLSTESTER

Som framhållits tidigare är en sprucken kristallin berggrund heterogen i hydrauliskt avseende. Detta medför att man måste betrakta uppmätta parametrar som någon form av bruttostorheter, som gäller borrhålets eller brunnens närmaste omgivning.

Transienta borrhålstester har vidare haft störst användning där man testat borrhålets egenskaper. Detta har, som vi skall visa, både teoretiska och praktiska orsaker. En följd blir emellertid att flödet kring borrhålet blir radiellt tvådimensionellt och att vi därför huvudsakligen kommer att behandla tvådimensionella system. I denna rapport kommer de grundläggande utvärderingsmetoderna att penetreras. En fullständigare genomgång, baserad på en litteraturstudie av publikationer från oljeindustrin ges i en särskild rapport (Sundquist 1985). En redovisning av metodernas tillämplighet vid undersökningar i urberg har också publicerats av Byggforskningsrådet (Blomquist et al, 1985).

6.1 Grundläggande antaganden

Figur 6.1 visar en pumpning i ett borrhål, som skär en lutande sprickzon. Grundvattenflödet sker längs sprickplanen och radiella avstånd skall mätas i detta plan. Detta betyder att avsänkningstratten, när den projiceras till markytan kan vara mycket utdragen i zonens strykningsriktning.

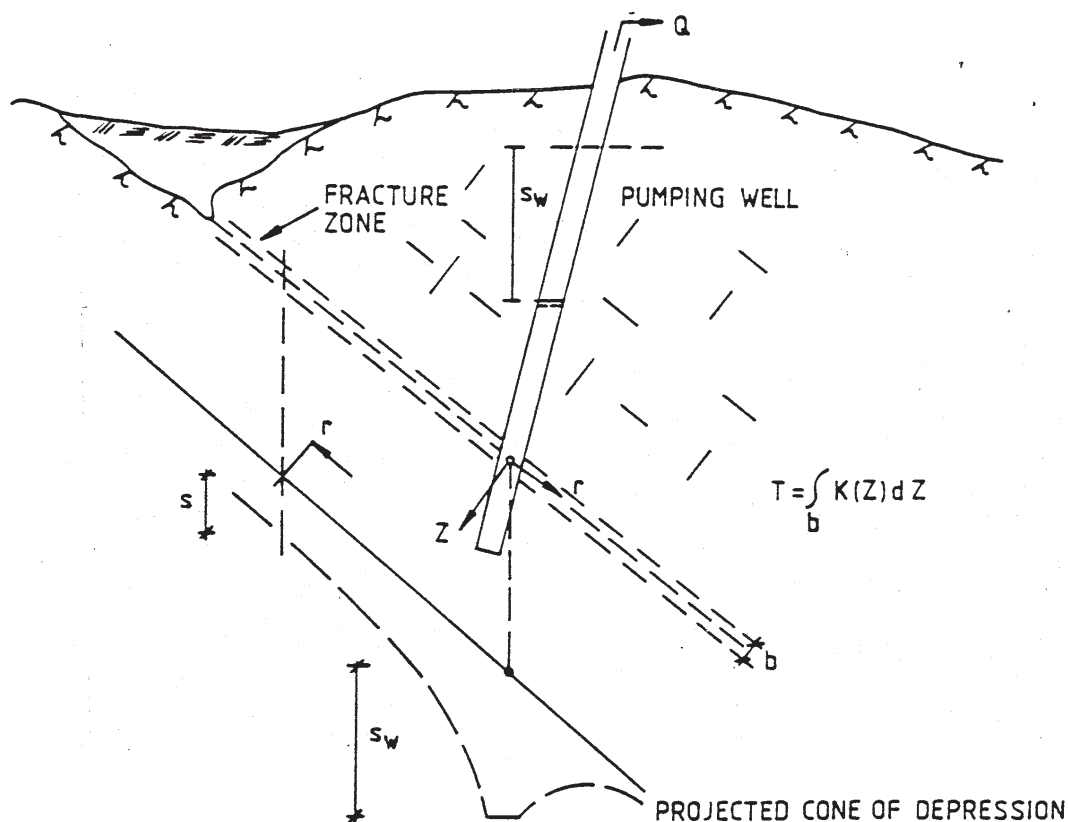


Fig 6.1 Hydrauliska parametrar i en sprucken berggrund.

Orienteringen hos zonen och eventuell anisotropi kan emellertid inte bestämmas från data från pumphålet. För att göra detta fordras mätningar från flera borrhål, se avsnitt 7. Utvärderade parametrar måste därför ses som bruttoparametrar med den definition som ges i avsnitt 4.

Transmissiviteten, T_g , kan i detta fall ses som den integrerade hydrauliska konduktiviteten över sprickzonen (borrhålslängden), vilket underförstått innebär att zonens riktning styr flödet.

Vidare antar vi att det vatten, som frigörs, görs det momentant och i mängd proportionellt mot potentialsänkningen så att:

$$dV = dh \cdot dA \cdot S_g$$

(6.1)

Även här skall underförstås att ytan skall räknas i flödesplanets riktning. Magasinskoefficienten, S_g , bestäms i första hand av bergets porositet och deformationsegenskaper.

Med dessa antaganden kan den styrande differentialekvationen ställas upp på traditionellt vis, jämför ekvation 5.4 där magasinstermen saknas:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S_g}{T_g} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.2)$$

I det följande utelämnas index där sammanhanget inte kan missförstås.

För konstant uttag, Q , och stationära förhållanden innan pumpstart kan anges (Theis, 1935):

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \cdot \frac{1}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-x}}{x^{1/4}} \theta_r dx \quad (6.3a)$$

$$\theta_r = \frac{Tt}{r^2 s} \quad (6.3b)$$

För stora värden på pumpningstid, t , eller små avstånd från brunnen, r , kan ekvationen approximeras (Cooper and Jacob, 1946):

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \cdot \frac{1}{2} (0,8091 + \ln \theta_r) \quad (6.4a)$$

$$\theta_r = \frac{Tt}{r^2 s} > 100 \quad (6.4b)$$

6.2 Dimensionslösa parametrar

För att underlätta och generalisera utvärderingen kan Theis brunnsekvation omformuleras. Detta utförs så att ekvationer och parametrar konverteras till dimensionslös form. De dimensionslösa parametrarna väljs så att de är proportionella mot de fysiska parametrarna.

Inledningsvis definieras följande:

$$\sigma = s \cdot \frac{2\pi T}{Q} \quad - \text{ dimensionslös avsänkning} \quad (6.5)$$

$$\rho = r \cdot \frac{1}{r_w} \quad - \text{ dimensionslös radie} \quad (6.6)$$

$$\theta = \frac{Tt}{r_w^2 S} \quad - \text{ dimensionslös tid} \quad (6.7)$$

Med denna omformulering kan Theis och Jacobs ekvationer för brunnen, $r = r_w$, skrivas:

$$\sigma = \frac{1}{2} \int_{1/4\theta}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \quad \text{Theis} \quad (6.8)$$

samt

$$\sigma = \frac{1}{2} (0,8091 + \ln\theta) \quad \text{Jacob} \quad (6.9)$$

Vi finner nu att den dimensionslösa avsänkningen styrs av endast en parameter, den dimensionslösa tiden, θ , se figur 6.2.

För det enklaste fallet kommer således alltid den dimensionslösa avsänkningen att följa samma funktion, som kan representeras i form av en typkurva.

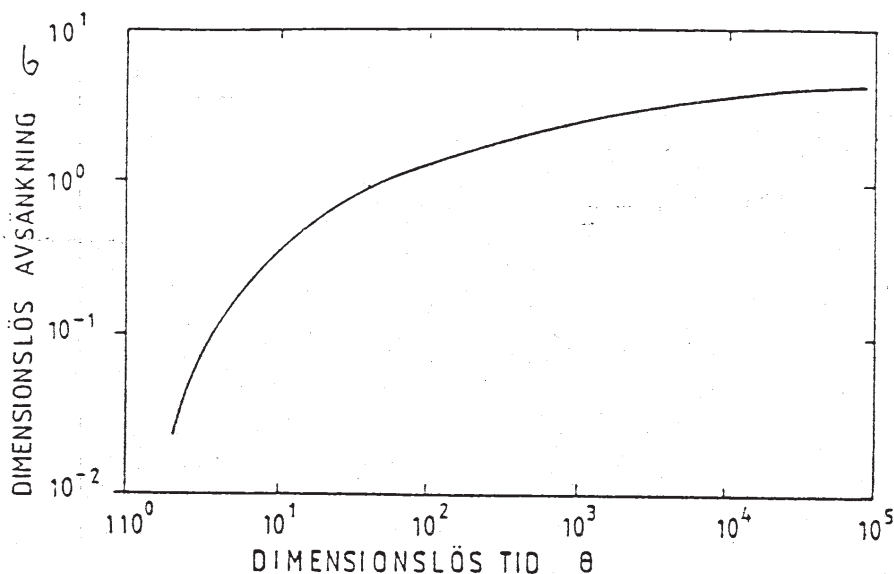


Fig 6.2 Dimensionslös avsänkning, Theis typkurva.

6.3 Utvärdering av transmissiviteter och magasinskoefficient

Om ekvation 6.5 och 6.7 logaritmeras erhålles:

$$\log \sigma = \log s + \log \frac{2\pi T}{Q} \quad (6.10a)$$

$$\log \theta = \log t + \log \frac{T}{r_w^2 S} \quad (6.10b)$$

Vi finner att eftersom $\log 2\pi T/Q$ och $\log T/r_w^2 S$ är konstanta under en test kommer funktionerna $\sigma(\theta)$ och $s(t)$ att vara kongruenta i en logaritmisk avbildning. Längs tidsaxeln kommer förskjutningen att vara $\log T/r_w^2 S$ och längs avsänkningssaxeln $\log$

$2\pi T/Q$, och genom att förskjuta kurvorna parallellt dessa sträckor kan man få dem att sammanfalla, kurvpasning, se figur 6.3.

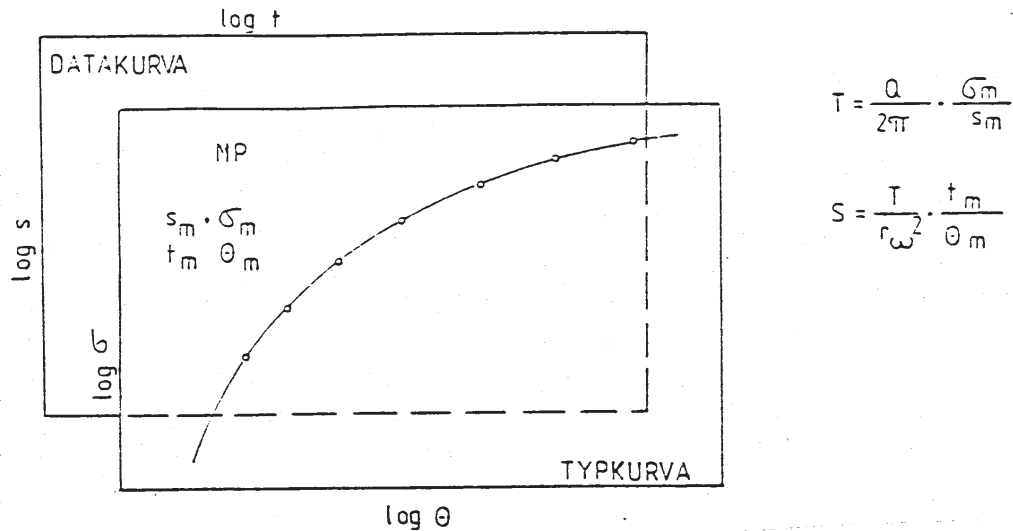


Fig 6.3 Parameterbestämning genom kurvpasning.

Vi finner således att vid passning för varje gemensam punkt i de två koordinatsystemen, matchpunkt, ekvationerna 6.10 kommer att gälla och att parametrarna enkelt kan bestämmas.

Om i stället ekvation 6.9 tas som utgångspunkt, finner man att avsänkningen kommer att avbildas som en rät linje i ett halv-logaritmiskt koordinatsystem. Från linjens lutning kan transmissiviteten bestämmas. Se figur 6.4.

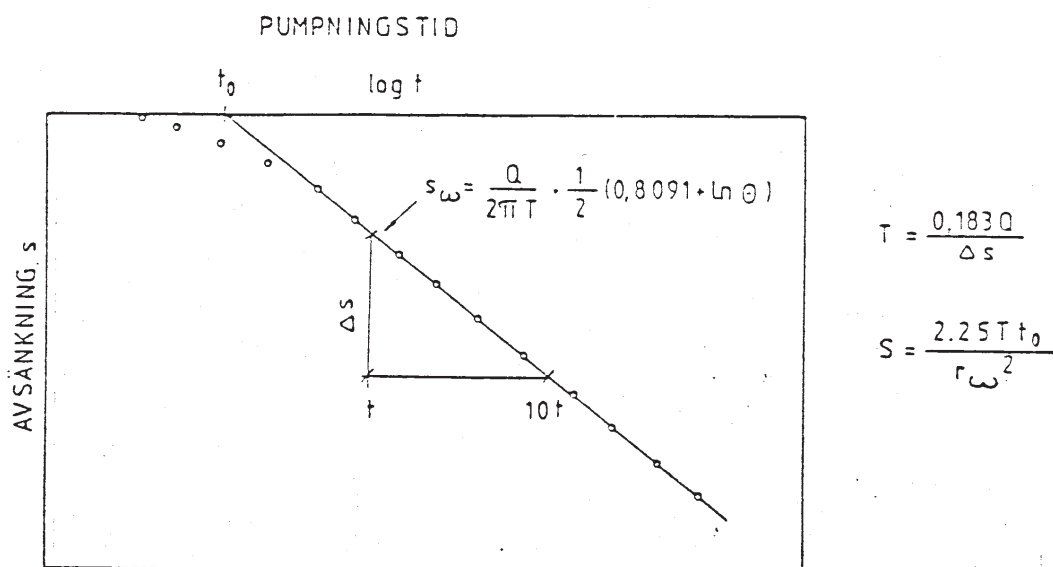


Fig 6.4 Utvärdering av pumpningsdata från halvlogaritmisk avbildning.

Vi finner således att en utvärdering av transmissiviteten under transienta förhållanden grundar sig på avsänkningstrenden i stället för avsänkningens absolutbelopp, som vid stationära förhållanden. Detta är en stor fördel då vi inte kan veta hur effektiv kopplingen är mellan grundvattenmagasinet och brunnen, som vi skall se nedan.

Vidare kan tilläggas att inom oljeindustrin typkurvor för den dimensionslösa avsänkningen har presenterats för ett stort antal specialfall, se bl a Earlougher, 1977), där olika randvillkor och brunnsgemetri antagits. Man kan således med typkurvemetoden utvärdera de hydrauliska parametrarna för många olika typer av grundvattenmagasin.

6.4 Skinfaktorn

En faktor, som starkt påverkar totalavsänkningens storlek vid en pumpning, är kopplingen mellan brunn och spricksystem. I ett sprickigt berg skär borrhålet igenom ett antal öppna sprickor,

där vattnet inträder. Ute i berget finner man emellertid att sprickorna har ändlig längd och är kopplade till varandra med sekundära sprickor. Vattnet måste därför ta en ganska krokig väg ute i formationen, vilket ger sig tillkänna som ett stort flödesmotstånd, jämfört med de sprickor, som brunnen skär, där inflödet kan ske fritt. Detta innebär att avsänkningen i en brunn i urberg oftast är mindre än vad formationens transmissivitet skulle medföra, se figur 6.5.

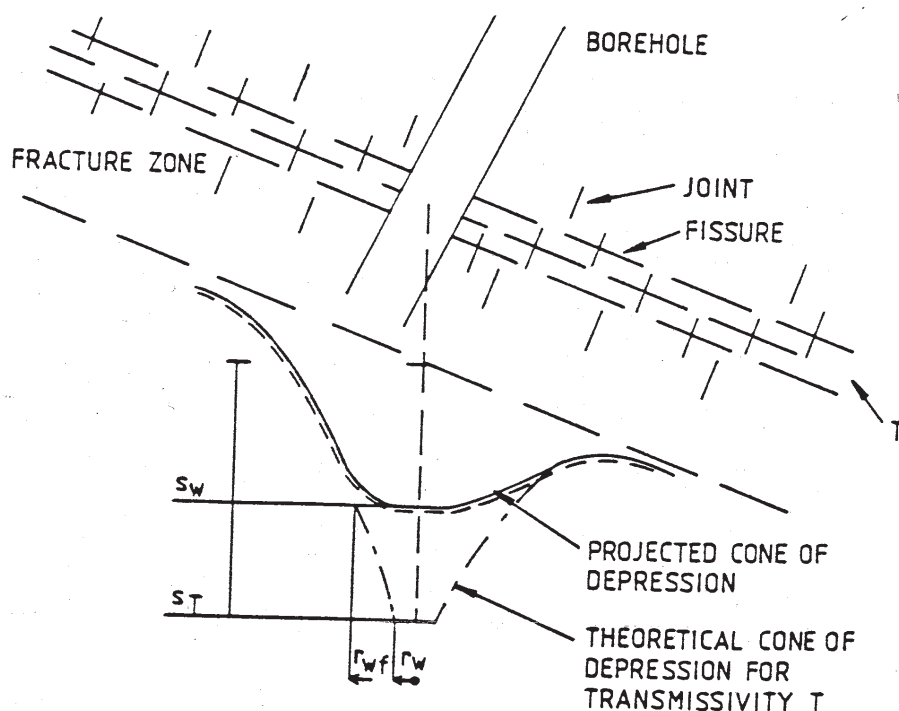


Fig 6.5 Avsänkningen i och nära brunnen.

Skillnaden mellan teoretisk och verklig avsänkning normeras mot transmissivitet och pumpkapacitet så att:

$$s_s = s_w - s_t = \frac{Q}{2\pi T} \cdot \xi \quad (6.11)$$

Där ξ utgör den dimensionslösa tilläggsavsänkningen eller skinfaktorn. Man kan vidare visa att brunnens effektiva radie, r_{wf} , definierad som den brunnsradie, som ger den verkliga avsänkningen, är:

$$r_{wf} = r_w \cdot e^{-\xi} \quad (6.12)$$

6.5 Brunnsmagasin

En annan faktor, som påverkar avsänkningen i brunnen, speciellt vid pumpstart, är den vattenvolym, som finns lagrad i borrhålet. Orsaken är att vid pumpstart först borrhålet kommer att tömmas och först när avsänkingshastigheten gått ner, kommer flödet från grundvattenmagasinet att motsvara uttaget, se figur 6.6.

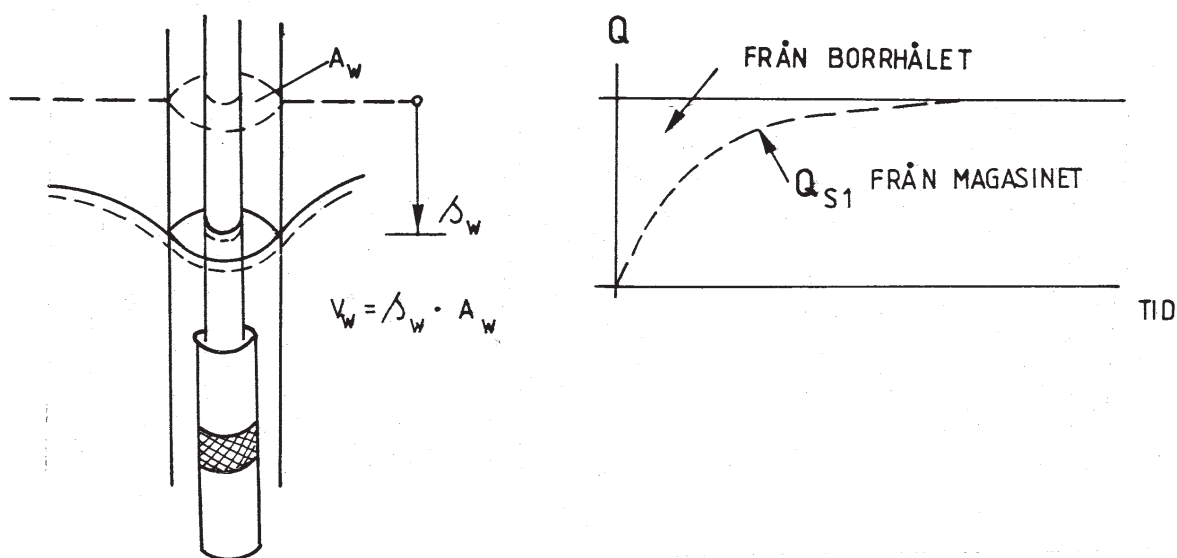


Fig 6.6 Definition av brunnsmagasin.

Brunnsmagasinet, A_w definieras som borrhålets effektiva tvärsnittsarea och normeras mot brunnsradie och magasin-koefficient med den dimensionslösa brunnsmagasinsfaktorn, γ :

$$\gamma = \frac{A_w}{S \cdot 2\pi r_w^2} \quad (6.13)$$

För korta tider blir den dimensionslösa avsänkningen:

$$\sigma = \theta/\gamma$$

(6.14)

För längre tider får vi en mjuk övergång till Theis typkurva och en serie datakurvor kan upprättas för olika värden på γ , se figur 6.7.

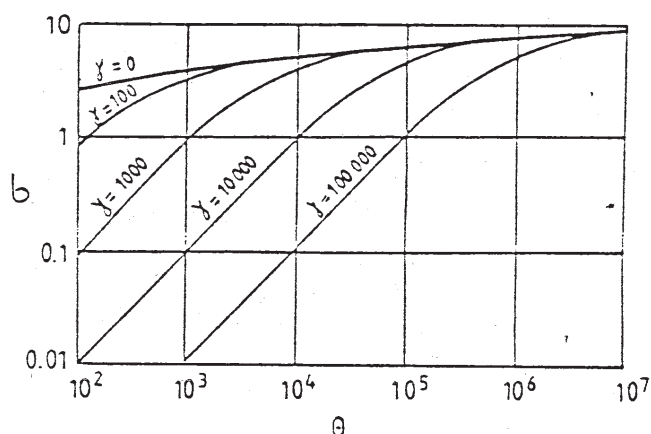


Fig 6.7 Dimensionslös avsänkning med hänsyn till brunnsmagasinet (Wattenberger och Ramey, 1970).

Med hänsyn till att datakurvornas högra del ansluter mot Theis typkurva är passning mot denna tillåten för (Gladfelter et al, 1955):

$$\theta > (60 + 3,5 \xi) \gamma$$

(6.15)

6.6 Utvärdering av transmissivitet och skinfaktor

När pumpningsdata skall utvärderas bör datakurvor upprättas både i halvlogaritmisk och logaritmisk avbildning, se figur 6.8.

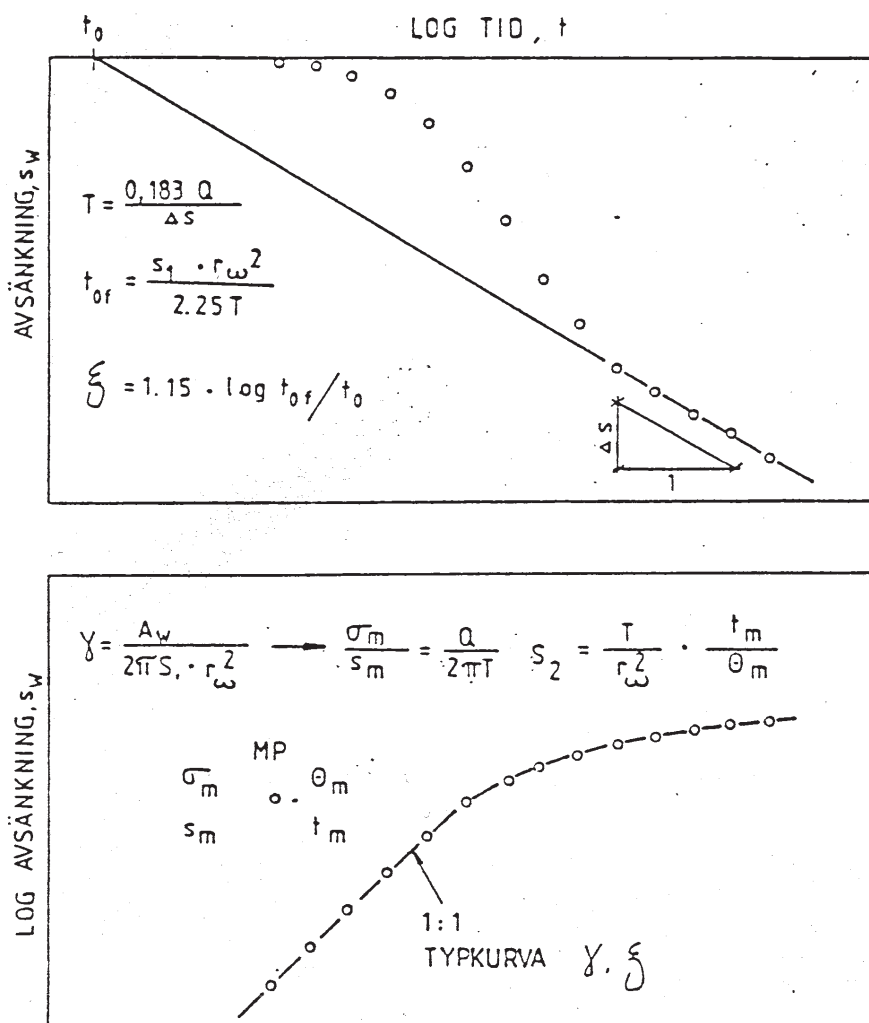


Fig 6.8 Utvärdering av transmissivitet och skinfaktor.

Från den logaritmiska avbildningen bestäms brunnsmagasinet, A_w , som kontrolleras mot borrhålets volym. Utgående från ett skattat värde på magasinskoefficienten bestäms den tidpunkt efter vilken datakurvan följer Theis typkurva. Med denna som utgångspunkt anpassas en rät linje till avsänkningskurvan i den halvlogaritmiska avbildningen och transmissiviteten bestäms från linjens lutning.

Linjen extrapoleras till skärningen med tidsaxeln och t_0 bestäms. När skinfaktorn ska bestämmas kan man utnyttja att tilläggsavsänkningen är konstant i tiden, se figur 6.9.

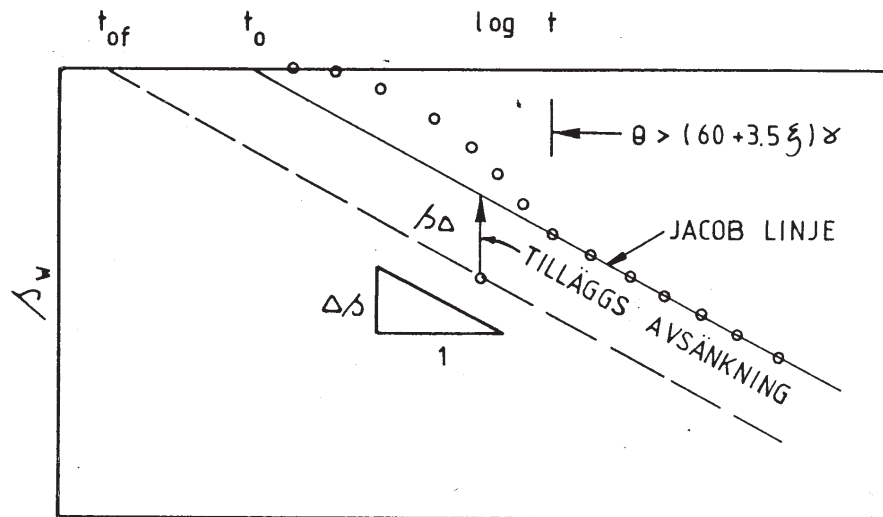


Fig 6.9 Bestämning av skinfaktorn.

Om inte tilläggsavsänkningen på grund av skineffekten fanns skulle extrapolationslinjen skära tidsaxeln vid t_{of} . Detta ger:

$$s_s = (\log t_{of} - \log t_0) \cdot \Delta s = \Delta s \cdot \log t_{of}/t_0 \quad (6.16)$$

Transmissiviteten kan dock bestämmas som:

$$T = \frac{0,183 Q}{\Delta s} \quad (6.17)$$

Om dessa kombineras med ekvation 6.11 erhålles:

$$\xi = 1,15 \log t_{of}/t_0 \quad (6.18)$$

Utifrån en rimlig uppskattning av magasinskoefficienten kan t_{of} beräknas som:

$$t_{of} = \frac{S_r^2}{2,25 T} \quad (6.19)$$

Detta ger sedan möjlighet att gå in i den logaritmiska avbildningen och göra en utvärdering med kurvpassning, som sedan ytterligare kan förfinas i den halvlogaritmiska avbildningen. Man kan således med en iterativ process bestämma de hydrauliska parametrarna för borrhålet med god noggrannhet.

6.7 Pumpningens influensradie

När en pumpning i ett borrhål drivs vidare blir avsänkningsstratten succesivt större till dess ett stationärt tillstånd uppnås. Detta innebär också att den undersökta volymen också växer med pumpningstiden, se figur 6.10.

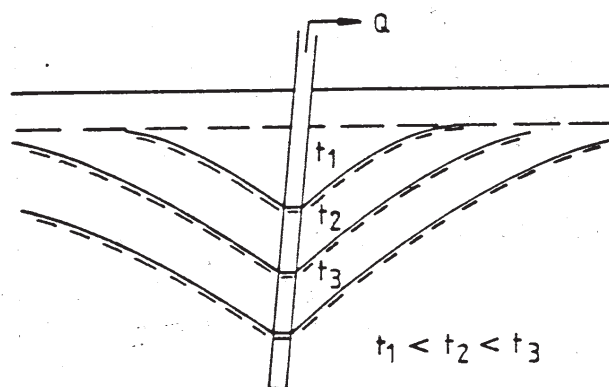


Fig 6.10 Avsänkningstrattens tillväxt.

Man kan således se ett pumpförsök, som en genomlysning av berget från borrhålet och utåt. Man måste dock erinra sig att

tidsskalan är logaritmisk, varför precisionen avtar vid långa pumpningstider. Ett approximativt värde på influensradien vid varje tillfälle kan beräknas med hjälp av Jacobs brunnsekvation (6.9) så att:

$$\sigma = 0 = \frac{1}{2} (0,8091 + \ln \theta/\rho^2) \quad (6.20a)$$

$$r_e = \sqrt{2,25 Tt/S} \quad (6.20b)$$

Att influensradien växer kan också utnyttjas kvalitativt så att vi vet att succesivt större volymer involveras. Lämpligast är då att utgå från den halvlogaritmiska avbildningen. Man kan då ofta indela avsänkingskurvan i karaktäristiska delar, som ger information om olika områden kring brunnen, se figur 6.11. För utvärderingen av de olika kurvdelarna finns ofta lösningar presenterade i litteraturen. För en översiktlig genomgång av dessa metoder hänvisas till Blomquist et al, 1985.

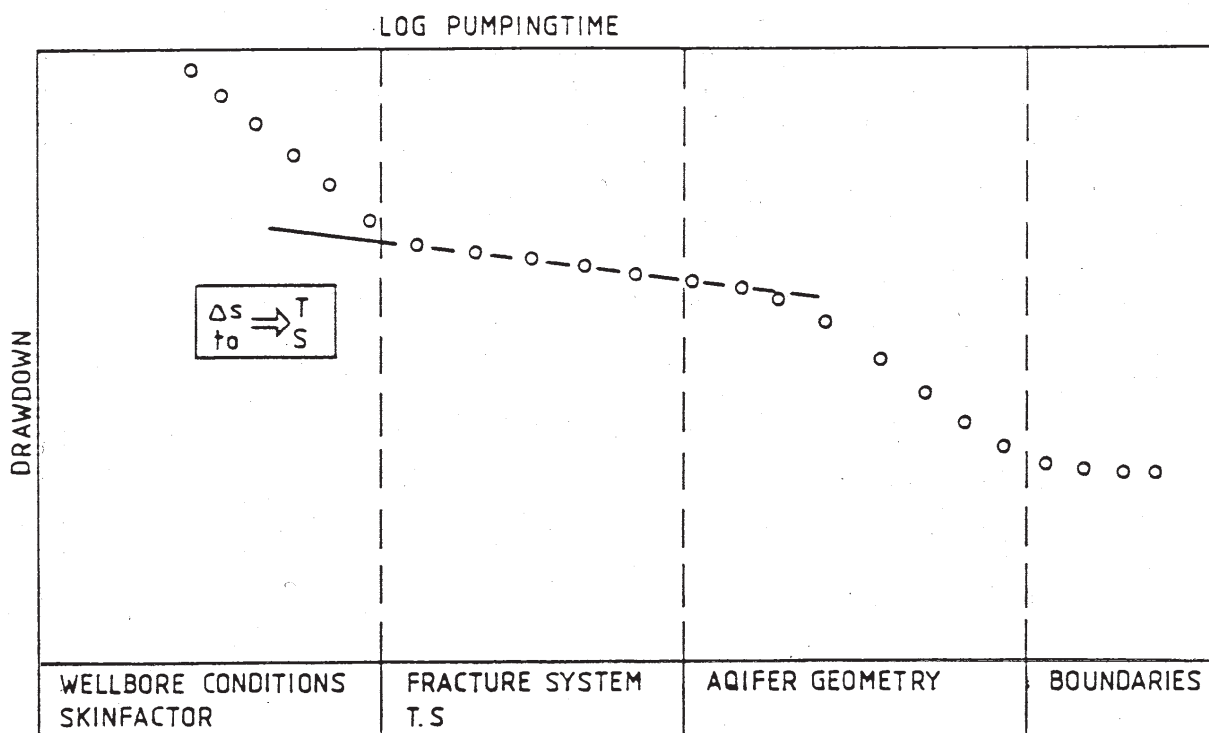


Fig 6.11 Information från avsänkingsdata vid en enhålpumpning.

6.8 Punktkällor vid transienta tester

De ovan angivna utvärderingsmetoderna baserar sig på att borrhålet kan approximeras med en linjekälla, som ger ett radiellt flöde kring detta. När transienta manschettmätningar skall utvärderas kan sannolikt det avgränsade intervallet bättre approximeras med en punktkälla. Detta gäller dock självfallet inte om intervallet täcker en sprickzon där ett påtvingat tvådimensionellt flöde sker. Följande gäller därför endast vid sfäriskt flöde.

Avsänkningen i en sfärisk punktkälla med radien r_p kan beräknas som (Stewart och Wittman, 1979):

$$s = \frac{Q}{4\pi r_p K} \cdot \operatorname{erfc} \sqrt{\frac{r_p^2 S^1}{4Kt}} \quad (6.21)$$

Där S^1 är den specifika magasinskoefficienten. Om komplementära felfunktionen approximeras med de första termerna i en serieutveckling erhålles:

$$s = \frac{Q}{4\pi r_p K} \left(1 - \sqrt{\frac{r_p^2 S^1}{4Kt}} \right) \quad (6.22)$$

Den andra termen i serieutvecklingen går emellertid snabbt mot noll och vi finner om vi tillämpar förutsättningarna i figur 5.6 att efter en minuts injektion gäller ($r_p \approx L/2 \ln L/r_w$ samt $S^1/K \approx 1$):

$$s = \frac{Q}{4\pi r_p K} \cdot \left(1 - \sqrt{\frac{0,31^2}{4 \cdot 60}} \right) = 0,98 \frac{Q}{2\pi KL} \cdot \ln \frac{L}{r_w} \quad (6.23)$$

Vi ligger alltså mycket nära ett stationärt tillstånd och om inte mätningar sker med mycket stor hastighet, kan resultatet inte skiljas från detta. Transienta manschettmätningar har därför endast sitt berättigande om man söker deciderade sprickzoner där tvådimensionellt flöde kan förekomma.

6.9 Slugtester

I många fall kan en provpumpning av ett borrhål vara svår att motivera ekonomiskt och man önskar använda något enklare tester för att få en rimlig uppskattning av de hydrauliska egenskaperna i berget kring borrhålet. Ett sådant förenklat testförfarande är slugtesten eller drill-stem-testet (DST).

Testförfarandet bygger på att en volym momentant tas ur eller förs till borrhålet och att återställningsförloppet mäts och utvärderas. Enklast kan det i ett bergborrhål ske så att det tömms på kort tid genom blåsning, se figur 6.12.

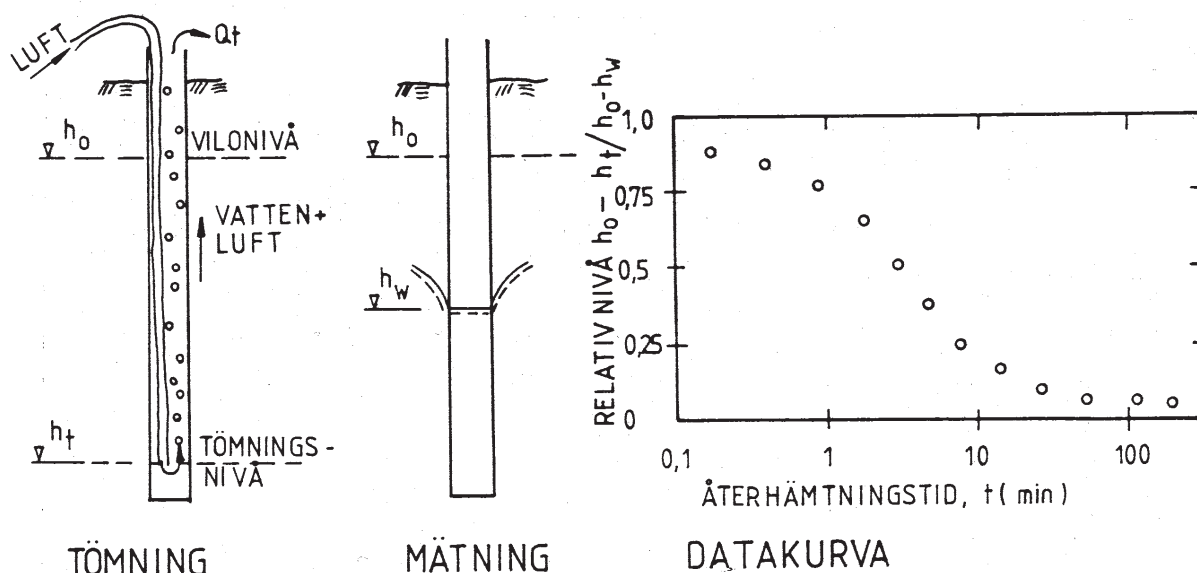


Fig 6.12 Slugtest.

Slugtester kan som nämnts utföras på en rad sätt. En vanlig metod är den så kallade falling head manschettmätningen, där man för till vatten i tilloppsroret till en manschett placerad i borrhålet, varefter sjunkningen mäts. Dessa utvärderas bäst med den ovan angivna metoden, men även enklare utvärderingsmetoder har utnyttjats, Hvorslev (1948).

6.10 Stigningsmätningar i bergborrhål

När ett borrhål färdigställts avslutas arbetet oftast med någon form av kapacitetsbestämning. Detta sker rutinmässigt av alla brunnsborrhare. Testet går vanligtvis till så att hålet blåses ca två timmar och kapaciteten bestäms utifrån brunnsarea och stigningshastighet direkt efter testet. Detta har sitt berättigande då vi funnit att för ett öppet borrhål och korta tider gäller:

$$\sigma = \theta/\gamma \quad \text{eller} \quad \frac{2\pi T s''}{Q} = \frac{Tt}{r_w^2 S} \cdot \frac{2\pi r_w^2 S}{A_w} \quad (6.26)$$

Där s'' betecknar återhämtningen, det vill säga:

$$Q = A_w \cdot \frac{s''}{t} \quad (6.27)$$

Vanligtvis anges även brunnsdjup, d_w , som i stort sett motsvarar blåsnivån, och vilande vattennivå, d_o . Vi kan således bestämma en specifik kapacitet som:

$$Q/s_w = \frac{Q}{d_w - d_o} \quad (6.28)$$

Utgående från ekvation 6.4 kan vi bestämma transmissiviteten, om skinfaktorn kan anses som liten till:

$$T = \frac{Q}{s_w} \cdot \frac{0,8091 + \ln \theta}{4\pi} \sim 1,2 \cdot \frac{Q}{s_w} \quad (6.29)$$

Det stora värdet i dessa data ligger inte i att de är speciellt noggranna utan i att de är lätt tillgängliga. De finns som regel att få för befintliga brunnar i varje område och kan erhållas rutinmässigt vid all hammarbörning.

6.11 Tryckuppbyggnadstester

Ett stort problem i en berggrund med låg permeabilitet är att testflödet blir så litet att det är svårt att mäta i ett slutet system. Pumpning av små flöden med konstant kapacitet är också ett problem.

I ett borrhål i en anläggning under jord är emellertid oftast trycket högre än den nivå, som borrhålet är ansatt på. Detta medför att hålet flödar, och även om mängden är liten kan den mätas med stor exakthet med enkla medel, mätglas och stoppur. Tryckuppbyggnaden i borrhålet kan efter det att flödet stängts också mätas enkelt med en manometer.

Hela förloppet vid en tryckuppbyggnadstest kan jämföras med en pumpning med efterföljande återhämtningsförlopp, se figur 6.14.

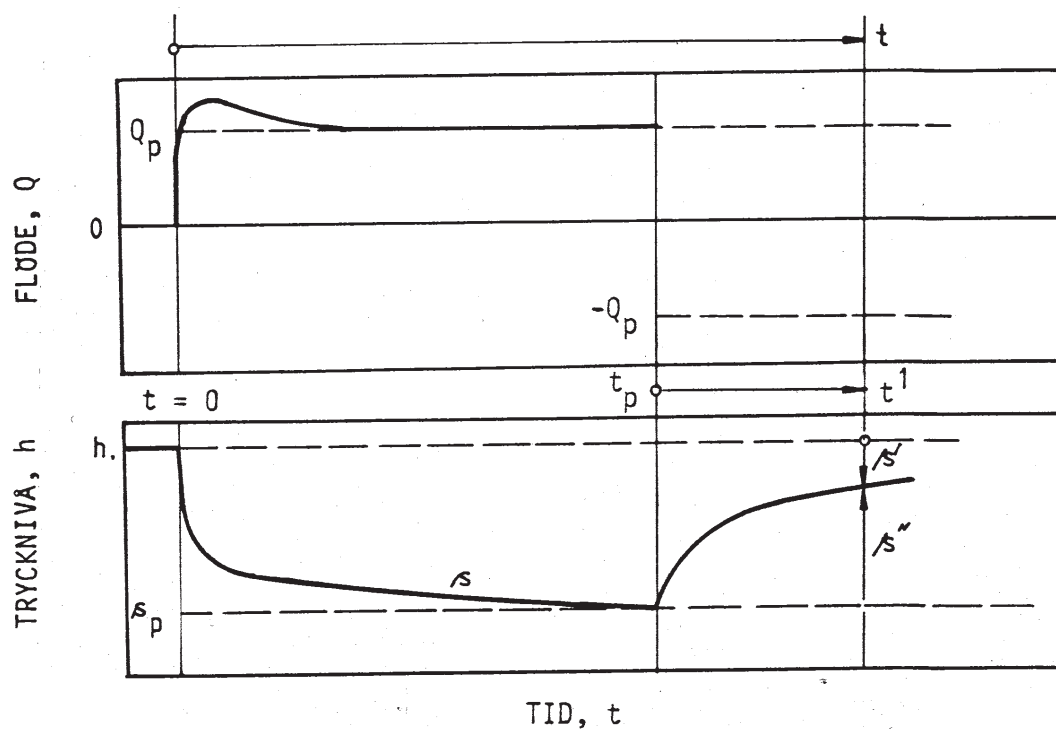


Fig 6.14 Tryck och flöden vid ett tryckuppbyggnadstest.

Testen går således till så att borrhålet får rinna och vid tiden t_p stängs flödet av och tryckstegringen i hålet, s'' , mäts upp som funktion av återhämningstiden, t^1 . Innan hålet stängs mäts flödet Q_p . Se figur 6.15.

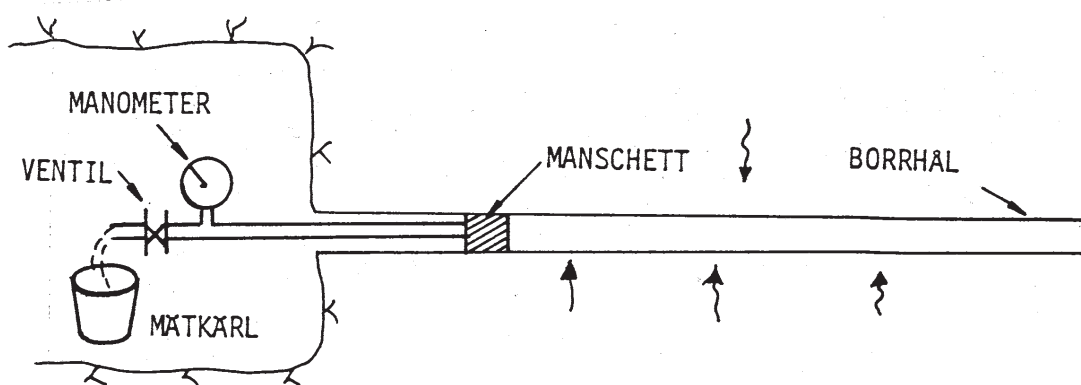


Fig 6.15 Tryckuppbyggnadstest.

Utvärderingen kan grundas på att man likställer stängningen av ventilen med att samma mängd, Q_p , som hålet rinner med, injekteras tillbaka $\Sigma Q = 0$. Enligt ekvation 6.4 kan återhämtningen, s'' , beräknas som

$$s'' = \frac{Q_p}{2\pi T} \cdot \frac{1}{2} \{ (0,8091 + \ln \theta^1) - (0,8091 + \ln \theta) + (0,8091 + \ln \theta_p) \} \quad (6.30)$$

eller:

$$s'' = \frac{Q_p}{2\pi T} \cdot \frac{1}{2} (0,8091 + \ln \frac{\theta^1 \cdot \theta_p}{\theta}) \quad (6.31)$$

Vi finner att ekvationen är identisk med ekvation 6.4 och vi inför:

$$\theta'' = \frac{\theta^1 \cdot \theta_p}{\theta} = \frac{T}{r^2 S} \cdot \left(\frac{t^1 \cdot t_p}{t^1 + t_p} \right) = \frac{T t''}{r^2 S} \quad (6.32)$$

där

$$t'' = \frac{t^1 \cdot t_p}{t^1 + t_p} \quad (6.33)$$

Vi finner alltså att samma metoder som för en provpumpning kan användas för utvärderingen och återhämtningen, s'' , plottas mot den justerade återhämtningstiden, t'' . Vi finner vidare att för korta tider gäller $t'' \approx t^1$ samt att för stora tider gäller $t'' = t_p$. Detta innebär att en tryckuppbyggnadstest aldrig kan ge information för längre tider än vad hålet runnit. Några principiella tryckuppbyggnadskurvor visas i figur 6.16.

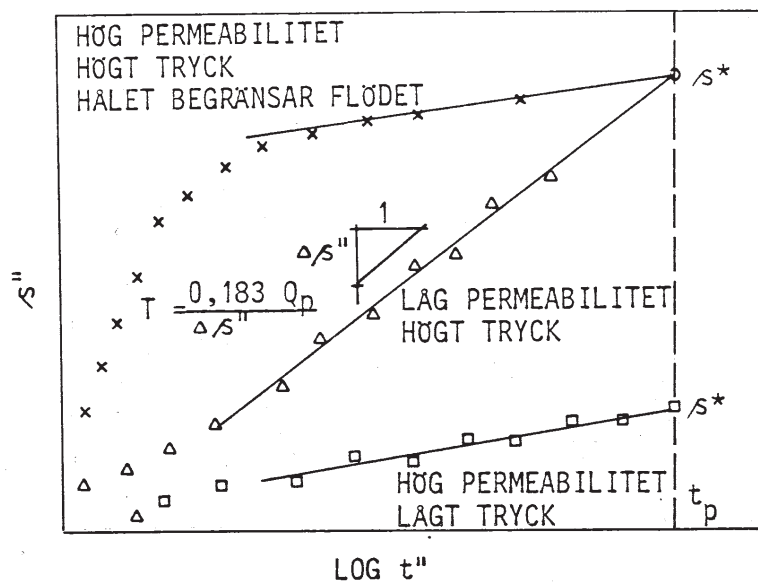


Fig 6.16 Principiella tryckuppbyggnadskurvor.

Om tryckuppbyggnadskurvan extrapoleras fram till t_p erhålles den ursprungliga trycknivån, s^* .

7 INTERFERENSTESTER

Pumptester, där mätningar utförts i flera borrhål ger ofta värdefull information om bergmassan som helhet. Dels får man direkt information från det pumpade borrhålet, som kan utvärderas med ovan angivna metoder, dels får man direkt information om de hydrauliska sambanden i berget. I första hand kan denna information utvärderas kvalitativt, men i vissa fall kan även en kvantitativ utvärdering utföras.

7.1 Avsänkningstratten

Kring varje borrhål, där pumpning sker, uppkommer en avsänkning. I ett homogent isotropt grundvattenmagasin bildas en cirkulär avsänkningstratt, som kan konstrueras på grundval av mätningar i kringliggande borrhål. Så länge inte stationärt tillstånd uppnåtts, sprider sig avsänkningstratten kring borrhålet, se figur 6.2.

I ett anisotropt grundvattenmagasin kommer tratten att bli utdragen längs permeabilitetens största huvudriktning så att den blir ellipsformad. Vi finner således att en enkel analys av avsänkningstrattens form ger direkt information om anisotropa förhållanden i berggrunden, se figur 7.1.

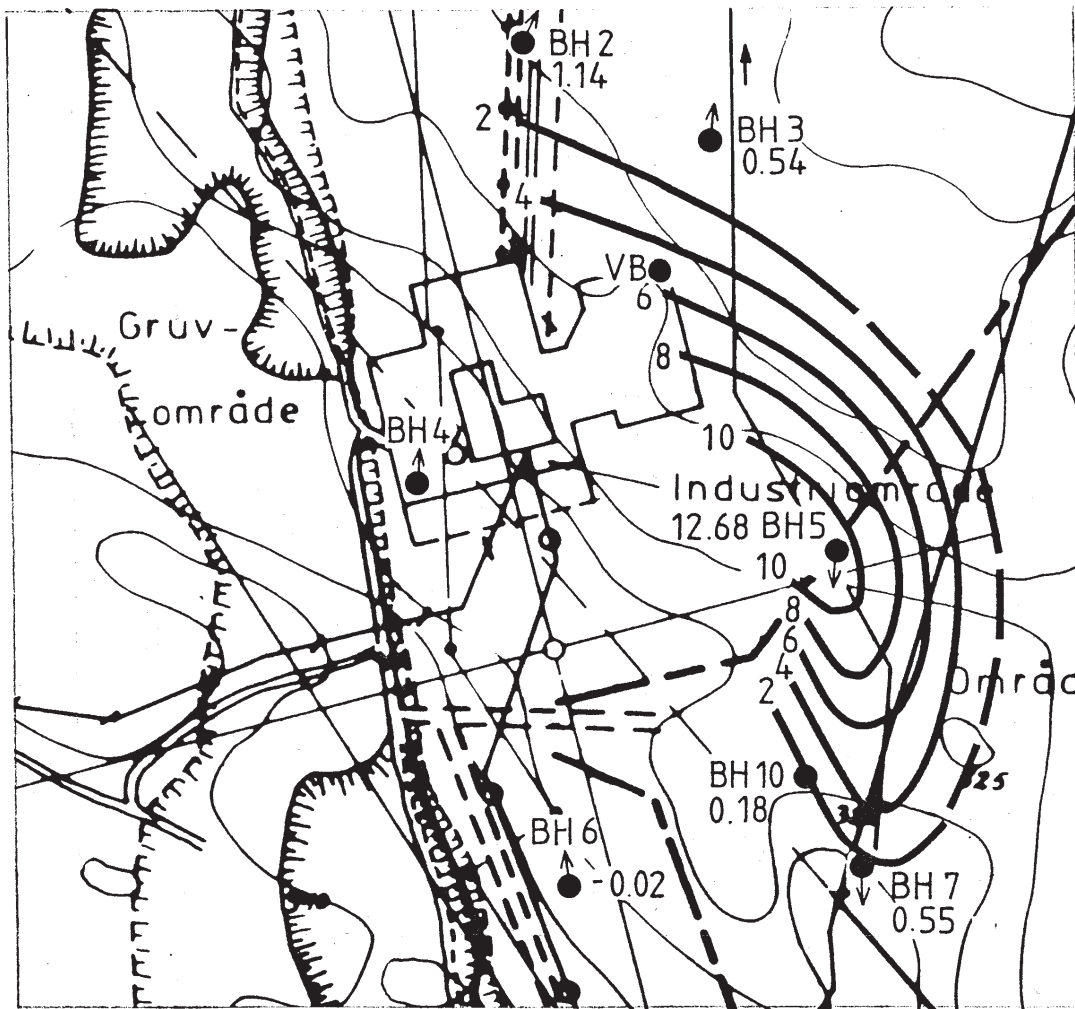


Fig 7.1 Avsänkningstrattens form vid provpumpning av BH5, Aitik (VIAK 1981).

I ett urbergsområde kan förhållandena ofta vara mer komplicerade än så. Som vi har funnit är urberget mycket heterogent och sprickzoner av olika typ kan lokalt stå för en stor del av vattenflödet i berget. Speciellt viktigt är att man genom att studera avsänkningstratten kan finna vattenledande zoner som inte ger sig tillkänna på annat vis. Som exempel visas avsänkningstratten vid pumpning av BH3 vid Lyckebo, Storsveta, där avsänkningstratten mycket tydligt följer ett antal tensionssprickor, som inte framgått med andra undersökningsmetoder, se figur 7.2.

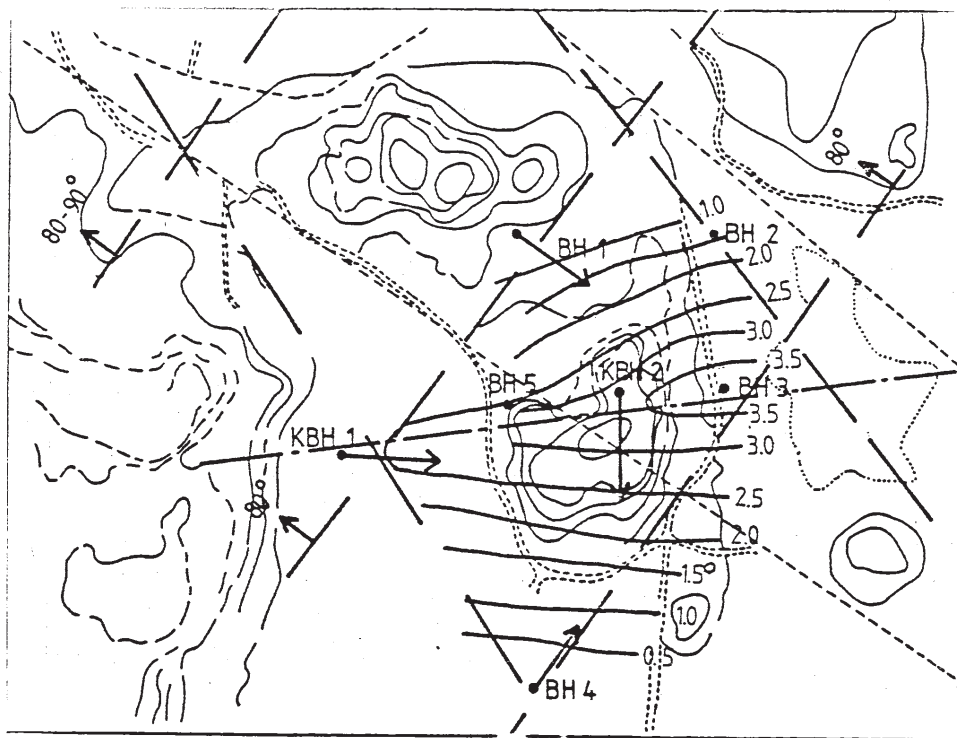


Fig 7.2 Avsänkningstratt vid pumpning av BH3, Lyckebo.

Vid en analys av avsänkningstrattens form gäller därför en viktig huvudregel: Avsänkningen följer de goda vattenledarna i berget. Med denna enkla princip kan mycket värdefull information läsas ut om ett område.

7.2 Konstruktion av avsänkningstratten

När en grundvattennivåkarta upprättas används vanligen linjär-interpolation av uppmätta grundvattennivåer i olika borrhål. Vid en pumpning koncentreras emellertid grundvattenflödet till en punkt. Detta medför att avsänkningarna är proportionella mot logaritmen för avståndet till brunnen, se ekvation 5.7.

Detta medför att avsänkningstratten bör konstrueras med logaritmisk interpolation, se figur 7.3.

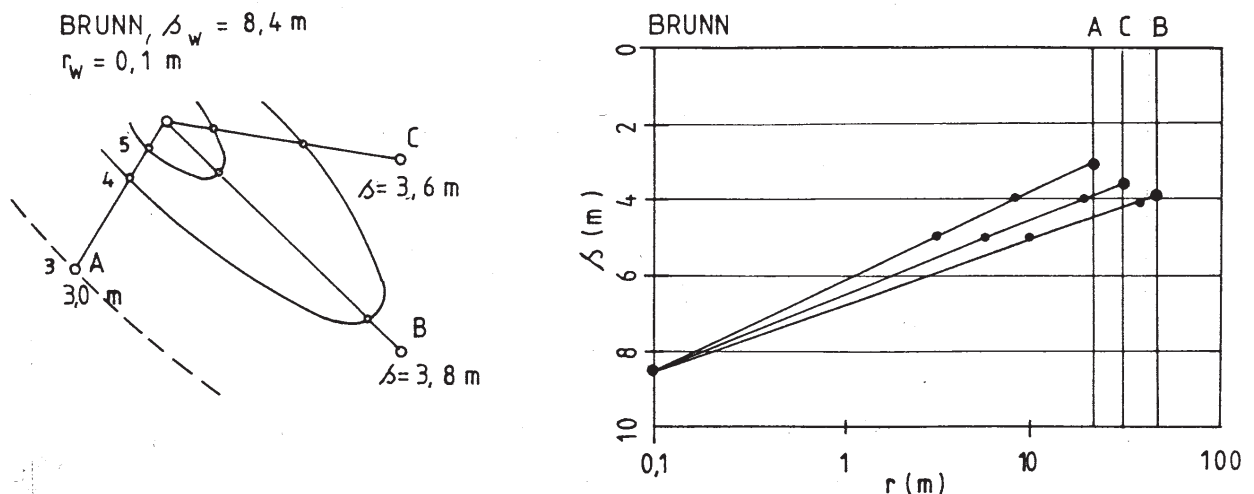


Fig 7.3 Logaritmisk interpolation av avsänkningstratt.

En god hjälp vid interpolationen är ett halvlogaritmiskt diagram av avsänkning som funktion av avståndet till brunnen, där avståndet till interpolationslinjerna kan bestämmas grafiskt.

7.3 Utvärdering av transmissiviteten från avstånd-avsänk- ningsdata

I många fall kan den övre delen av berget betraktas som ett tvådimensionellt grundvattenmagasin. Detta på grund av att permeabiliteten avtar mot djupet. I det fall spricksystemet är isotropt och homogent kan man använda interferenstestdata för en utvärdering av transmissiviteten. Om man utgående från ekvation 5.6b beräknar avsänkningsskillnaden mellan två godtyckliga punkter i grundvattenmagasinet med avstånden r_1 och r_2 till brunnen erhålles:

$$s_1 - s_2 = \frac{Q}{2\pi Tg} \cdot \ln r_2/r_1 \quad (7.1)$$

Om avsänkningen, s , plottas mot avståndet till brunnen, r , kommer mätpunkterna således att följa en rät linje om grundvattenmagasinet är isotropt och homogent, se figur 7.4.

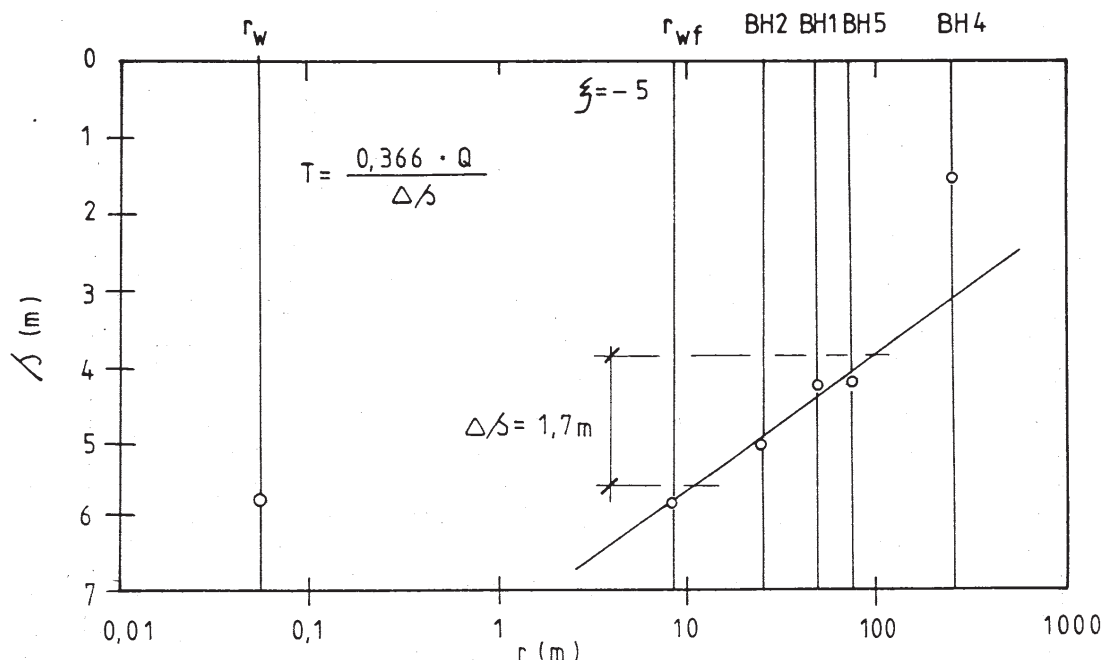


Fig 7.4 Utvärdering av transmissivitet från avstånd-avsänk-
ningsdata.

Lutningen på linjen kan bestämmas som:

$$\Delta s = \frac{s_{10r} - s_r}{\log 10r/r} = \frac{Q}{2\pi T_g} \cdot \ln 10 \quad (7.2)$$

eller:

$$T_g = \frac{0,366 Q}{\Delta s}$$

Det är dock viktigt att man använder den effektiva brunnsradien, r_{wf} , om data från uttagsbrunnen skall användas. Vidare kan plottningen användas som utgångspunkt för en logaritmisk interpolation av avsänkningstratten, varför man alltid bör utföra den vid en interferenstest.

Från avstånd-avsänkingsdata kan också anisotropa egenskaper hos berget utvärderas. Detta fordrar emellertid en ganska ingående härledning, varför vi hänvisar till bl a Papadopoulos (1967).

7.4 Prognoser baserade på interferenstester

Ett tredje viktigt användningsområde för data från interferenstester är att bilda underlag för kvantitativa prognoser vid ingrepp i grundvattenmagasinet. Hur detta kan göras kommer att redogöras för i ett särskilt kapitel, liksom för det teoretiska underlaget.

Sammantaget medför detta att interferenstester är mycket viktiga vid en geohydrologisk undersökning av ett område och de bör också utföras där det är möjligt.

I det följande kommer råd och metoder för hydrogeologiska undersökningar att ges. Innan dess skall emellertid några generella drag i urbergets hydrogeologiska egenskaper beskrivas. Slutsatserna baseras på ett stort antal undersökningar utförda under perioden 1974-85. Som alltid när det gäller urberg måste dess heterogenitet betonas, varför lokala avvikelser kan förekomma.

Vidare ges i detta avsnitt några metoder att analysera hydrogeologiska data, som är viktiga både som undersökningsverktyg och för att visa hur slutsatserna byggts upp.

8.1 Analys av transmissivitets- och permeabilitetsdata från många borrhål

Som visats i avsnitt 4 måste bruttopermeabiliteten beräknas genom en statistisk analys av data från många mätpunkter. Vi fann också att den bästa skattningen av bruttopermeabiliteten sannolikt är det geometriska mediet för uppmätta permeabiliteter. Vidare konstaterades att permeabilitet och sprickfrekvens är lognormalfördelade. Då gäller:

$$Y_i = \ln K_i \quad (8.1a)$$

$$\mu_Y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i \quad (8.1b)$$

$$\sigma_Y^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Y_i - \mu_Y)^2 \quad (8.1c)$$

Det sannolika värdet för bruttopermeabiliteten är då det geometriska medelvärdet för uppmätta permeabiliteter:

$$K_g = e^{\mu_y} \quad (8.2)$$

En grafisk metod att utvärdera statistiska fördelningar är plottning av data i sannolikhetsdiagram. Några sådana har redan visats i avsnitt 3. Metoden bygger på att man använder ett koordinatsystem där ena axeln följer en normalfördelning och den andra är graderad efter den parameter vi vill studera, i vårt fall en logaritmisk skala. Plottningspunkternas koordinater bestäms ofta med Weibulls formel:

$$P(\xi < x) = \frac{n_x}{N + 1} \quad (8.3)$$

Där n_x betecknar ordningsnumret i stigande följd för observation x och N är totala antalet observationer.

Fördelen med att använda en grafisk metod är att skattning av fördelningens parametrar, μ och σ , kan göras även om inte alla värden för stickprovet är kända. Vi har t ex vid manschettmätning en lägsta mättningsnoggrannhet, $K_{\min}$, som gör att någon medelvärdesberäkning inte är möjlig. Om vi utför en plottning på sannolikhetspapper och utnyttjar antagandet att permeabiliteten är lognormalfördelad, kan vi trots detta finna ett sannolikt värde på bruttopermeabiliteten, se figur 8.1.

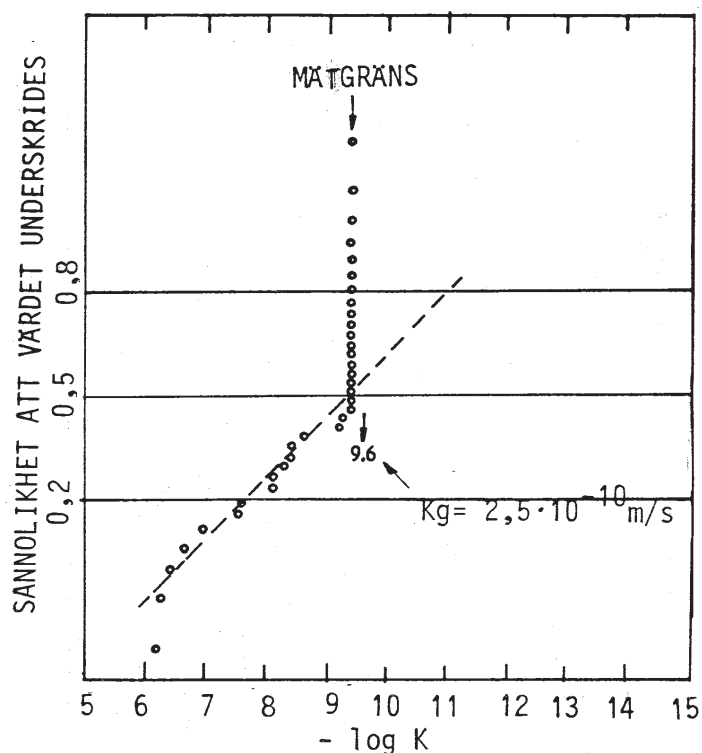


Fig 8.1 Sannolikhetsplot av permeabilitetsdata från borrhål BH3, Siljansringen (Gustafson och Liedholm, 1985).

8.2 Skillnader mellan olika bergarter

En ofta debatterad fråga är om det finns någon viktig skillnad i hydrauliskt avseende mellan olika bergarter. Då det finns gott om data från brunnborrningar bör det vara möjligt att utifrån dessa och bergartskarta dra vissa slutsatser. Två sådana studier har utförts, en i Kopparbergs län (Ledin 1981) och en i Göteborgstrakten (Alehammar och Hermansson, 1981), och vissa slutsatser av dessa kan dras. Först redovisas här några grundläggande förutsättningar.

Transmissiviteten i ett borrhål byggs upp av ett antal sprickor som leder vatten. Om spricktransmissiviteten, T_f , sprickfrekvens, γ , och borrhålslängd, L , är kända erhålles:

$$T_g = T_f \cdot \gamma \cdot L \quad (8.4)$$

Vi kan på goda grunder anta att T_f och γ är lognormalfördelade och T_g bör således också vara det om L är lognormalfördelad eller konstant. Vi finner vidare, ekv 6.29, att bruttotransmissiviteten är direkt kopplad till borrhålets specifika kapacitet, Q/s_w . Denna bör således gå att statistiskt behandla på det sätt som angivits i avsnitt 8.1. Om varje bergart behandlas för sig, kommer man alltså att få en serie fördelningar, som representerar dessa egenskaper. I figur 8.2 visas en bearbetning av data från Kopparbergs län.

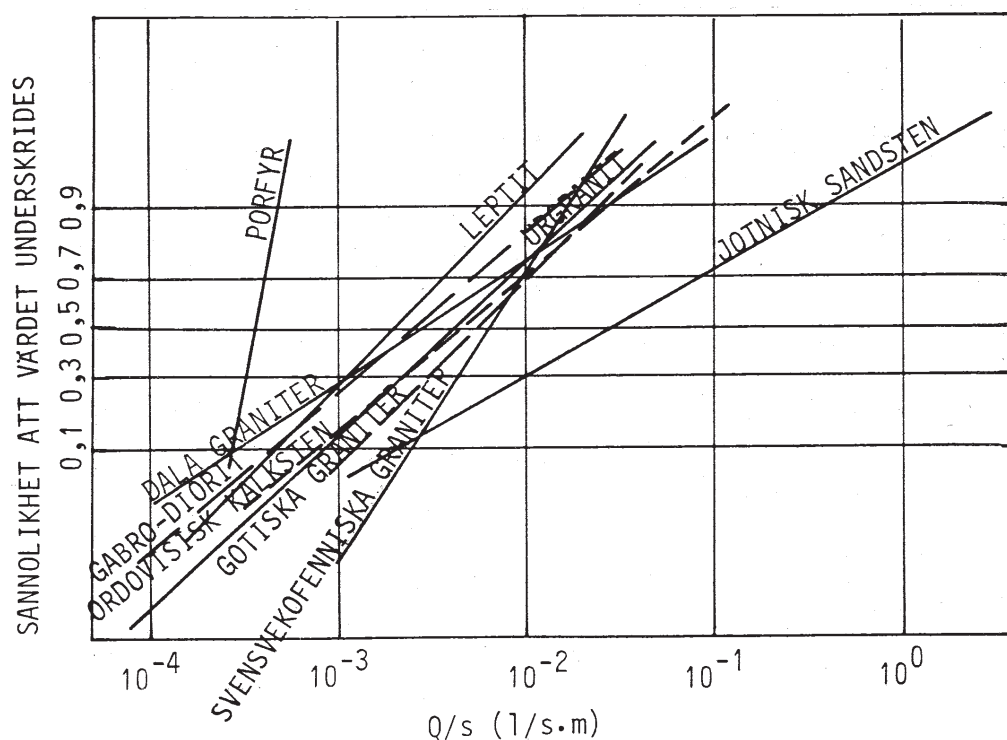


Fig 8.2 Specifik kapacitet för brunnar i olika bergarter i Kopparbergs län (Ledin 1981).

En viktig slutsats av de utförda studierna är att spridningen inom varje bergart är mycket större än skillnaden mellan olika bergarter, vilket kan tolkas så att tektoniken betyder mycket mer än bergarten. Den viktigaste skillnaden mellan olika bergarter är att mörka, basiska bergarter tenderar att ha lägre permeabilitet än övriga.

Studierna har också visat att borrhingsdjupen är lognormalfördelade, vilket kan tolkas så att borrhingsdjupet främst bestäms av hur mycket vatten man behöver.

8.3 Skillnader mellan olika typer av sprickzoner

Den i avsnitt 3 angivna modellen för hur mycket berget spruckit upp, ger också en modell för hur ett områdes tektonik skall tolkas (Gustafson och Ronge, 1985). Konsekvent tillämpad ger den god möjlighet att indela ett områdes lineament i skjuvzoner och tensionzoner. I ett område där det finns många brunnar är det därför möjligt att studera tektonikens betydelse om en väl genomförd lineamentstudie är tillgänglig. Två sådana studier har utförts, en i Stockholms skärgård (Ericsson och Ronge, 1984) och en i Blekinge (Nilsson och Ronge, 1984). Båda visar på samma resultat.

Studierna utfördes så att en flygbildstolkning av lineamenten utfördes, varefter brunnarna indelades i tre grupper, som statistiskt behandlades, se figur 8.3.

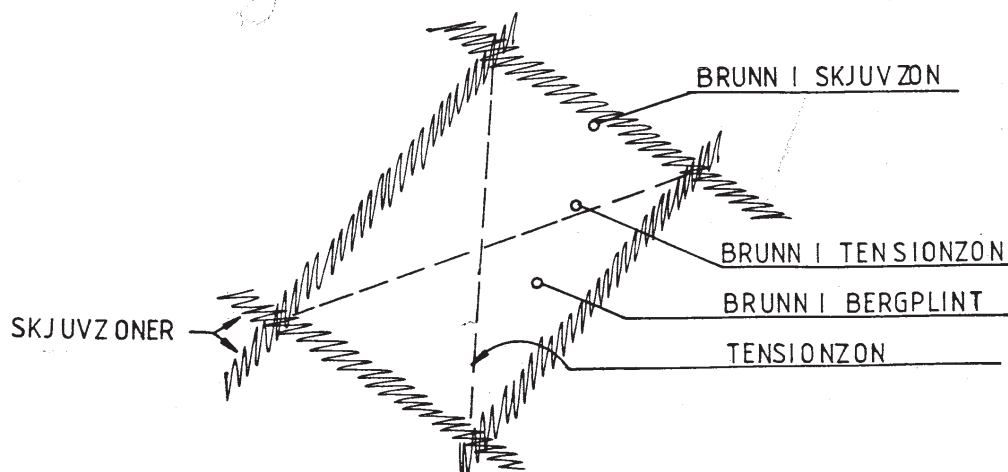


Fig 8.3 Klassning av brunnar i olika lineament.

Resultaten av Stockholmsstudien redovisas nedan.

TABELL 8.1 Medianvärdet för specifik kapacitet hos brunnar i Salsjö-Boo

		(Q/s) ₅₀ , (l/h·m)
Brunnar i tensionszoner	(33 st)	13,2
Brunnar i bergplintar	(78 st)	4,2
Brunnar i skjuvzoner	(44 st)	3,9

Vi finner alltså en signifikant större mediankapacitet hos brunnarna i tensionszonerna, vilket bör tolkas så att dessa bör vara de viktigaste vattenledarna i berget. Detta är viktigt att beakta, då skjuvzonerna ofta är tydligt framträdande och därför lätta att finna. En metodisk sprickkartering för att finna riktning och läge på tensionssprickorna är därför nödvändig i en hydrogeologisk undersökning av ett område.

8.4 Anisotropi och bergspänning

Det förhållandet att vissa sprickgrupper leder vatten bättre än andra leder till att berget får anisotropa egenskaper. Som visas i avsnitt 7.1 erhåller man ofta en ellipsformad avsänkningsträtt, som orsakas av permeabilitetens anisotropi. Vår erfarenhet talar för att den största huvudriktningen ofta är parallell med en av tensionssprickgrupperna.

En annan viktig faktor är bergspänningens riktning. Mycket talar för att dess huvudriktningar påverkar anisotropiförhållandena. I ett fall har detta varit möjligt att kontrollera. Inom förundersökningsprogrammet för värmelagret i Lyckebo (Gustafson och Liedholm, 1984) utfördes spänningsmätningar med trådtöjningsgivare på hälltytor i området. Dessa ger om de utförs väl en god bild av de horisontella spänningarnas riktning. De horisontella spänningarnas huvudriktning redovisas i figur 8.4.

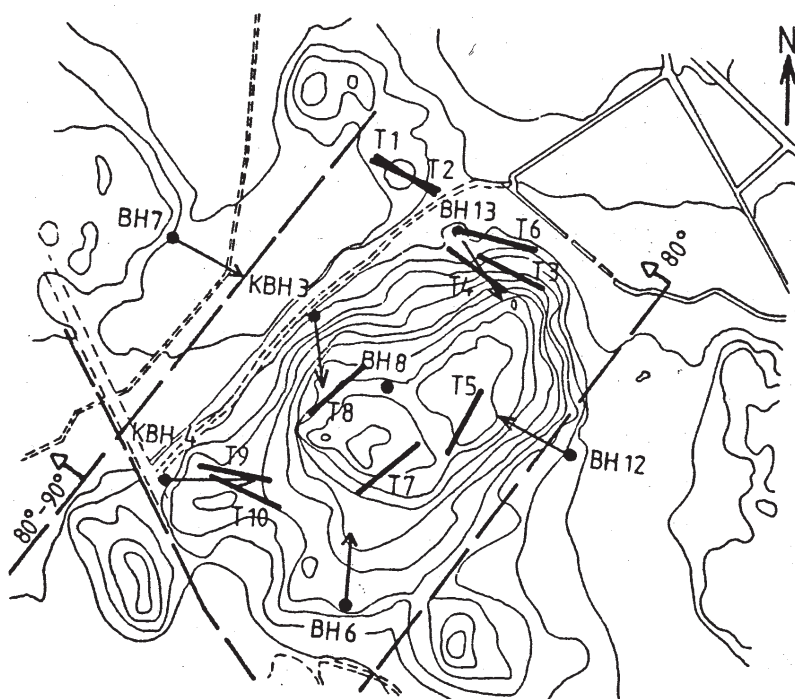


Fig 8.4 Största huvudspänningsriktningar vid Lyckebo.

Man finner här att spänningsriktningen styrs upp av bergplintens begränsande krosszoner, men centralt i plinten bedömer vi att man har en representativ bild av riktningen hos den i området rådande största huvudspänningen. Denna kan jämföras med uppmätta avsänkningar under byggtiden, figur 8.5.

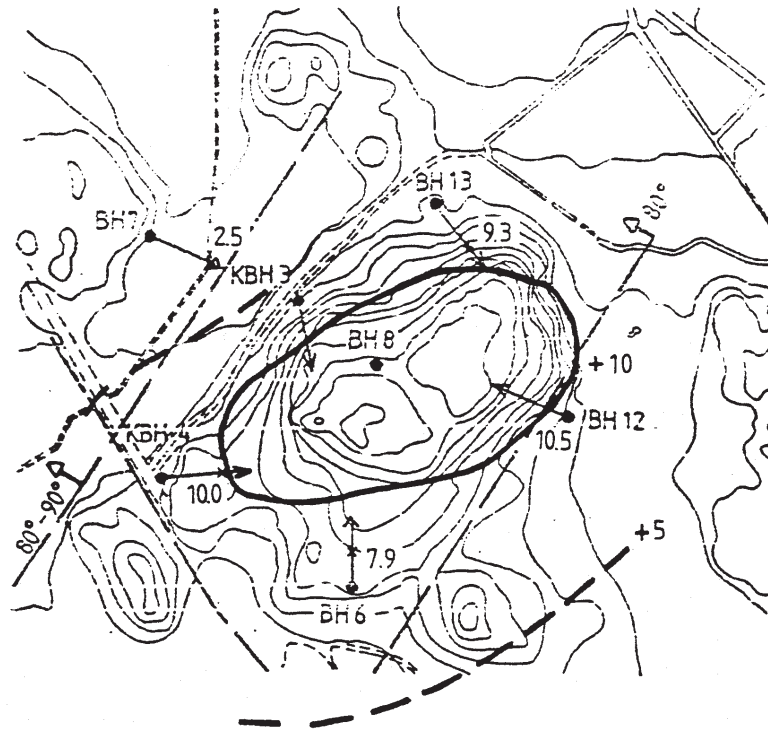


Fig. 8.5 Avsänkningar under byggtiden vid Lyckebo.

Avsänkningstrattens storaxel och största huvudspänningens riktning sammanfaller alltså i stort sett, vilket kan vara ett stöd för tesen att spänningsriktning och anisotropi är kopplade.

Riktningen sammanfaller dessutom med en grupp tensionssprickor, som löper diagonalt genom bergplinten.

8.5 Berggrundens plintstruktur

Den bild som vuxit fram under arbetets gång har blivit att se berggrunden uppbyggd av ett system av rombiska plintar eller block. Blocken avgränsas av ett någorlunda regelbundet system av skjuv- eller krosszoner.

Plintarnas avgränsning framkommer tydligast vid en lineament-tolkning i flygbild men plintform och lineamentriktning framkommer också tydligt ur data från noggranna sprickkarteringar.

I hydrogeologiskt avseende utgör varje plint en helhet med vissa speciella egenheter. Vattenomsättningen i plinten sker huvudsakligen i de tensionssprickor, som ofta löper diagonalt genom den. De är normalt inte särskilt frekventa, men de är öppna, varför de leder vatten väl. Speciellt gäller detta om de är parallella med den största huvudspänningen.

Inuti plinten är berget ofta av god kvalitet, men försämras ofta radikalt i de angränsande krosszonerna. Speciellt dålig är bergkvaliteten i plintens hörn, där både krosszoner och tensionssprickor sammanlöper. Se figur 8.6.

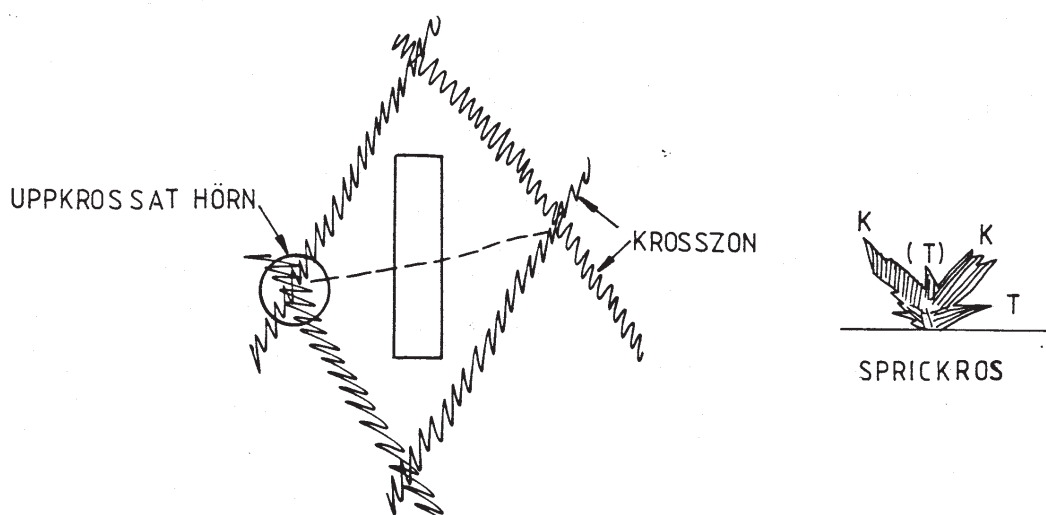


Fig 8.6 Placering av berganläggning i bergplint.

Detta ger några direkta anvisningar för placering av en berganläggning i plan, som till stor del sammanfaller med gammal bergbyggpraxis. Anläggningen bör placeras väl inom plintens gränser och speciellt bör plintens hörn undvikas. Anläggningens huvudaxel bör placeras på bisektrisen mellan krosszonsriktningarna. Detta ger två alternativ, vilka ger något olika resultat. Orienteras längdaxeln vinkelrätt mot permeabilitetens största huvudriktning får vi störst vatteninläckning, men inläckaget sprids över en stor yta och påverkar omgivningen till mindre belopp. Man ligger dessutom sannolikt vinkelrätt mot största huvudspänningsriktningen, vilket bör vara bergmekaniskt gynnsamt. Om den andra bisektrisen väljes minimeras inläckaget men påverkan på omgivningen kan lokalt bli mycket stor.

8.6 Permeabilitetens variation med djupet

Många undersökningar har visat att bergets permeabilitet minskar med djupet, se exempelvis Carlsson 1983, Carlsson och Olsson 1981. Detta skall emellertid inte ses som en kontinuerlig nedgång utan på grund av bergets heterogenitet finns stora lokala variationer. Man kan dock anpassa en regressionskurva till data från manschettmätningar som visar att permeabiliteten minskar mot djupet, se figur 8.7.

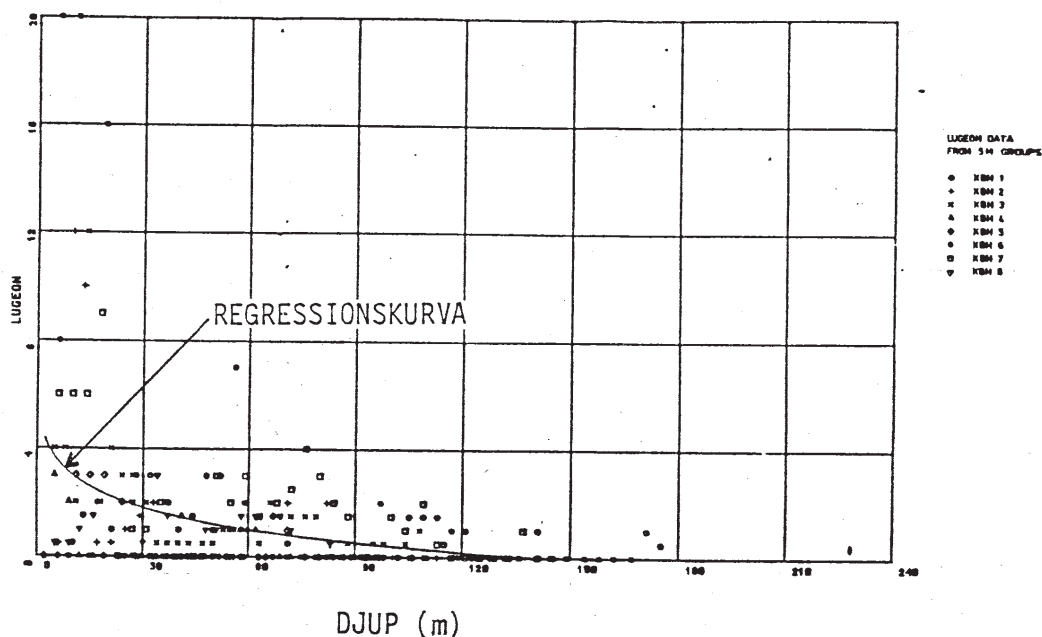


Fig 8.7 Permeabiliteten som funktion av djupet, Mongstad, Norge. (Gustafson et al, 1984)

I detta fall har data från 8 kärnborrhål anpassats till en logfunktion. I andra fall ger oftast en exponentialfunktion bäst anpassning.

$$K_g(z) = a \cdot e^{-bz} \quad (8.5)$$

Att permeabiliteten minskar mot djupet kan förklaras med dels att bergspänningen ökar, dels att sprickigheten går ned eller att utfällningen i sprickor tätat dessa mot djupet. Att spänningen påverkar permeabiliteten har vi konstaterat, men de andra orsakerna bidrar sannolikt också.

Ett försök till korrelation av ovanstående data mot sprickigheten mätt som RQD har också utförts utan att något samband kunnat konstaterats. Detta styrker ytterligare att vissa sprickor leder vatten bättre än andra och att det är väsentligt för analysen av ett område att finna ut vilka.

9 STORSKALIGA PROGNOSE

I de tidigare kapitlen har en serie verktyg presenterats som kan användas för att analysera ett urbergsområdes hydrogeologi. Syftet med undersökningarna måste självfallet vara att prognosticera inverkan av en framtida anläggning och att ge råd och anvisningar för placering, utformning och byggnad.

I avsnitt 4.7 har några viktiga teoretiska konsekvenser för analys och prognoser i urberg redovisats. En av dem är att prognoser antingen kan göras i den stora skalan, d v s för en hel anläggning eller per km tunnel, baserat på en stor data-mängd från området eller i detaljskala baserat på detaljundersökningar. I detta avsnitt kommer ett antal metoder för storskaliga prognoser att redovisas jämte kompletterande analysmetoder. Prognoserna avser ge svar på ett antal typiska frågor i bergbyggnadssammanhang.

9.1 Prognosskala

I avsnitt 4.5 har storleken på den representativa elementvolymen (REV) diskuterats. En slutsats blev att REV bör innehålla 1 000 - 10 000 sprickor. Med normal sprickfrekvens och spricklängd medför detta en volym av $10^3 - 10^5 \text{ m}^3$. Den påverkade bergvolymen bör således vara större än detta för att angreppssättet med en för volymen representativ bruttopermeabilitet skall vara tillämbart.

9.2 Inläckning till bergrum

Den enklaste formen av prognos baseras vanligen på en enkel analytisk modell av verkligheten. En bergrumsanläggning approximeras exempelvis med en stor brunn, se figur 9.1.

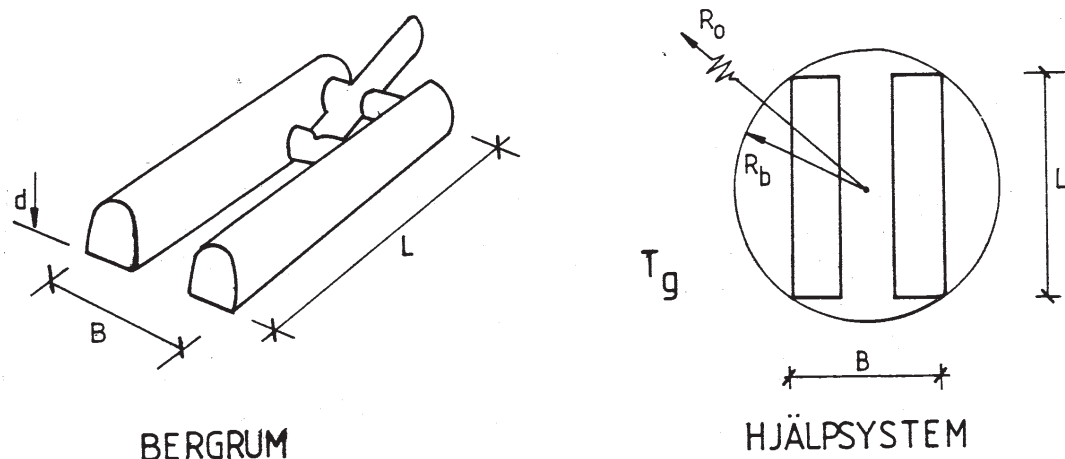


Fig 9.1 Inläckning till bergrumsanläggning.

Radien på brunnen kan sättas till halva diagonalen i en plan över anläggningen. Thiems brunnsformel ger då:

$$Q_b = \frac{2\pi T_g \cdot s}{\ln R_0/R_b} \quad (9.1)$$

För att bestämma bruttotransmissiviteten, T_g , fordras data från ett antal borrhål i den bergplint där bergrummet skall placeras. För hammarborrade hål finns alltid data för specifika kapaciteten tillgängliga, se avsnitt 6.10, som statistiskt bearbetas. För mediankapaciteten gäller:

$$(Q/s_w)_m = \frac{2\pi T_g \cdot s}{\ln R_0/R_w} \quad (9.2)$$

Om vi antar att bergrummet är tömt åtminstone under byggnadstiden till djupet d erhålles:

$$Q_b = d \cdot (Q/s_w)_m \cdot \frac{\ln R_0/r_w}{\ln R_0/R_b} \quad (9.3)$$

Vi finner att den specifika kapaciteten för brunnarna således multipliceras med en skalfaktor, som beror av undersökningshå-
lens och bergrummets dimensioner.

Om bergrummet har stor utsträckning i plan kan det vara nödvän-
digt att lägga till grundvattenbildningen, W , inom bergrummets
effektiva radie.

$$Q_w = W \cdot \Pi \cdot R_b^2 \quad (9.4)$$

Följande exempel kan visa användbarheten. I den bergplint där
värmelagret i Lyckebo byggts utfördes 5 hammarborrade undersök-
ningshål, se figur 9.2.

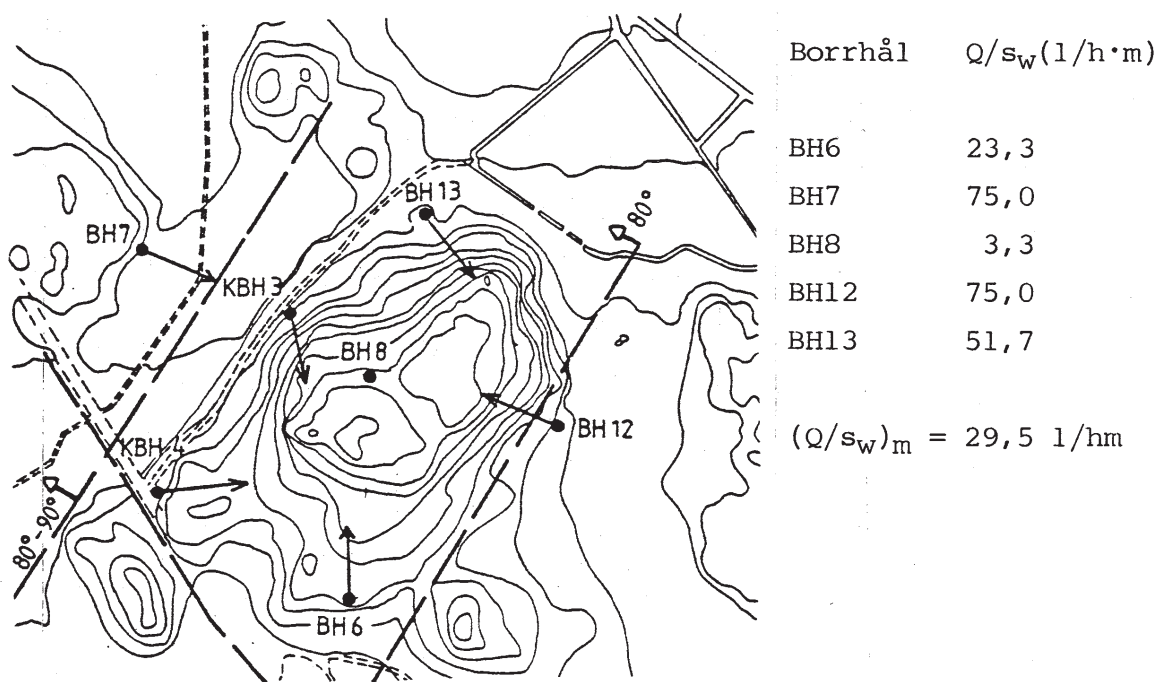


Fig 9.2 Undersökningsborrningar vid Lyckebo.

Bergrummet är byggt som en torus med radien $R_0 = 36$ m. Influensradien kan överslagsmässigt sättas till $R_0 = 500$ m och bergrummets sula ligger ca 60 m under vilande grundvattennivå. Detta ger:

$$Q_b = 60 \cdot \frac{29,5}{60} \cdot \frac{\ln 500/0.057}{\ln 500/36} = 102 \text{ l/min}$$

Till detta skall en grundvattenbildning om ca $W = 100$ mm/år läggas:

$$Q_w = \frac{0.1 \cdot 1000}{365 \cdot 1440} \cdot \pi \cdot 36^2 = 0.8 \text{ l/min}$$

Totalt ett prognosticerat inflöde om ca 103 l/min. Det uppmätta inflödet innan bergrummet återfylldes var 110 l/min.

9.3 Inläckning till tunnel

Inläckningen till en tunnel kan baseras på att tunnelsträckningen betraktas som en serie infinitesimala brunnar som sedan summeras, jämför avsnitt 5.4. Om flödet per meter tunnel betecknas med q är varje brunns styrka:

$$dQ = q \cdot dx \quad (9.5)$$

Avsänkningen från varje brunn på en godtycklig punkt längs tunneln blir, se figur 9.3.

$$ds = \frac{dQ}{2\pi T_g} \cdot \ln \frac{R_0}{x} \quad (9.6)$$

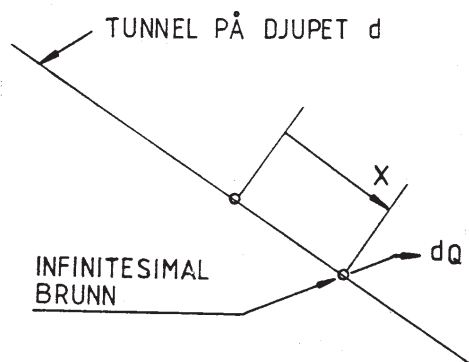


Fig 9.3 Avsänkning från tunnel.

Enligt superpositionsprincipen kan avsänkningarna summeras så att:

$$s = 2 \int_0^{\infty} \frac{q}{2\pi T_g} \cdot \ln \frac{R_0}{x} dx = \lim_{x \rightarrow \infty} \frac{q}{T_g \pi} \cdot (x \ln R_0 - x \ln x + x) \quad (9.7)$$

Funktionen inom parentes har ett maximum för $x = R_0$, vilket är rimligt då avstånd större än influensradien saknar mening. Om medianen för specifika kapaciteten bestäms med en statistisk analys ger ekvation 9.2 och 9.7 vid ett tunneldjup d :

$$q = \frac{d}{2} \cdot (Q/s_w)_m \cdot \frac{\ln R_0/r_w}{R_0} \quad (9.8)$$

I detta fall finner vi att influensradien direkt påverkar resultatet, vilket gör att denna måste bestämmas med större noggrannhet. För överslag duger dock formeln gott.

Vi kan illustrera med ett exempel. Mediankapaciteten för brunnar i göteborgstrakten är ca $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ l/s} \cdot \text{m}$. En oinjekterad tunnel 60 m under grundvattennivån skulle vid en influensradie om ca 300 m ge:

$$q = \frac{60}{2} \cdot (3.5 \cdot 10^{-3}) \cdot \frac{\ln 300/0.057}{300} \cdot 1000 = 3.0 \text{ l/s} \cdot \text{km}$$

Vilket kan vara ett rimligt överslag.

9.4 Inläckningsprognos med speglingsmodell

En ofta använd metod för enkla grundvattenprognoser är spegling. Metoden bygger på att man genom att föra in fiktiva källor och sänkor uppfyller randvillkoren för systemet och sedan enligt superpositionsprincipen adderar verkan av dessa. I fallet med en tunnel på djupet d förutsätts grundvattennivån vara en sådan rand, vilket kan vara rimligt om avsänkningen uppe vid ytan är liten. Randvillkoret uppfylles genom att man för in en fiktiv tunnel på samma avstånd ovanför grundvattenytan, där samma mängd vatten förs till magasinet, som tas ut ur tunneln, se figur 9.4.

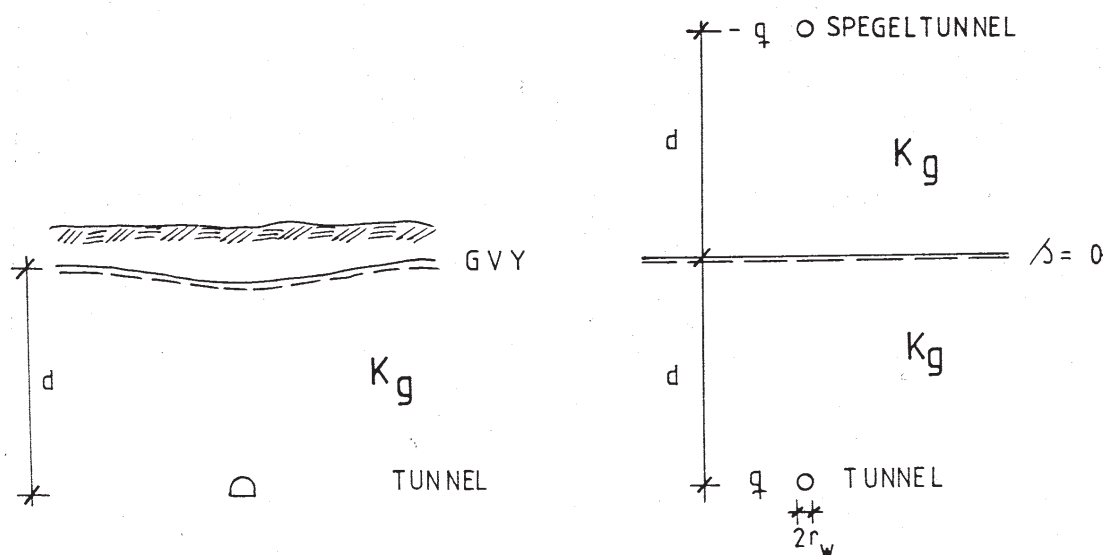


Fig 9.4 Läckage till tunnel med hjälp av spegling.

Avsänkningen vid tunneln blir:

$$s = d = \frac{q}{2\pi K_g} \cdot \ln R_0/r_w + \frac{-q}{2\pi K_g} \cdot \ln R_0/2d \quad (9.9)$$

Efter förenkling erhålles:

$$q = \frac{2\pi K_g d}{\ln 2d/r_w} \quad (9.10)$$

Vi finner här att bruttopermeabiliteten för berget måste bestämmas. Detta fordrar provpumpningar i ett flertal hål längs sträckningen för att ge ett noggrant resultat. Vidare ingår tunnelradien, som brukar anges som radien på den cirkel som har samma area som tunneln.

Om exemplet från göteborgstrakten beräknas med denna metod för en 8 m² tunnel erhålles:

$$r_w = \sqrt{8/\pi} = 1.6 \text{ m}$$

Permeabiliteten uppskattas med ekvation 6.29 och ett mediandjup av ca 60 m till:

$$K_g = 1.4 (Q/s_w)_m / d_m = \frac{1.4 \cdot 3.5 \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-3}}{60} = 8.1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$$

Vi erhåller således:

$$q = \frac{2\pi \cdot 8.1 \cdot 10^{-8} \cdot 60}{\ln 2 \cdot 60/1.6} \cdot 10^6 = 7.1 \text{ l/s km}$$

Detta värde är större än det tidigare, vilket orsakas av transmissivitetsbestämningsmetoden. Någon hänsyn har nämligen inte tagits till att brunnarna normalt har en stor negativ skinfaktor. Detta kompenseras i viss mån i den tidigare analysen, där tunnelradien inte påverkar resultatet. Vidare betonas vikten av noggranna förundersökningar för ett gott prognosresultat.

Mer komplicerade geometrier kan självfallet hanteras med speglingstekniken, gemensamt för dem är dock att kvaliteten på indata måste vara hög för ett gott resultat.

9.5 Permeabilitetsprofilen

Innan vi går in på numerisk modellering av grundvattenmagasinet för att bestämma inläckage måste permeabilitetsdata och deras utvärdering granskas. En slutsats från många undersökningar är att manschettmätningar ger för höga permeabiliteter (Bergman och Nord, 1982). Den viktigaste orsaken är sannolikt att borrhålet är kopplat till berget genom öppna sprickor, som ger en negativ skinfaktor, se avsnitt 5.6. Överskattningen av permeabiliteten är också ganska stor, en faktor mellan 5 och 10 har angetts, vilket överensstämmer väl med vad som beräknats i avsnitt 5.6. Brutto-permeabilitetsbestämningar från provpumpningar har dock visat sig ge rättvisande värden, förutsatt att de utvärderats så att skinfaktorn är möjlig att bestämma. För att bestämma en sannolik permeabilitetsprofil fordras således både manschettmätningar och provpumpningar.

Brutto-permeabilitetens minskning med djupet anges normalt med en exponentialfunktion:

$$K_g = a \cdot e^{-bz} \quad (9.11)$$

Transmissiviteten, som är den summerade permeabiliteten över mäktigheten blir då:

$$T_g = \int_0^{\infty} K_g(z) dz = \frac{a}{b} \quad (9.12)$$

Permeabilitetens minskning har av flera författare (t ex Carlsson 1983) angivits till storleksordningen en tiopotens per 100 m. Detta innebär att de översta 70 m av profilen motsvarar 80 % av transmissiviteten och 90 % är täckt av de översta 100 m. Vi finner här ett belägg för att man vid en provpumpningsanalys med visst berättigande kan betrakta grundvattenmagasinet som tvådimensionellt och att man vid en utvärdering kan anse transmissivitetsvärdet som riktigt.

Manschettmätningarnas värde ligger således i att man kan bestämma permeabilitetens relativa minskning med djupet med en regressionsanalys, som sedan proportioneras mot transmissivitetsdata.

9.6 Numerisk modellering av inläckage

Numerisk modellering av grundvattenproblem har under sen tid kommit till stor användning. Kanske till för stor användning, då resultaten presenteras med skenbart stor exakthet. Man bör dock komma ihåg att ingen modell är bättre än sina indata. Vid modellering av grundvattenförhållandena i urberg gäller också att det som ligger innanför modellens gränser egentligen är irrelevant då endast en bruttopermeabilitet kan bestämmas.

Med detta i minne kan således numeriska modeller användas för att beräkna läckage till en hel anläggning, ett exempel visas nedan.

I ett undersökningsområde (Gustafson et al, 1984) fanns data tillgängliga från 10 hammarborrhål och 3 kärnborrhål. I hammarborrhålen hade provpumpningar och kapacitetstester utförts och i kärnborrhålen manschettmätningar. Genom hammarborrhålen var det möjligt att beräkna en mediantransmissivitet för området och genom mätningarna i kärnborrhålen var det möjligt att åstadkomma en sannolik relativ permeabilitetsfördelning. Med dessa data konstruerades en sannolik permeabilitetsfördelning för området, se figur 9.5.

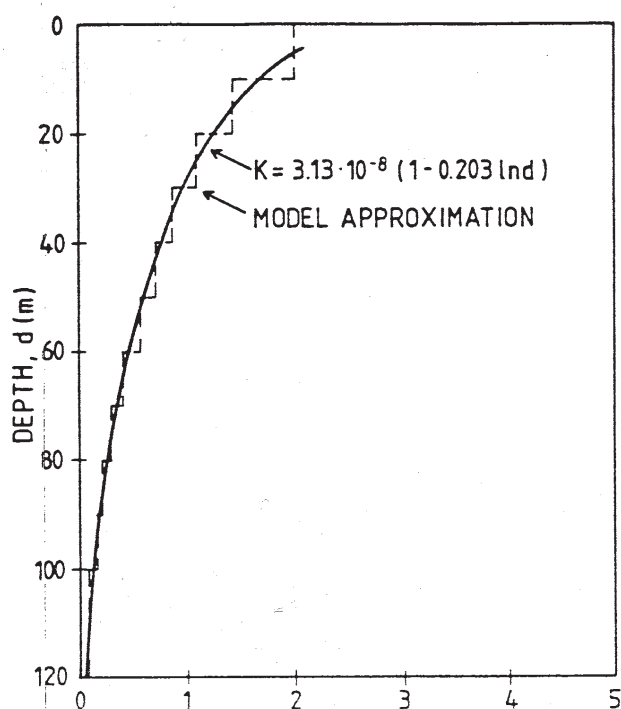


Fig 9.5 Permeabilitetsfördelning med djupet.

För att anpassa fördelningen till modellen approximeras denna med en stegvis anpassad funktion, där stegen sammanfaller med elementlängderna i den finita elementmodell (GEOFEM-G, Runesson et al 1978) som sedan användes. Elementnätet till denna modell redovisas i figur 9.6.

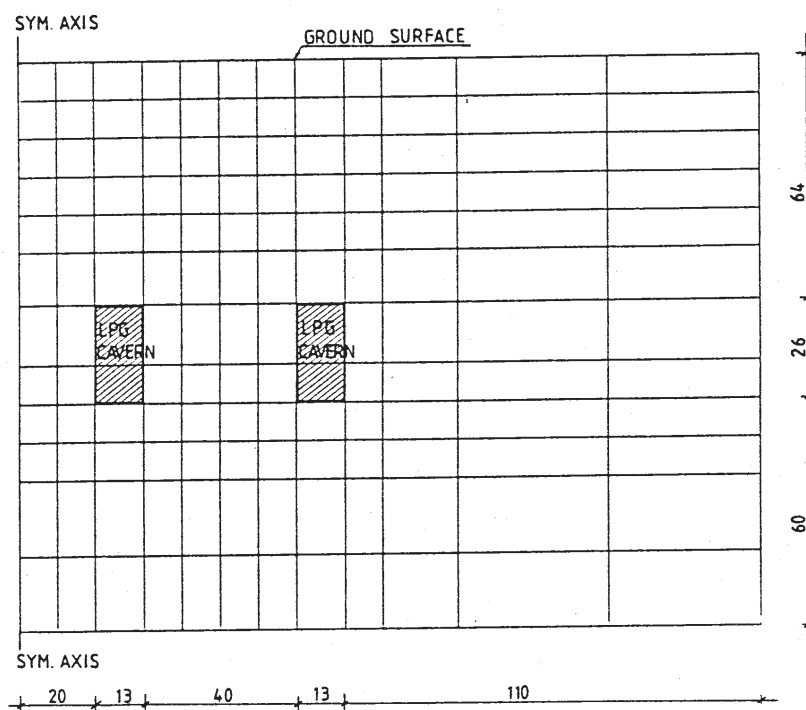


Fig 9.6 Elementnät till FEM-modell.

Modellen är tvådimensionell och genom att den studerade anläggningen är uppbyggd av fyra parallella skepp behöver endast halva anläggningen simuleras. Modellen är begränsad uppåt av en konstant grundvattennivå, strax under markytan. Detta är en god approximation, så länge inte inflödet överskrider den sannolika grundvattenbildningen. Övriga gränser antages vara täta. Varje element tilldelades sedan en permeabilitet som ges av vertikal-fördelningen.

Som resultat av modellberäkningen erhålles dels en flödesbild, se figur 9.7. Dels ett beräknat inflöde till bergrummen. Från flödesbilden kan gradienterna beräknas.

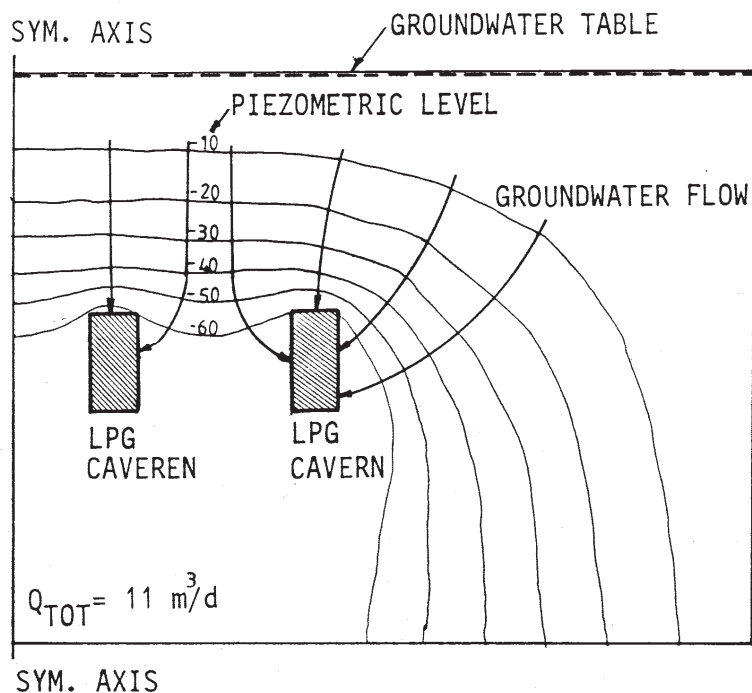


Fig 9.7 Flödesnät vid FEM-beräkning.

Man bör emellertid påpeka att den flödesbild, som erhålles vid en FEM-beräkning visar en medelsituation kring anläggningen vilken medför att avvikelserna lokalt kan vara stora.

9.7 Avsänkingsprognoser baserade på interferenstester

Kring varje berganläggning eller tunnel påverkas grundvattennivån i omkringliggande områden. Dessa avsänkningar kan i många fall dränera leror i kringliggande dalgångar och i dessa orsaka besvärande sättningar. Det är därför ofta av stor vikt att grundvattensänkningar i känsliga områden kan förutsägas.

Två vägar finns att göra en avsänkingsprognos. Antingen bygger man upp en komplicerad hydraulisk modell av området, med de felkällor en sådan har, eller också utnyttjar man data från interferenstester och baserar sin prognos på reciprocitetsprincipen. Den senare är väsentligt mycket enklare och ger

exaktare resultat, men fordrar en omsorgsfull planering av fältundersökningarna. Den teoretiska bakgrunden och användningssättet redovisas nedan.

9.7.1 Reciprocitetsprincipen

Liksom i många analoga system, elektriska flöden, värme flöden etc, gäller två fundamentala principer för ett laminärt grundvattenflöde: superpositionsprincipen, som redan berörts, och reciprocitetsprincipen. Reciprocitetsprincipen säger i korthet att den inbördes specifika påverkan av två punktkällor alltid är lika stor. Detta kan uttryckas på följande vis:

Påverkan av en källa, A, i en godtycklig punkt, B, kan uttryckas som en produkt av källstyrkan, Q_A , och en influensfunktion, $F_A(B,t)$. Där F_A är en funktion av punkten B's läge och påverkanstiden t:

$$s_B = Q_A \cdot F_A(B,t) \quad (9.13)$$

Den specifika påverkan i punkt B blir således

$$s_B/Q_A = F_A(B,t) \quad (9.14)$$

Nu säger reciprocitetsprincipen att den specifika påverkan från A vid B är lika stor som påverkan från en källa vid B i A, dvs

$$s_B/Q_A = s_A/Q_B \quad (9.15)$$

Eller:

$$F_A(B, t) = F_B(A, t) \quad (9.16)$$

Detta är en formulering av reciprocitetsprincipen.

9.7.2 Avsänkningar vid en interferenstest

Vid en provpumpning där flera borrhål förutom pumphålet mätes erhålles en avsänkningsskurva för varje borrhål, se figur 9.8.

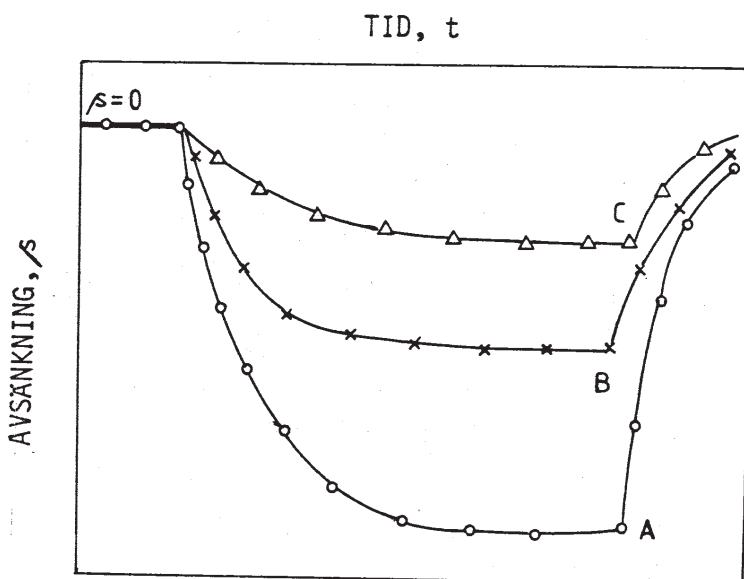


Fig 9.8 Avsänkningar vid interferenstest.

Ett värde för interferensfunktionen kan således erhållas för varje mättillfälle och för varje mätpunkt genom att avsänkningen divideras med uttaget: $F_N(M, t) = s_{M, t} / Q_N$. Vad som är viktigt är att detta kan erhållas utan att grundvattenmagasinet's hydrauliska egenskaper behöver bestämmas.

Man kan vidare visa att om observationspunkterna ligger inom samma magasin kommer avsänkningsskurvorna att bli parallella och, vilket är viktigt om ett stationärt tillstånd uppnås i pumphålet, kommer avsänkningen i de övriga att bli stationär.

9.7.3 Avsänkingsprognos baserad på reciprocitetsprincipen

När en berganläggning planeras förläggs den ofta i en bergplint där sprickigheten är låg jämfört med de omgivande krosszonerna. Detta medför att borrhålen i plinten ofta har låg kapacitet och provpumpningar kan därför inte utföras. I de begränsande krosszonerna kan däremot ofta så höga kapaciteter erhållas att en interferenstest är möjlig. Det är också normalt så att krosszonerna markeras av lerfyllda sänkor där avsänkning inte kan tillåtas. Prognosmetodiken illustreras med ett exempel från undersökningarna för värmelagret i Lyckebo (Gustafson och Liedholm, 1984).

I den bergplint där lagret byggdes utfördes fem hammarborrhål av vilka tre provpumpades, se figur 9.9. Det centralt placerade BH 8 hade så låg kapacitet att en pumpning inte var möjlig, men det reagerade utmärkt på pumpningen i BH 13.

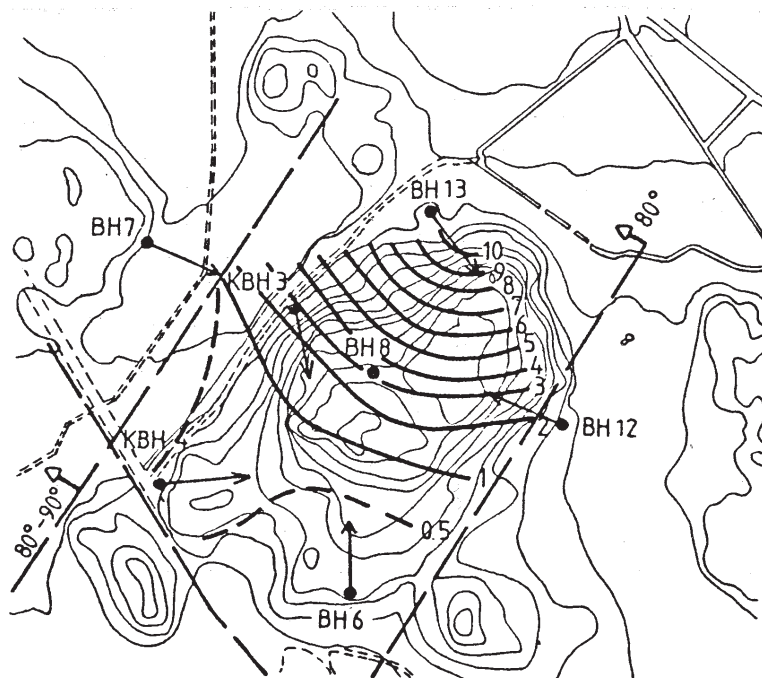


Fig 9.9 Avsänkningar vid pumpning i BH 13, Lyckebo.

Avsänkningen i BH 8, som sitter centralt i bergrummet, vid slutet av pumpningen var 4,47 m vid ett uttag av 0,9 l/s. Influensfunktionens värde var således:

$$F_{13}(8) = F_8(13) = 4.47/0.9 \cdot 10^{-3} = 4967 \text{ s/m}^2$$

Pumpningen är dock för kort för att ge en god prognos, men större delen av totalavsänkningen hade dock inträffat.

Läckageprognosen för bergrummet var $Q=103 \text{ l/min}$. Den prognosticerade avsänkningen vid B 13 blir således:

$$s_{13} = Q_8 \cdot F_8(13) = \frac{103 \cdot 10^{-3} \cdot 4967}{60} = 8.5 \text{ m}$$

Den uppmätta avsänkningen under byggtiden vid ett uttag av 110 l/min var ca 9,4 m. En prognos kan således göras för området kring varje pumpat borrhål.

10 MÄTTEKNIK

Alla kvantitativa prognoser över grundvattensituationen i ett område måste baseras på mätningar i fält. Detta är kanske en truism, men erfarenheten visar att det är nödvändigt att påpeka detta - Grunden för alla prognoser är väl utförda mätningar och en förnuftig analys av dessa data.

Vidare kan man påpeka att de flesta mätningar kan göras med enkel utrustning - mätlod, klocka och mätkärl, varför det av detta skäl inte går att ursäkta att mätningar inte utförts. I det följande ges en kort översikt för olika parametrar.

10.1 Nivåmätning

Inom varje område där en berganläggning planeras bör grundvattennivån regelbundet mätas och registreras. Detta bör sedan fortgå även efter det att anläggningen byggts. Mätning av en vattennivå i ett borrhål är i princip mycket enkelt, men förordrar för att noggrannheten skall bli god att man använder särskilt mätlod, kabelljuslod, figur 10.1.

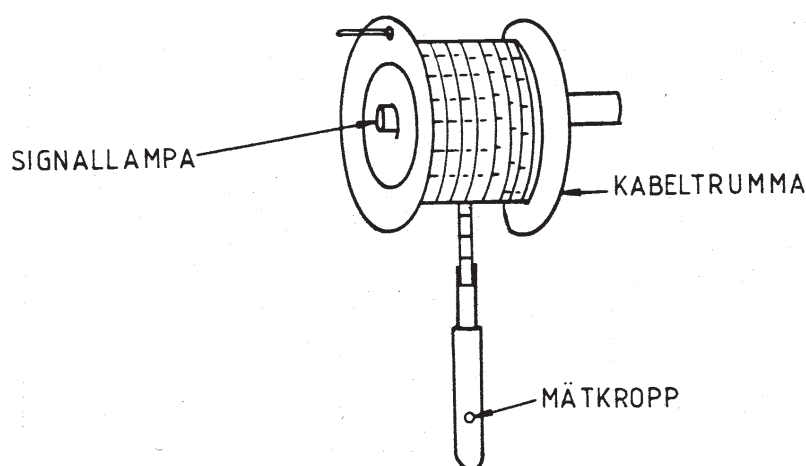


Fig 10.1 Kabelljuslod.

Med ett ljuslod kan mätningar ske till en noggrannhet av ca ± 5 mm. Varje borrhål skall vara avvägt och vid mättillfället antecknas tidpunkt och avstånd till vattenytan i hålet. Värdena antecknas i liggare och uppföljningen kan enklast ske genom att grundvattennivåerna i obspunkterna plottas i ett diagram.

I vissa fall kan det vara önskvärt att nivådata insamlas kontinuerligt. Traditionellt har detta gjorts genom att en registrerande pegel satts på borrhålet. Genom att borrhålen ofta är klena ger denna metod en ganska dålig noggrannhet. Under senare år har emellertid tryckgivare som placeras i borrhålet utvecklats. Signalen från dessa lagras i en data-lagrare eller mät dator. Detta ger även möjlighet att registrera mycket snabba förlopp, som t ex en provpumpning. Mätning med tryckgivare kommer därför att beskrivas utförligare nedan.

10.2 Tryckmätning

Under jord är trycket i borrhålen oftast högre än atmosfärstrycket, vilket medför att tryckmätning måste ske med manometer i ett slutet borrhål.

Manometerar tillverkas i olika noggrannhetsklasser där precisionstryckmätare har en maximal tillåten avvikelse av 0,2 - 0,6 % av mätområdet. Det är således viktigt att man anpassar manometerns mätområde till mätuppgiften.

Borrhålet slutes enklast med en manschett, som för klena borrhål och låga tryck kan vara en vanlig injekteringsmanschett. Det är viktigt att tillse att manschetten placeras i tätt berg.

I vissa fall kan det vara önskvärt att mäta trycket vid flera nivåer i samma borrhål. För detta finns manschettsystem med flera mätnivåer, men de är ofta komplicerade och dyra att använda.

Trycket kan självfallet också registreras med tryckgivare och lagras digitalt på samma sätt som vid öppna borrhål.

10.3 Flödesmätning

Vid pumpningar och hydrauliska tester är det viktigt att kunna mäta vattenflöden med i stort sett samma relativa noggrannhet, som tryck och nivåer. Överlägset enklast är att använda ett kalibrerat mätkärl och stoppur där så är möjligt. Detta ger ett momentant värde på flödet, som kan upprepas vid varje tillsyn.

Parallellt med detta bör den totala vattenmängden mätas med en vattenmätare. I vissa fall, som t ex vid vatteninjektionstest, kan mätkärl inte användas och då är vattenmätare den enda möjligheten att bestämma det momentana flödet. Vattenmätare finns i många storlekar och utföranden, men det är viktigt att kapaciteten anpassas till mängden för att noggrannheten skall bli god.

10.4 Mätning av förlopp

Vid en provpumpning eller tryckuppsyggnadsmätning är grunden självfallet att tryck eller nivå och flöde skall mätas med i princip samma metodik som beskrivits tidigare. Skillnaden är att ett förlopp kräver att mätningarna skall utföras i snabb följd. Erfarenheten har visat att under testernas inledningsskeden ett tidsintervall mindre än 5 s måste uppnås. Detta kräver datoriserad mätning.

Man finner vidare att det framför allt är tryck och nivåförändringar, som måste mätas snabbt, medan flödesvariationer kan mätas manuellt. Detta medför att framför allt tryckregistreringsutrustningar har utvecklats för fältbruk. En typisk uppbyggnad kommer att beskrivas nedan.

Trycksensorer finns av olika utförande. En vanlig och driftsäker typ är piezoresistiva givare, där resistansen hos en kvartskristall mäts, då den varierar med det omgivande trycket. Dessa finns i två utföranden, dels absoluttryckgivare, samt dels relativtryckgivare, där tryckskillnaden mellan vattentrycket och exempelvis lufttrycket mäts. Det senare kan vara en

fördel att använda, då annars lufttrycksvariationer kan påverka mätresultatet. Maximalfelet hos en bra absoluttrycksmätare är ca 0,2 % av mätområdet.

Tryckgivaren ger en analog utsignal, som digitalomvandlas före registrering i en datalagrare. I stället för datalagrare kan det vara lämpligt att använda en mät dator i fält, då förloppet direkt kan kontrolleras i diagramform, och data kan inlagras på disketter, se figur 10.2.

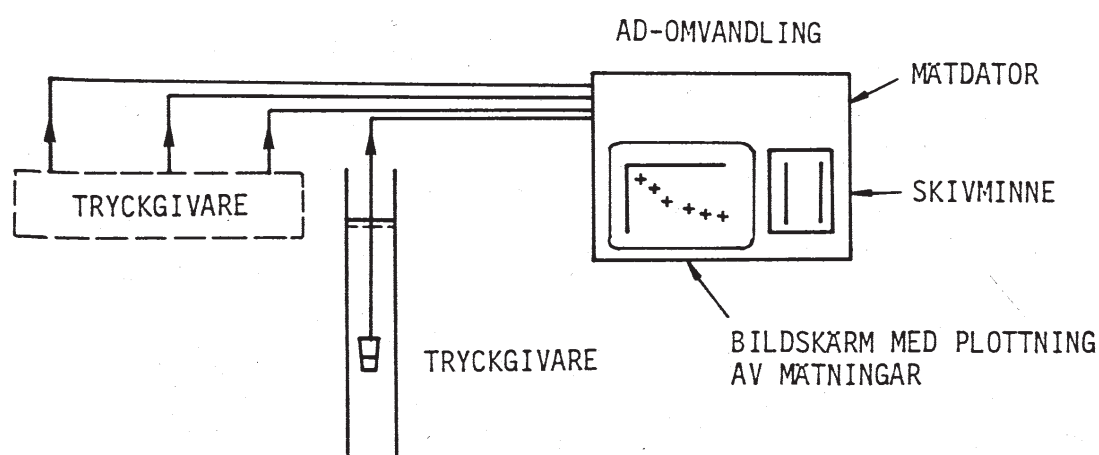


Fig 10.2 Mät dator för mätning av snabba förlopp.

Genom att mätdata lagras digitalt kan uppritning ske automatiskt i valfritt format, vilket i hög grad underlättar analysen.

10.5 Flödesmätningar i byggskedet

Under byggtiden bör mätningar av vattennivåer, tryck och flöden ske. Dels för att stämma av de prognoser, som utförts i förundersökningarna, samt dels för att bilda underlag för injekteringsinsatser, förstärkningar m m. Speciellt flödesmätningarna under byggtiden kan vara värda en särskild notering.

För det första kan man konstatera att det är svårt att utföra noggranna läckagemätningar och för det andra att ett mätprogram ofta ses som ett hinder av byggaren. Det är inte desto mindre viktigt att utföra dem, men de bör göras så enkelt som möjligt.

Vanligast är att vattnet uppfordras från någon central pumpgrop, dit vattnet leds från tillfälliga länspumpsgropar nära de stuffer som bearbetas för tillfället. Ofta planeras också uttagen så att vattnet kan rinna med självfall till den centrala pumpgropen.

Vid pumpgropen kan läckaget till hela dess upptagningsområde enkelt mätas. Flera metoder kan nämnas:

Om pumpens kapacitet är känd kan en gångtidsmätare anslutas och uppfordrad vattenmängd bestäms som $\text{gångtid} \times \text{flöde}$. Pumpflödet kan oftast enkelt bestämmas med mätkärl vid utloppet.

En mer exakt om än mer kostsam metod är att anlägga ett mätskibord vid pumpgropen, där flödet avläses regelbundet.

En tredje metod är att sätta en integrerande vattenmätare på utloppsledningen. Det krävs dock att mätaren är av en typ som är okänslig för föroreningar i vattnet.

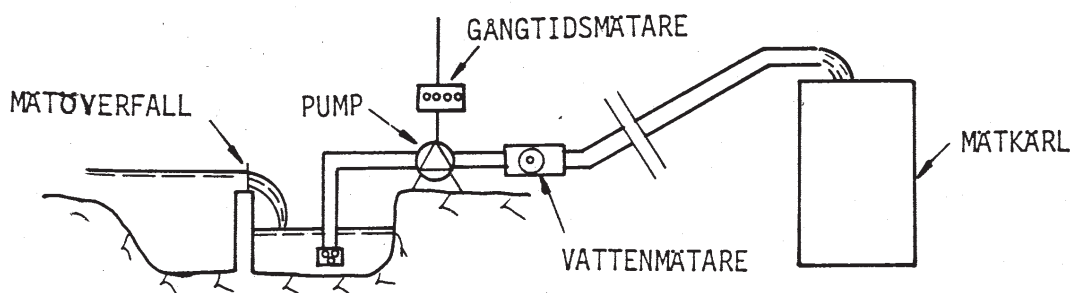


Fig 10.3 Mätning av läckvattenmängden.

Mätning av vattenflöden från mindre områden under jord kan i princip ske med samma metoder, som för en central pumpgrop. Ibland kan dock flödesuppskattningar utan alltför stora noggrannhetskrav vara nödvändiga. I många fall kan detta utföras genom att vattenhastigheten i ett dike bestäms på enklaste sätt ("spottlogg") och multipliceras med dikets vattenfyllda area.

11 UPPLÄGGNING AV HYDROGEOLOGISKA UNDERSÖKNINGAR I BERG

Lokaliseringen av en berganläggning bestäms vanligen inte av geologiska faktorer. Redan vid planeringsstadiet kan emellertid geologen spela en stor roll genom att ge de geologiska förutsättningarna för byggandet och genom att anvisa de lämpligaste lägena inom det tillgängliga området.

Betydelsen av att använda hydrogeologiska undersökningsmetoder har dokumenterats i många projekt. Ett hydrogeologiskt angreppssätt ger möjlighet att på ett tidigt stadium och till låga kostnader förutsäga viktiga parametrar som inläckage, påverkan på omgivningen, vattenledande krosszoner och sannolik bergspänningsriktning. För att vinna de fördelar, som ett hydrogeologiskt angreppssätt ger, fordras emellertid att undersökningarna planeras omsorgsfullt och genomförs på ett professionellt sätt. Följande kapitel redovisar ett generellt angreppssätt baserat på erfarenheter från många undersökningar. Det måste dock självfallet modifieras och anpassas till varje undersökningsuppgift.

11.1 Kostnadsfilosofi

När ett bergprojekt planeras finns ofta någon form av ekonomisk totalram för projektet. Inom denna finns sedan ofta en rimlig ram för undersöknings- och projekteringskostnader.

I ett tidigt projektstadium står ofta valet mellan olika alternativ eller om projektet skall genomföras överhuvudtaget. I detta perspektiv skall geundersökningen placeras in, den skall ge bästa utbyte för angiven summa pengar och kostnaderna skall komma så sent som möjligt för att ge valmöjlighet vid olika beslutspunkter.

Traditionellt har projektering ofta gått till så att man först rätt ut allmänna förutsättningar för projektet, sedan gjort en förprojektering samtidigt med en geundersökning. Utgående från de senare utförs sedan en detaljprojektering, se figur 11.1.

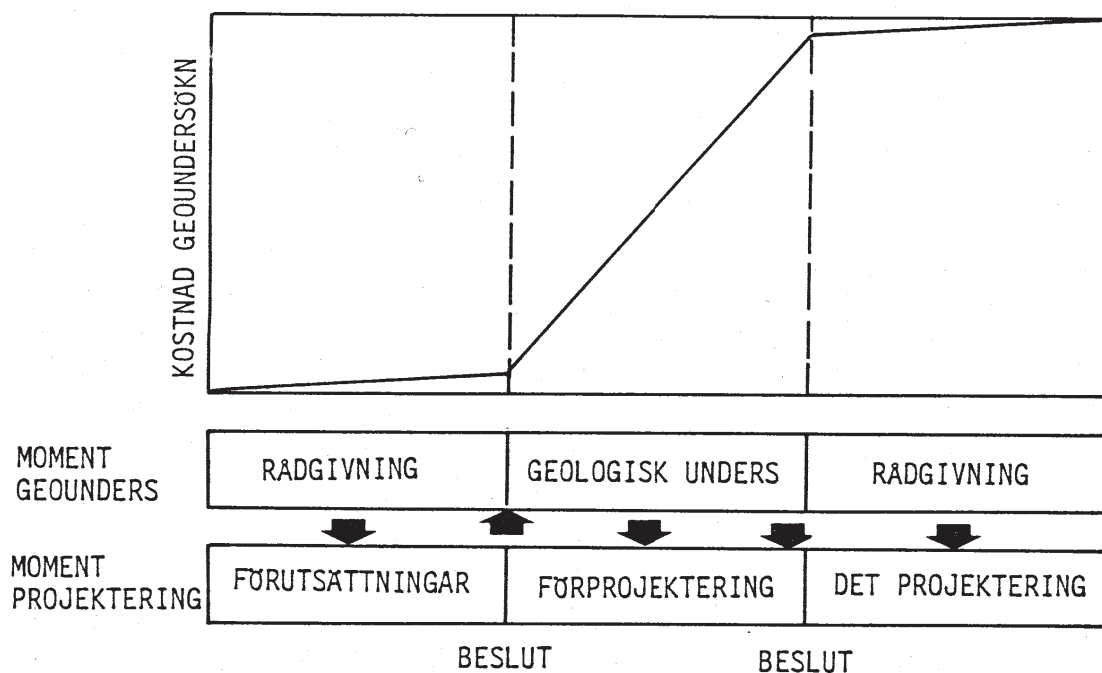


Fig 11.1 Kostnadsfördelning vid konventionell undersökning

För att en ändring av en normal projekteringsgång skall motiveras måste ett antal fördelar vinnas, och där vi vill hävda att man kan göra detta genom ett hydrogeologiskt angreppssätt genom att

- a) Man får en lägre totalkostnad för projektet. Framförallt genom att kostnaden för negativa överraskningar kan undvikas genom att de väsentliga dragen hos de stora bergvolymerna kan erhållas tidigt i undersökningen samt att förstärknings- och injekteringskostnader därmed blir lägre genom bättre lokalisering och orientering.

- b) Undersökningskostnaden blir inte större än vanligt. Framför allt genom att man kan byta ut dyr kärnbörning mot hammarbörning med bibehållen detaljkunskap.
- c) Undersökningskostnaderna kommer så sent som möjligt genom att undersökningen startas med billigare metoder och kan avslutas med de mest kostsamma.

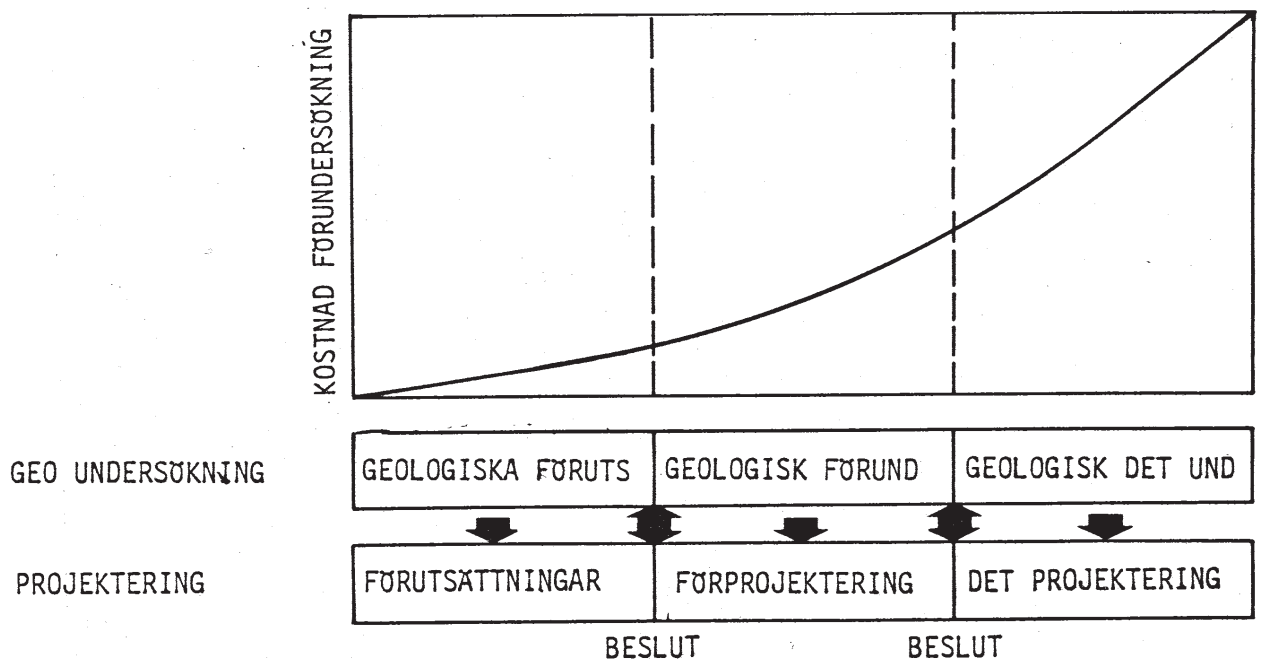


Fig 11.2 Kostnadsfördelning vid hydrogeologiskt angreppssätt.

För att alla fördelar med det hydrogeologiska angreppssättet skall vinnas är det nödvändigt med ett intimt samarbete mellan geologer och övriga projektörer.

I det följande ges några riktlinjer för hur undersökningarna kan drivas för att uppfylla de ställda målen. I huvudsak följs den etappindelning som ges av figur 11.2.

11.2 Geologiska förutsättningar

I denna fas bör huvuddelen av arbetet baseras på befintligt material, "arkivbörning", tillsammans med en översiktlig fältrekognosering. Enligt vår erfarenhet finns i stort sett alltid data i någon form tillgängliga, som det är av stor vikt att få fram. De ger dels rätt bearbetade väsentlig information på ett tidigt skede i projektet, dels kan de vara av sådan vikt att några undersökningsmoment kan sparas in.

11.2.1 Kartmaterial och flygbilder

I Sverige finns hela landet täckt av topografiska och ekonomiska kartor, och motsvarande kartmaterial finns oftast att få även utomlands. Kartorna är framställda från flygbilder, som också som regel är tillgängliga.

11.2.2 Geologiska kartor och publikationer

Berggrundsgeologiska kartor finns oftast tillgängliga i någon form. Ofta kan de vara småskaliga, men specialkartor finns som regel att tillgå i olika vetenskapliga geologiska arbeten. En målmedveten sökning av sådana lönar sig därför oftast.

11.2.3 Hydrologeologiska data

I Sverige finns data från bergborrhål i hela landet lagrade i SGU:s brunnarsarkiv. Ur detta material kan utläsas bergart, borrhningsdjup och kapacitet. I vissa fall kan även andra hydrogeologiska data finnas tillgängliga.

11.2.4 Tidigare undersökningar

Om bergundersökningar utförts tidigare i området eller om någon berganläggning byggts är det av stor vikt att alla tillgängliga data från dessa tas fram och utnyttjas i undersökningen.

11.2.5 Arbetsprogram

Studien bör inledas med att en preliminär geologisk karta i lämplig skala tas fram ur utgångsmaterialet. Med hjälp av flygbilder och topografiska kartor utföres en tektonisk analys av området. Analysen syftar till att fastställa dominerande lineament och lineamentriktningar, samt att indela området i stabila plintar lämpliga för lokaliseringen.

På hydrogeologiska data utföres en statistisk analys av bruttopermeabiliteten i området, som sedan kan ligga till grund för en mycket preliminär läckageprognos när anläggningens storlek preliminärt bestämts. Med hjälp av den tektoniska analysen och hydrogeologiska data lokaliseras potentiellt känsliga områden kring anläggningen där påverkan kan befaras.

Vid fältbesiktningen kontrolleras den geologiska kartan och ett antal stuffer samlas för en preliminär bedömning av bergkvaliteten. Orienterande sprickmätningar utföres för att konfirmera lineamentnätet och ge underlag för en preliminär orientering av anläggningen. Känsliga områden kring den blivande anläggningen besiktigas.

Materialet från denna preliminära studie sammanställs i en enkel rapport som skall visa:

- a) Områdets berggrundsgeologi
- b) Viktigare lineament och områdets spricksystem
- c) Lämpliga områden för anläggningen och fördelaktig orientering
- d) Preliminära hydrogeologiska data och förväntade läckage och omgivningspåverkan från anläggningen
- e) Preliminär bedömning av bergkvalitet
- f) Plan för geoundersökning

Denna rapport bör ingå i förutsättningarna för projektering. Vidare är det viktigt att det sker ett gott samarbete mellan geologer och andra för att förutsättningsstudien skall bli så rättvisande som möjligt.

11.3 Geologisk förundersökning

Den geologiska förundersökningen syftar till att utröna om det är möjligt att bygga anläggningen enligt förutsättningarna, att ge underlag för projekteringen samt att ge en prognos av bergkvalitet, inläckande vattenmängder och påverkan på omgivningen. På grundval av den geologiska förundersökningen skall en layout vara möjlig att upprätta, som sedan endast behöver finjusteras i detaljprojekteringsstadiet.

11.3.1 Kartering av bergarter och spricksystem

Som ett första led i förundersökningen bör en noggrann bergartskarta över det valda området upprättas. I fält karteras bergarter och strukturella element samtidigt som förekommande sprickor mäts in på blottade hållar. Sprickdata bearbetas statistiskt på ett sådant sätt att sprickfältets variationer kan utläsas för olika delområden. Som resultat av denna delstudie erhålles dels en bergartskarta, dels en lineament- och sprickkarta.

11.3.2 Geofysiska mätningar

Olika geofysiska metoder har använts för att förutsäga bergets egenskaper på större djup. I detta skede har vi funnit det lämpligt att använda en metod som ger stor täckning till liten kostnad som t ex VLF-mätningar. Denna metod ger utslag för brantstående elektriska ledare i berget med en riktning i stort sett parallell med riktningen mot den radiosändare som inducerar det elektromagnetiska fält som mäts. Med VLF kan ett antal profiler över området utföras, som sedan kan korreleras främst med områdets skjuvzoner. VLF-mätningar ger därför en väsentlig kvalitativ förbättring av den sprödtektoniska bilden av området.

11.3.3 Borrningar

I denna fas av undersökningen är det viktigt att få yttäckning över området och att få så många borrhål som möjligt. Detta gör att kärnborrningen bör begränsas till ett minimum.

I de flesta fall har vanlig brunnsborrningsteknik utnyttjats och borrning utförts i diameter 115 mm. Borrhålen utförs om möjligt lutande, ca 30° från lodlinjen, och så att de övertvärrar de förmodat vattenförande sprickgrupperna.

Borrningar bör utföras dels inne i den bergplint där anläggningen skall placeras, dels i de kringskärande krosszonerna. Borrningarna sätts ut med ledning av den tektoniska kartan och VLF-mätningarna. Lämpliga borrhningslägen är där sprickzonerna korsas.

Vid borrning registreras bergarter, sprickighet och vattenföring. Borrsjunkningen registreras noggrant.

Alla borrningar kapacitetsbestäms av brunnsborraren och om möjligt utförs även en slugtest, se 6.9, på varje borrhål.

11.3.4 Provpumpningar

Provpumpningarnas syfte är dels att bestämma de hydrauliska egenskaperna hos berget och dess spricksystem vid de provpumpade brunnarna, dels att genom interferenstester klargöra grundvattenvägarna i de stora bergvolymerna och därmed också bergets vattenförande huvudriktning.

Med hänsyn till resultatet från borrhningarna väljes ett antal borrhål ut för provpumpning. I de flesta av dessa utföres korta pumpningar, ca 24 tim, men en till två av dem bör förlängas till ca veckas pumpning. Vid alla pumpningar mätes även kringliggande borrhål, för att kontrollera om interferens mellan hålen kan förekomma.

Utvärdering av provpumpningarna har penetrerats utförligt i avsnitten 5, 6, 7.

11.3.5 Prognoser

På grundval av hydrauliska tester och provpumpningar prognosticeras inläckage till anläggningen under byggtid och i drift. Påverkan på känsliga kringliggande områden prognosticeras och åtgärder föreslås. Av inläckaget kan injekteringsbehovet bedömas och målsiffror för läckaget efter injektering sättes upp.

Större vattenledande zoner, som konstaterats vid provpumpningarna redovisas. Anläggningen orienteras med hänsyn till vattenförande sprickor.

11.3.6 Redovisning

Arbetet redovisas fortlöpande till den grupp, som utför förprojekteringen, så att alla data är kända för dem vid arbetsfasens slut. Hela förundersökningen redovisas i en rapport med följande huvudpunkter:

- a) Berggrundsgeologisk detaljkarta
- b) Tektonik och spricksystem
- c) Bergets hydrauliska egenskaper
- d) Riktlinjer för lokalisering, layout och orientering
- e) Prognoser för inläckage och påverken på omgivningen
- f) Bergkvalitet och byggbarhet
- g) Plan för geologisk detaljundersökning

Denna rapport utgör grunden för detaljprojekteringen, men lämnar också en del detaljfrågor öppna, som måste undersökas i nästa fas.

11.4 Geologisk detaljundersökning

Förundersökningen har avsett att visa att det går att bygga en berganläggning. Målet med detaljundersökningen är att visa hur det skall göras och vad det får för konsekvenser i varje enskild punkt. Undersökningsfilosofin följer därvidlag de slutsatser som dragits i avsnitt 4.7: Brutto förutsägelser kan baseras på många data från en stor volym medan detaljförutsägelser måste baseras på detaljundersökningar. Grundläggande för arbetet i denna fas är den layout som erhållits som ett av resultaten av förstudien. Arbetet inriktas därför på att bekräfta och om så är nödvändigt modifiera denna layout efter de geologiska förutsättningarna.

11.4.1 Geofysiska mätningar

Kring den preliminära layouten finns ofta ett antal frågeställningar av typen: Hur är bergtäckningen över tillfartstunneln, hur skall bergrummen avslutas vid de krosszoner som begränsar plinten eller hur bred är en krosszon, som korsar en del av anläggningen. Många av dessa frågor kan besvaras med hjälp av seismisk refraktionsmätning. Fördelen med metoden är att man oftast får en god jorddjupsbestämning längs de uppmätta profilerna samt att man genom att den seismiska gånghastigheten i berget bestäms får läget av större sprickzoner noga belagt. Det är dock viktigt att undersökningen läggs upp efter den

layout som finns, så att man verkligen i detalj undersöker de kritiska punkterna i denna.

11.4.2 Kärnborrning

Kärnborrning är nödvändig för att ge underlag för en bergmekanisk beräkning av stabilitet och deformationer i den färdiga anläggningen. Vidare fordras även borrhälar för att se att de extrapolationer av geologin på större djup, som utförts från markytan är riktiga. Vidare ger manschettmätningar i kärnborrhål möjligheter att bestämma permeabilitetsfördelningen i djupled, avsnitt 8.6.

Fördelen med att göra kärnborrningarna i detta skede är att man i detalj kan undersöka kritiska delar av anläggningen, som t ex lägen för schakt och tillfartstunnlar eller avslutning av bergrum mot krosszoner i bergplintens randområden.

11.4.3 Hydraulisk modellering

När manschettmätningarna i kärnborrhålen utförts finns som regel tillräckligt goda hydrogeologiska data för att en noggrannare hydraulisk modellering skall vara meningsfull. Genom provpumpningar i hammarborrhålen har bruttopermeabiliteten bestämts och genom manschettmätningarna kan som regel en vertikal permeabilitetsfördelning bestämmas. Vidare finns en sannolik layout att gå ut ifrån.

Modellen bör emellertid främst ses som ett verktyg att kontrollera hur hela berganläggningen kommer att fungera i sin omgivning. I moderna modellsystem finns visserligen möjlighet att lägga in hydrogeologiska avvikande områden, men som tidigare redovisats måste en modell av hela anläggningen ses som en prognosmetod för totalläckaget och ett medelvärde för grundvattennivåns avsänkning kring lagret.

För berganläggningar med vattenridåsystem bör självfallet dess verkningsätt kontrolleras i modellen.

Modelleringsmekniken har redogjorts för i avsnitt 9.

Modellarbetet skall resultera i en prognos över vattenläckaget till anläggningen samt för grundvattentrycken kring den i byggnads- och driftskede.

Genom modellarbetet kan påverkan på omgivningen prognosticeras och, om påverkan blir större än vad som kan tolereras, kan ett största tillåtet inläckage anges för att ge ett mål för injektering och andra tätningsåtgärder.

På grundval av modellarbetet upprättas även det observations- och övervakningsprogram som bör genomföras under byggnadsskedet.

11.4.4 Detaljprognoser

Genom att kärnbörningarna placeras med hänsyn till en väl underbyggd preliminär layout, kan prognoser över bergkvalitet och hydrogeologiska förhållanden för kritiska delar av anläggningen utföras med god noggrannhet.

Den bergkvalitet- och byggbarhetsbedömning som bör utföras inriktas på att beskriva bergarts- och sprickfördelning, att ange läget för krosszoner och andra förmodade problemkällor inom anläggningen samt att ge en prognos över sprängbarhet och förstärkningsbehov.

Genom att kärnbörningarna ansätts så att de skär kritiska delar av anläggningen, kan läckageprognoser för dessa snitt utföras med god precision.

11.4.5 Redovisning

Arbetet redovisas fortlöpande till den grupp som genomför detaljprojekteringen. En viktig del i arbetet är att fastlåsa den slutliga layouten, så att bygghandlingen kan upprättas.

Detaljundersökningen bör vidare redovisas i en särskild rapport, där följande punkter är viktiga.

- a) En komplettering och revidering av de slutsatser som givits i förundersökningsrapporten.
- b) En prognos över bergkvalitet och byggbarhet för den slutliga layouten.
- c) En prognos över vattenläckage till hela anläggningen och för kritiska delar i den.
- d) En prognos över grundvattenförhållandena kring anläggningen.
- e) Prognoser över förstärknings- och tättningsåtgärder.
- f) Nödvändiga övervaknings- och observationsprogram för byggskedet.

Denna rapport tillsammans med förundersökningsrapporten utgör sedan det geologiska underlaget för planering och genomförande av utbyggnaden.

12 EN FÄLTUNDERSÖKNING

I det tidigare har synpunkter redovisats på hur en bergundersökning med hydrogeologiskt angreppssätt bör genomföras. I verkligheten kan naturligtvis inte dessa råd följas till punkt och pricka. Under förundersökningen för värmelagret i Lyckebo har emellertid den redovisade undersökningsfilosofin genomförts konsekvent. En kort sammanfattning av undersökningsförloppet ges därför nedan. Lyckeboprojektet har emellertid redovisats utförligt i andra sammanhang (Hillström et al, 1985, Gustafson och Liedholm, 1984, och Rehbinder 1984), varför här framför allt undersökningsfrågor och nyckelresultat redovisas.

12.1 Undersökningens förutsättningar och mål

Vid exploateringen av ett nytt bostadsområde, Lyckebo, söder om Störvreta, Uppsala kommun, planerade man att utnyttja solvärme för uppvärmning av de nya husen. Vid detta tillfälle byggdes solvärmeanläggningarna i Ingelstad och Lambohov. I båda dessa säsongslagras värmen i stora tankar, varför man i de första utkasterna till Lyckeboprojektet skisserade en lösning med en 100_000 m³ tank, delvis förlagd i jord och berg. Arbetet med planfrågorna hade gått så långt att plats för tanken hade anvisats. Vid en genomgång av förutsättningarna fann man emellertid att lagringsvolymen med både kostnadsmässiga och planmässiga fördelar kunde utgöras av ett bergrum. Man ville dock av planmässiga skäl behålla det föreslagna läget.

Målet för undersökningarna i detta skede var således att konstatera om det var lämpligt att bygga ett bergrum för värmelagring på den valda platsen.

När detta sedan inte visade sig lämpligt, utökades målsättningen till att finna det bästa läget inom undersökningsområdet, se figur 12.1, och att här utföra de nödvändiga förundersökningarna.

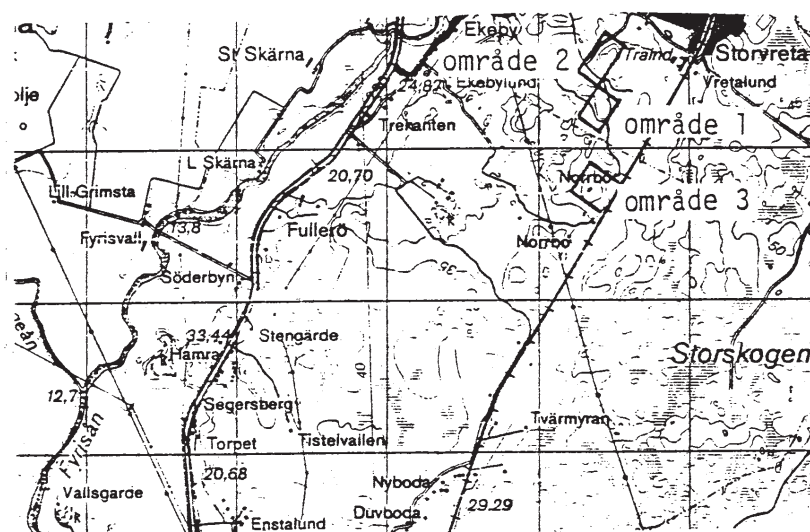


Fig 12.1 Undersökningsområdet i Lyckebo, skala 1.50 000

12.2 Tektonisk analys av område 1

Det föreslagna området motsvarades av västra delen av område 1 figur 12.1. Som en inledning utfördes en tektonisk analys av detta område baserat på flygbildsstudier, detaljerad sprickkartering och VLF-profiler. Vid analysen användes den redovisade blockmodellen, se figur 2.5.

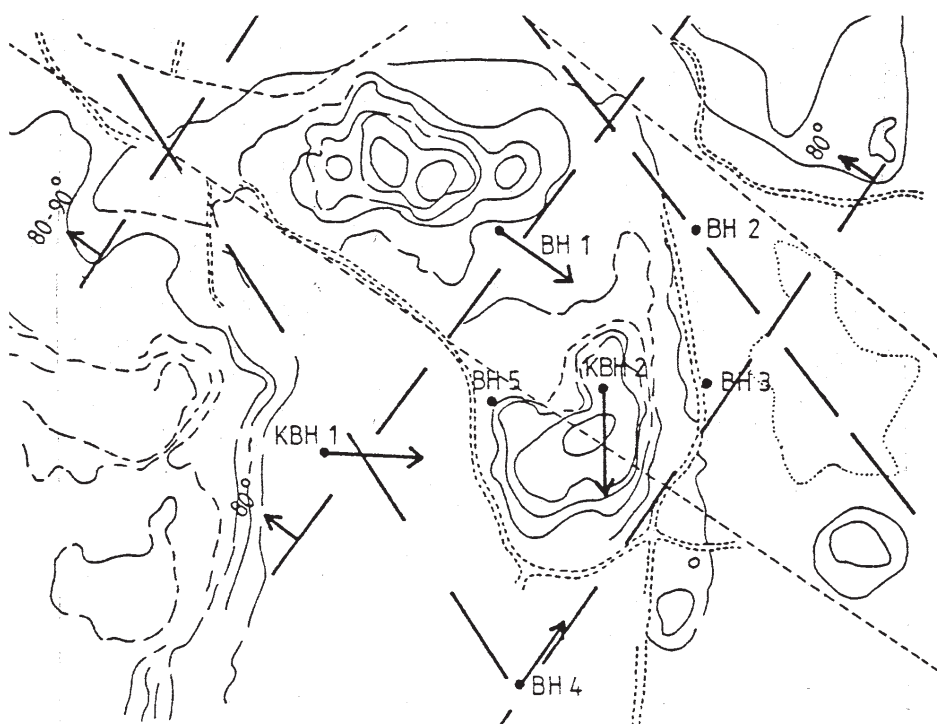


Fig 12.2 Blockmodell och borrhningar i område 1, skala 1:4 000

Det första resultat som framkom var att det föreslagna läget låg mitt över den västra begränsande krosszonen, vid BH1, och att bergrummet borde flyttas in i bergplinten. Man enades om detta och undersökningarna fortsattes för att utröna om plinten var lämplig för detta.

12.3 Borrningar i område 1

Ett program för undersökningsborrningar genomfördes, se figur 12.2, omfattande två kärnborrhål och fyra hammarborrhål. Borrhålen ansattes så att krosszonerna runt plinten skulle genom-borras samt att bergkvaliteten mitt i plinten skulle undersökas.

Borrningarna i krosszonerna visade hög sprickighet och stor vattenföring medan borrhålen centralt i plinten, bortsett från en markerad ytsprickighet, visade god kvalitet.

12.4 Provpumpningar i område 1

Provpumpningar utfördes i tre borrhål: B3, B4 och B5. I samtliga kunde pumpningar genomföras med hög kapacitet och avsänkning noterades i samtliga observationspunkter. Speciellt markant var vid BH3 en långt utdragen avsänkningstratt, som skar diagonalt genom plinten, se figur 7.2. Detta indikerade att en vattenförande sprickzon sannolikt går genom plinten i det planerade bergumsläget. Vidare visade en preliminär läckageberäkning att inläckaget till ett framtida rum skulle bli betydande.

Med hänsyn till dessa resultat fann man att ett bättre läge för bergrummet borde sökas. Nästa steg blev därför att utöka den tektoniska analysen till ett större område och där välja ut två bergplintar för fortsatt undersökning.

12.5 Förnyad tektonisk analys

I nästa fas förnyades den tektoniska analysen för ett ca 3 km² stort område kring det tidigare läget. På samma sätt som tidigare gjordes flygbildsstudier, VLF-profiler och omfattande

sprickmätningar. Studien resulterade i ett tiotal bergplintar avgränsade av krosszoner. Med hänsyn till storlek och planerad bebyggelse valdes områdena 2 och 3 ut för fortsatt undersökning, se figur 12.1

12.6 Orienterade borrhningar

I vardera av områden 2 och 3 utfördes tre hammarborrningar, en centralt i plinten och två i de kringliggande krosszonerna.

I område 3 visade borrhningsresultaten snart att förhållandena här var lika dåliga som i område 1. I område 2 var förhållandena betydligt bättre.

För att vinna tid startades en långtidspumpning i borrhål BH7, se figur 12.3. Denna pumpning gav preliminärt goda resultat och undersökningen i detta område fortsatte.

12.7 Kompletterande borrhningar, område 2

I område 2 borrades ytterligare hammarborrhål samt två kärnborrhål, se figur 12.3.

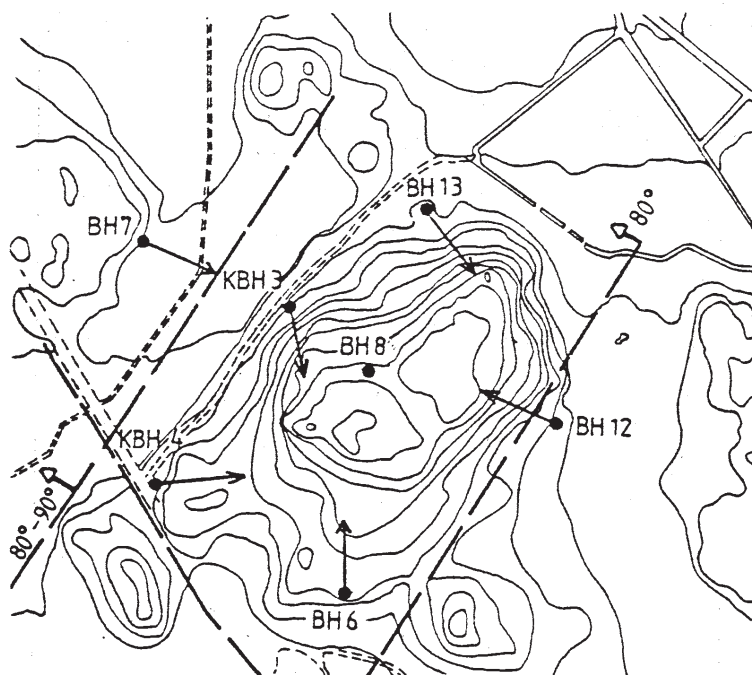


Fig 12.3 Blockmodell och borrhningar i område 2, skala 1:4 000

Även i detta fall sattes borrhningarna ut så att kringsskärande krosszoner och plintens centrala delar kunde kontrolleras. Borrhningarna visade god bergkvalitet och centralt i plinten påträffades ett fåtal vattengivande sprickor, liknande den som konstaterats i område 1.

12.8 Provpumpningar i område 2

Provpumpningar utfördes i borrhålen BH12 och BH13. I båda fallen konstaterades att avsänkningstratten var utdragen genom plinten och att en tensionszon diagonalt genom denna var sannolik, se figur 12.4.

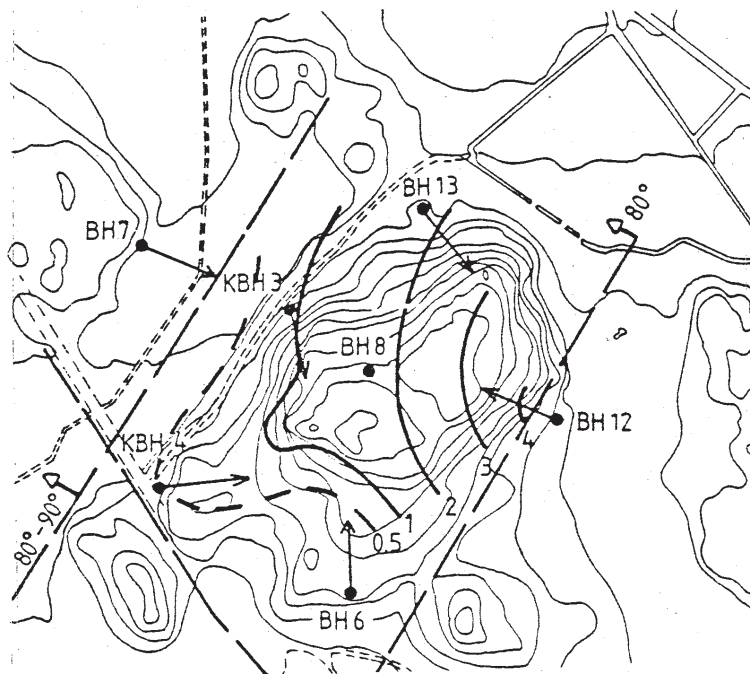


Fig 12.4 Avsänkningar vid pumpning i BH12.

Pumpningarna utvärderades med här redovisade metoder. Utvärderingen av provpumpningsdata visade en transmissivitet av storleksordningen $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, vilket är en faktor 10 lägre än i område 1. Baserat på hydrauliska data utfördes flera inläckageprognoser baserade på olika antaganden, som visade ett prognosticerat läckage på 140–350 l/min under byggtiden. Dessa mängder ansågs inte större än att de kunna tas eller eventuellt med tätning nedbringas.

12.9 Rapportering

Undersökningarna i område 2 rapporterades som en geologisk förundersökning i den form som anges i avsnitt 11.36. I rapporten redovisas:

- a) Bergartsfördelning
- b) Tektonik och spricksystem
- c) Bergets hydrauliska egenskaper
- d) Bergrumsläge och preliminär layout
- e) Prognoser för inläckage och inverkan på omgivningen
- f) Bergkvalitet och byggbarhet
- g) Bergets termiska egenskaper

När förundersökningen rapporterats lämnades arbetet att detaljprojektera och bygga bergrummet ut på totalentreprenad. Detta medförde att detaljundersökningar, som t ex detaljerad seismisk undersökning, utfördes av entreprenörer. I huvudsak utnyttjade dock entreprenören de data som kommit fram i förundersökningen.

Under byggtiden genomfördes sedan ett detaljerat uppföljningsprogram, som finansierades av BFR. Detta finns utförligt rapporterat av Gustafson och Liedholm 1984. Som slutsats av uppföljningsprogrammet kan man dra att den bild av berget som gavs av förundersökningen stämde mycket väl med förhållanden i bergrummet. På en punkt, läckageprognosen, gav förundersökningen ett för pessimistiskt resultat. Orsaken var att i den ursprungliga prognosen enbart data från de provpumpade brunnarna beaktats. I den metodik som redogjorts för i denna rapport redovisas hur data från alla borrhål kan utnyttjas. Detta visar att varje undersökning ger nya lärdomar, som kan användas för att utöka vårt vetande.

REFERENSER

Alehammar, P, och Hermansen, L:

Hydrogeologisk undersökning av bergbrunnar inom
kartbladet Göteborg SO, Geol. Inst., CTH, Publ B177,
1981.

Bear, J:

Hydraulics of ground water, New York, 1979.

Bergman, S G A, och Nord, G:

Täta tunnlar lagom, BeFo Nr 64:1/82, 1982.

Blomquist, T et al:

Groundwater in rock, Geohydrological investigation
methods for installations in rock, BFR D17:1985

Carlsson, A, och Ohlsson, T:

Hydraulic properties of a fractured granitic rock mass
at Forsmark, Sweden, SGU Ser. C 783, 1981.

Carlsson, L:

Hydraulisk mätning och utvärdering, Geo-bygg, 1983
nr 2.

Carlsson, L et al:

Model calculations of the ground waterflow at
Finnsjon, Fjällveden, Gideå and Kamlunge, KBS TR
83-45, 1983.

Cooper, H H, och Jacob C E:

A generalised graphical method for evaluating
formation ? and nummarising well field history, Trans.
Am. Geophys. Union, Vol. 27, 1946.

Dagan, G:

Models of ground water flow in statistically homogeneous formations, Water Resources Research, Vol 15, No 1, Feb 1979.

Dagan, G:

Analysis of flow through heterogeneous random aquifers by the method of embedding matrix. 1. Steady Flow, Water Resources Research, Vol 17, No 1, Feb 1981.

Earlougher, R.C:

Advances in well test analysis. SPE Monograph Volume 5, Hemy L, Doherty Series, 1977.

Dverstorp, B, och Gass, R:

Petrografisk undersökning och geologisk tolkning av Ämtasjöområdet, Tiveden, Skaraborgs län, CTH, Geol. Inst. B237, 1984.

Ericsson, L O, och Ronge, B:

Nacka Kommun, Grundvattenstudie, Boo, VIAK AB, 1984.

Eriksson, A, och Mullern, C-F:

Kapacitetsökning hos bergbörade brunnar genom högtryckspumpning, Vannet i Norden, Nr 2-1977.

Gladfelter, R.E, et al:

Selecting wells which will respond to production stimulation treatment. Drilling and Production Practices, API 117.

Gray, W, and Hassanizadeh, M:

General conservation equation for multi-phase systems: 1 Average procedure, Flow Through Porous Media, CML publications, 1983.

Gustafson, G, och Liedholm, M:

Vattenfall, Deepgas Siljansringen, Hydraulic conductivity in the Siljan Ring Area, VIAK AB, 1985.

Gustafson, G, och Liedholm, M:

Lyckeboprojektet, Utvärderingsprogram Geologi -
Geohydrologi, BeFo 109:1/84, 1984.

Gustafson, G et al:

Mongstad development project. Complementary Geological
Report, Fuelstore, 1984.

Gustafson, G, och Ronge, B:

Urbergets spricksystem och dess inverkan på bergets
hydrogeologiska egenskaper under arbete.

Gustafson, G, och Åberg, B:

Hydraulic conditions in caprock and reservoir. Job
report for Vattenfall, Deep Earth Gas Project, 1985.

Hasin, Z, and Schtrikman, S:

A variational approach to the Theory of the Effective
Magnetic Permeability of Multiphase Materials,
Journal of Applied Physics, Volume 33, Number 10, 1962.

Hassanizadeh, M, och Gray, W:

General conservation equations for multiphase systems:
2 Mass momenta, energy and entrophy equations, Flow
through porous media, CML-publications, 1983.

Heimli, P:

Bergarters porositet, permeabilitet, fugtutvidelse og
kapillaritet, Rapport nr 12. Del av forsknings-
prosjektet "Vaeske - og gasslekkasjer i fjell, NTNF,
Trondheim, 1974.

Hillström, C-G, et al:

Solvärme med säsongslagring i berg för 550 lägenheter
i Lyckebo, Uppsala. Från idé till idrifttagning, BFR
R43:1985.

Hobbs, B. E, et al:

An outline of structural geology, Wiky, 1976.

Horslev, M. J:

Subsurface exploration and sampling of soils for civil engineering purposes, Amer. Soc. of Civil Eng., 1948.

Jouanna, P, and Louis, C:

Determination of structural and hydraulic characteristics of fractured rocks - Interaction between hydraulic and mechanical phenomena. Nordic symposium on Geothermal Energy, Göteborg, 1978.

Ledin, B:

Invertering av brunnar i Kopparbergs län, VIAK AB, 1981.

Louis, C:

Strömungsvorgänge in kluftigen Medien und ihre kung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels, Diss Univ (TH) Karlsruhe, Veröff Inst Bodenmech Felsmech 30, 1967.

Louis, C:

Rock hydraulics, BRGM-Service Geologique National, Orleans, 1969.

Nilsson, K, och Ronge, B:

Karlskrona kommun, Aspö, Geohydrologiska undersökningar, 1985.

Papadopoulos, I S:

Nonsteady Flow to a Well in an infinite anisotropic aquifer, Proceedings of the Dubrovnik Symposium on Hydrology of fractured rocks, UNESCO, 1967.

Ramey, H, et al:

Analysis of Slug Test or DST Flow Period Data, Journ of Can. Petr. Tech, July-Sept 1975.

Rehbinder, G:

Lyckeboprojektet. Mätning av bergets töjningar. BeFo 109:2/84, 1984.

Stewart, G, och Wittman, M:

Interpretation of the presme response of the repeat formation tester. Society of Petr. Eng. Journal 8362, 1979.

Sundquist, V:

Tryckuppbyggnad som akvifertest i naturligt sprickigt medium, Litteraturgenomgång. CTH, Geol. Inst. B261, 1985.

Säwe, G, och Tyrberg, Å:

Analys av sprickkartering på Ramberget, Göteborg - Med hjälp av ett BASIC-program, CTH, Geol. Inst. B218, 1983.

Theis, C. V:

The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and donation of discharge of a well using groundwater storage, Trans. Am. Geophys. Union, Vol 16, 1935.

Waltenberger, R, och Ramey, H. J:

An investigation of wellbore storage and skineffect in unsteady liquid flow: II Finite difference treatment, SPE Journal, Sept, 1970.

Vattenfall:

Deep Gas, Swedish premises, The Siljan ringstructure-investigations and evaluations, Report G2 No 4, 1985.

VIAB AB:

Inventering av brunnar i Kopparbergs län, Internal Report, Falun, 1981.

VIAB AB:

UKAB, Lyckeboprojektet, Geologiska förundersökningar, Arbetsrapport, 1981.

BETECKNINGAR

Nedan ges de viktigaste beteckningar som används i denna rapport. Förekommande dimensioner har angetts i SI-systemet. I texten förekommer ytterligare några beteckningar, huvudsakligen indicerade varianter av de här redovisade. I dessa fall framgår betydelsen klart av texten.

A	(m ²)	area
A _W	(m ²)	tvärsnittsarea för brunn eller obsrör
b	(m)	akviferens mäktighet
c	(var)	konstant med varierande index
e	(m)	sprickvidd
F(x)	(-)	fördelningsfunktion
F _N (M)	(s/m ²)	influensfunktion
f(x)	(-)	frekvensfunktion
g	(m/s ²)	jordaccelerationen
h	(m)	grundvattennivå, tryckhöjd
h _W	(m)	vattennivå i uttagsbrunn
h _O	(m)	initieell grundvattennivå
K	(m/s)	hydraulisk konduktivitet
K _f	(m/s)	hydraulisk konduktivitet hos spricka
K _p	(m/s)	permeabilitetsvärde som överskrids med sannolikheten p
k	(m ²)	specifik permeabilitet
k _f	(m ²)	specifik sprickpermeabilitet
L	(m)	längd
N	(-)	antal
n	(-)	porositet
n ₁	(-)	primärporositet
n ₂	(-)	sekundärporositet
n _t	(-)	totalporositet
p	(-)	sannolikhet
Q	(m ³ /s)	vattenuttag
q	(m ² /s)	flöde per längdenhet
R _O	(m)	integrationskonstant i brunnsekvationen
r	(m)	radie
r _w	(m)	brunnsradie

S	(-)	akviferens magasinskoefficient
S_a	(-)	elastisk magasinskoefficient
S_g	(-)	bruttomagasinskoefficient
S_y	(-)	vattenavgivningstal
S_S	(m^{-1})	specifik magasinskoefficient
s	(m)	avsänkning
s_m	(m)	matchpunktkordinat för avsänkningen
s_w	(m)	avsänkning i uttagsbrunn
s'	(m)	kvarvarande avsänkning
s''	(m)	återhämtning
T	(m^2/s)	akviferens transmissivitet
T_f	(m^2/s)	spricktransmissivitet
T_g	(m^2/s)	bruttotransmissivitet
t	(s, min)	tid
t_f	(m^3)	specifik spricktransmissivitet
t_m	(min)	matchpunktkoordinat för pumpningstid
t_p	(s, min)	pumpningstid
t_o	(min)	tiden för skärningen mellan den extra- polerade avsänkningsskurvan och tidsaxeln i halvlogaritmisk presentation
t'	(s, min)	återhämtningstid
t''	(s, min)	justerad återhämtningstid
V	(m^3)	volym
v	(m/s)	grundvattnets bruttonhastighet, Darcys hastighet
$W(u)$	(-)	Theis brunnsfunktion
x	(m)	längdkoordinat
y	(m)	längdkoordinat
z	(m)	höjdkoordinat
σ	(-)	dimensionslös brunnsmagasinsfaktor
σ	(m^{-3})	sprickfrekvens
Δh	(m)	nivåskillnad över en dekad i halvlogaritmisk presentation
Δs	(m)	avsänkningsskillnad över en dekad i halv- logaritmisk presentation
θ	(-)	dimensionslös tid
θ_m	(-)	matchpunktskoordinat för dimensionslös tid

μ	(Pa s)	viskositet
μ	(var)	medelvärde
ξ	(-)	skinfaktor
ρ	(-)	dimensionslös radie
ρ	(kg/m ³)	densitet
ρ_w	(kg/m ³)	vattnets densitet
σ	(-)	dimensionslös avsänkning
σ_m	(-)	matchpunktskoordinat för dimensionslös avsänkning
σ	(var)	standardavvikelse